



Universität Bayreuth  
Abteilung Mikrometeorologie

# Bestimmung turbulenter Flüsse auf einer Waldlichtung mit der Modified-Bowen-Ratio-Methode

Georg Jocher

Diplomarbeit in Geoökologie  
Betreuer: Prof. Dr. Thomas Foken

Oktober 2009

# Inhalt

<i>Inhalt</i>	2
<i>Zusammenfassung</i>	4
<i>Abstract</i>	6
<b>1. Einleitung und Motivation</b>	8
<b>2. Theorie</b>	9
<b>2.1. Strahlungsbilanz und Energiebilanz</b>	9
<b>2.2. Die Bowen-Verhältnis-Ähnlichkeit</b>	10
2.2.1. Die Bowen-Ratio-Methode	12
2.2.2. Die Modified-Bowen-Ratio-Methode	12
<b>2.3. Methodische Einschränkungen</b>	13
2.3.1. Bowen-Ratio-Methode	13
2.3.2. Die Schließung der Energiebilanz	14
2.3.3. Modified-Bowen-Ratio-Methode	15
2.3.4. Footprint	18
2.3.5. Interne Grenzschichten	19
<b>2.4. freie Konvektion</b>	21
<b>2.5. Kopplung zwischen Atmosphäre und Pflanzenbeständen</b>	23
<b>2.6. Integrale Turbulenzcharakteristiken</b>	24
<b>3. Experiment und Durchführung</b>	25
<b>3.1. ExchanGE processes in mountainous Regions (EGER)</b>	25
3.1.1. Intensive Observation Period 1 (IOP1)	26
3.1.2. Intensive Observation Period 2 (IOP2)	28
3.1.3. Datenaufbereitung	30
3.1.4. Standortdiskussion	36
<b>4. Ergebnisse und Interpretation</b>	42
<b>4.1. Strahlungsbilanz und Energiebilanzkomponenten</b>	42
4.1.1. Gesamtbilanzen	42
4.1.2. Verhalten der Energiebilanzkomponenten	48
4.2.1. Freie Konvektion während IOP1	52
4.2.2. Freie Konvektion während IOP2	53
4.2.3. Fazit Freie Konvektion	55
<b>4.3. Prozessvergleiche</b>	57
4.3.1. Kopplung Atmosphäre-Bestand	57
4.3.2. Beobachtete integrale Turbulenzcharakteristiken	59
4.3.3. Parametrisierte Integrale Turbulenzcharakteristiken	61
<b>5. Schlussfolgerungen</b>	64
<i>Abbildungsverzeichnis</i>	73
<i>Tabellenverzeichnis</i>	76
<i>Abkürzungs- und Symbolverzeichnis</i>	77

---

<i>Anhang - A: Fehlerbetrachtung</i>	<u>81</u>
<i>Anhang - B: Vergleich BR und MBR</i>	<u>85</u>
<i>Danksagung</i>	<u>86</u>
<i>Eidesstattliche Erklärung</i>	<u>87</u>

---

## Zusammenfassung

Das Projekt EGER (ExchanGE Processes in mountainous REgions) fand in den Jahren 2007 und 2008 auf den Messflächen des BayCEER (Bayreuth Center of Ecology and Environmental Research) am Waldstein/Weidenbrunnen statt. Es bestand im Wesentlichen aus zwei intensiven Beobachtungsperioden (intensive observation periods), IOP1 im September/Oktober 2007 und IOP2 im Juni/Juli 2008. In diesem Projekt wurden verschiedene mikrometeorologische, chemische und biologische Prozesse des Bereichs Boden-Vegetation-atmosphärische Grenzschicht nach unterschiedlichen Gesichtspunkten untersucht. Im Zuge dieses Projektes war auf einer Waldlichtung (ca. 100 m Durchmesser) inmitten des 23 m hohen Fichtenbestandes am Messstandort während IOP1 ein Modified-Bowen-Ratio-Mast aufgebaut, während IOP2 erfolgte eine Erweiterung dieses Komplexes auf der Lichtung um Strahlungsbilanzmessungen und Bestimmung verschiedener Bodenparameter.

Die Untersuchungen ergaben, dass auf der Lichtung relativ kleine Bowen-Verhältnisse ( $< 1$ ), im Gegensatz dazu über dem Fichtenbestand Bowen-Verhältnisse  $> 1$  anzutreffen sind. Aufgrund der geringen Höhenauflösung der Temperatur- und Feuchtebestimmung auf der Waldlichtung waren die Gradienten jedoch sehr gering, so dass hauptsächlich nur in den Mittagsstunden eine Bestimmung der Bowen-Verhältnisse mit Fehlern  $< 20\%$  möglich war. Regelmäßig auftretende große Sprünge in den Trockentemperaturen der oberen Messhöhe, vermutlich hervorgerufen durch Strahlungsfehler, erschwerten die Bestimmungen zusätzlich. Im Allgemeinen war die Ermittlung der turbulenten Flüsse aufgrund der größeren Turbulenz im Sommer während IOP2 genauer, und die Flüsse waren dort größer.

Die kleinen Bowenverhältnisse auf der Lichtung, die während IOP2 in etwa denen im umgrenzenden Bestand entsprachen, ließen die Lichtung als Feuchtequelle gegenüber den über dem Bestand liegenden Schichten erscheinen, freie Konvektion ( $z/L < -1$ ), ausgehend von der Waldlichtung wurde dadurch begünstigt und war sowohl während IOP1 als auch während IOP2 zu beobachten. Trat diese auf der Lichtung auf, so konnte sie auch über dem Bestand festgestellt werden, und es bestand während dieser Zeit Kopplung zwischen der Lichtung und der Atmosphäre über dem Bestand. Nur in vereinzelt Fällen, hervorgerufen durch starke Einstrahlung, war freie Konvektion über dem Bestand unabhängig von der Waldlichtung zu beobachten. Betrachtungen der integralen Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes ergaben als Tendenz, dass ansonsten über dem Bestand vorwiegend neutrale Verhältnisse anzutreffen sind, während die Lichtung einem gewissen Stabilitätseinfluss unterliegt.

Eine interessante Besonderheit stellt die Tatsache dar, dass die Schließung der Energiebilanz auf der Waldlichtung offensichtlich abhängig von der Windrichtung ist. So war die Diskrepanz zwischen verfügbarer Energie und mit der Modified-Bowen-Ratio-Methode

---

bestimmten turbulenten Flüssen bei Wind aus südlichen und süd-westlichen Richtungen weitaus größer, als sich dies bei Wind aus Nord und Ost zu erkennen gab. Grundsätzlich war die Summe aus fühlbarem und latentem Wärmestrom auf der Waldlichtung größer als die verfügbare Energie, womit hier eine Ähnlichkeit mit dem umliegenden Bestand zu beobachten war (nachgewiesen für IOP2, nur hier gab es eine zusätzliche Strahlungsbilanzmessung auf der Waldlichtung). Das Phänomen der Windrichtungsabhängigkeit der Schließung der Energiebilanz auf der Waldlichtung wurde auf die Einbringung zusätzlicher Energie auf die Waldlichtung durch sekundäre Zirkulationen zurückgeführt. Eine im Süden der Lichtung liegende größere abgeholzte Fläche, sowie die dort ebenfalls befindliche Kyrillschneise sind hier wohl als ursächlich zu nennen.

---

## Abstract

The EGER project (ExchanGE processes in mountainous REgions) took place in the years 2007 and 2008 at the measurement site of the BayCEER (Bayreuth Center of Ecology and Environmental research; region Waldstein/Weidenbrunnen), basically consisting of two intensive observation periods (IOP1 and IOP2) in september/october 2007 and june/july 2008. The main intention of this project was to investigate different micrometeorological, chemical and biological processes in the array of soil, vegetation and atmosphere and to learn about their interactions. In the course of this project, during IOP1 a modified-bowen-ratio measurement complex was placed on a clearing (diameter about 100 m) in the 23 m high spruce stand, who dominates at this measurement site. During IOP2, this measurement complex on the clearing was completed by a radiation measurement complex and the determination of different soil parameters.

The investigations showed that the bowen ratios on the clearing are  $< 1$ , above the spruce stand in a height of 36 m  $> 1$ . However, the gradients of the temperature and humidity on the clearing were very small, because the distance between the two measurement points of temperature and humidity in two different heights was too small. So it was only possible in the midday hours to determine the bowen ratio with an error less than 20%. Another big problem was the determination of the dry temperature in the upper measurement height because of immense variations of this scalar, probably caused by a radiation error. However, the determination of the turbulent fluxes during the summer measurement period IOP2 was more exactly and the fluxes showed larger values, caused by the bigger turbulence during this time.

The small bowen ratios on the clearing, which were during IOP2 comparable with the bowen ratios in the stand, induced events of free convection ( $z/L < -1$ ), because you can see the clearing as a source of humidity, and the density of humid air is smaller than the density of almost dry air. Free convection events appeared during IOP1 and during IOP2, most times based on the clearing. In these cases, free convection was also to detect above the stand in 36 m height, and the clearing was coupled with the atmosphere above the stand. In a few cases free convection appeared only above the stand caused by very large incoming radiation already in the morning.

The observation of the integral turbulence characteristics of the vertical wind showed as a tendency, that above the stand the influence of stability is very small, in the most cases you can find there near neutral conditions. In contrast the clearing follows the change of stability relative clearly.

An interesting aspect of the investigations on the clearing is, that obviously the closure of the energy balance depends on the wind direction. Basically, the sum of sensible and latent heat

flux was bigger than the available energy on the clearing during IOP2, a similarity with the circumstances in the stand. But the discrepancy increased, if the wind was coming from south or south-west directions. The reason for this is probably an additional energy transport to the clearing, caused by secondary circulations during a wind of southern directions. Responsible for this is a deforested area in the south of the clearing and the “Kyrill” forest aisle.

---

## 1. Einleitung und Motivation

Seit der Einführung des Bowen-Verhältnisses im Jahre 1926 durch Bowen wurde die Bowen-Ratio-Methode in vielfältiger Weise für die Bestimmung turbulenter Flüsse eingesetzt, so etwa über Wald (z.B. Bernhofer, 1992; Barr et al., 1994; Halldin und Lindroth, 1990) sowie auf Flächen unterschiedlicher Vegetation (z.B. Dugas et al., 1991, Messungen über Mais) und Landnutzung (z.B. Heilmann et al., 1994, Bilanzmessungen in einem Weinberg). Wegen ihrer relativ einfachen Handhabung mit Messungen von Temperatur und Feuchte in 2 Höhen sowie der Bestimmung der Strahlung und des Bodenwärmestromes hat sich diese bewährt.

Eine Modifikation der Bowen-Ratio-Methode stellt die Modified-Bowen-Ratio-Methode dar (Businger, 1986), bei der man sich nun der Problematik der nicht geschlossenen Energiebilanz entledigt (vgl. Kapitel 2.3.1), und somit quantitativ exaktere Ergebnisse erhält (Liu und Foken, 2001). Hier benötigt man Messungen von Temperatur und Feuchte in zwei Höhen, ein Ultraschallanemometer und die Bodenwärmestrombestimmung, die Messung der Strahlungsbilanz entfällt. Auch diese Methode wird häufig verwendet, siehe z.B. Jegede et al. (2001).

Bei beiden Verfahren ist jedoch genau darauf zu achten, die theoretischen Annahmen, die im Vorfeld getroffen wurden, zu erfüllen bzw. bei Nichteinhaltung die Folgen abzuschätzen.

Ziel dieser Arbeit ist es nun, mit eben genannter Modified-Bowen-Ratio-Methode die Verhältnisse auf einer Waldlichtung in einem europäischen Mittelgebirge, die etwa 100 Meter Durchmesser aufweist, genauer zu beleuchten. Untersuchungen auf Waldlichtungen bzw. Windwurfflächen liegen nur in geringem Umfang vor, beispielsweise bei Knohl et al. (2002). Gegenstand der Untersuchung war dort vornehmlich die Kohlenstoffbilanz einer Windwurffläche mit Totholz (400x1000 Meter), in deren Rahmen auch Messungen der turbulenten Flüsse mit der Eddy-Kovarianz-Methode durchgeführt wurden, jedoch keine genaueren Untersuchungen bezüglich freier Konvektion und Kopplung.

Die folgenden Ausführungen versuchen nun, anhand der mit der Modified-Bowen-Ratio-Methode durchgeführten Messungen auf oben genannter Waldlichtung einen Überblick über allgemeines Verhalten und Besonderheiten zu geben im Hinblick auf die Energiebilanz und das Verhalten der einzelnen Energiebilanzkomponenten. Außerdem erfolgt eine Untersuchung hinsichtlich potentiell auftretender freier Konvektion und den Kopplungszuständen mit der Umgebung, die Prozesse auf der Lichtung und ihrer Umgebung werden vorgestellt und verglichen.



## 2. Theorie

Im folgenden Kapitel soll die Theorie der verwendeten Methode sowie der zu untersuchenden Hauptthemen vorgestellt werden. Dazu wird zunächst das Konzept der Strahlungsbilanz/Energiebilanz beleuchtet, und dann die Modified-Bowen-Ratio-Methode und ihre Ursprungsmethode, die Bowen-Ratio-Methode, präsentiert. Anschließend werden im Zuge der Beschreibung der methodischen Einschränkungen die Phänomene Nichtschließung der Energiebilanz, Footprint und interne Grenzschichten dargelegt. Den Abschluss des Teorieteils bilden das Unterkapitel über freie Konvektion, ein kurzer Abschnitt zur Kopplung zwischen Atmosphäre und Pflanzenbeständen sowie eine Einführung zu den integralen Turbulenzcharakteristiken.

### 2.1. Strahlungsbilanz und Energiebilanz

Die Strahlungsbilanz  $-Q_s^*$  an der Erdoberfläche addiert sich aus den Komponenten kurzwellige Einstrahlung (Globalstrahlung)  $K\downarrow$ , die sich aus der diffusen Himmelsstrahlung und der direkten Sonnenstrahlung zusammensetzt, kurzwellige aufwärts gerichtete Reflexstrahlung  $K\uparrow$ , langwellige aufwärts gerichtete infrarote Ausstrahlung  $I\uparrow$  und der langwelligigen Gegenstrahlung  $I\downarrow$ , abwärts gerichtete, u. a. von Wolken und Aerosolen emittierte Wärmestrahlung (Foken, 2006).

$$Q_s^* = K\uparrow + K\downarrow + I\uparrow + I\downarrow \quad (2-1)$$

Als langwellig wird Strahlung in der Regel bezeichnet, wenn sie eine Wellenlänge  $>3\mu\text{m}$  hat.

Per Konvention werden Strahlungs- und Energieflüsse positiv dargestellt, wenn sie Energie von der Erdoberfläche (in den Boden oder in die Atmosphäre) abführen. Führen sie der Erdoberfläche Energie zu, haben sie negatives Vorzeichen. In der Gesamtbilanz erhält die Erdoberfläche mehr Strahlungsenergie als sie abgibt, wodurch sich eine positive Strahlungsbilanz ergibt. Die zugeführte Energie teilt sich an der Erdoberfläche auf in den fühlbaren Wärmestrom  $Q_H$ , den latenten Wärmestrom  $Q_E$  und den Bodenwärmestrom  $Q_G$ . Weiterhin wird Energie durch Pflanzen, Bauwerke etc. gespeichert ( $\Delta Q_s$ ). Damit ergibt sich für die Energiebilanz an der Erdoberfläche folgende Gleichung:

$$-Q_s^* = Q_H + Q_E + Q_G + \Delta Q_s \quad (2-2)$$

Je nach geographischer Lage, Umweltbedingungen, Tageszeit etc. sind die einzelnen Komponenten der Energiebilanzgleichung unterschiedlich stark ausgeprägt.

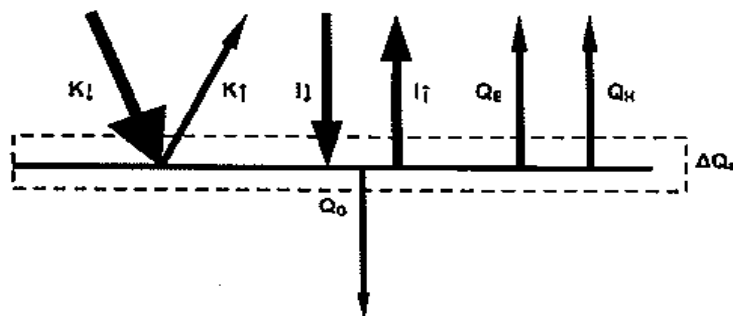


Abbildung 2-1: Schematische Darstellung der Strahlungs- und Energieflüsse an der Erdoberfläche. Die Strahlungsbilanz ergibt sich nach Gleichung (2-1) als Summe der kurzwelligen (K) und langwelligen (I) Strahlungsflüsse. Zusätzlich wurde die Energiespeicherung  $\Delta Q_S$  in der Luft-, Pflanzen- und Bodenschicht schematisch eingezeichnet (Foken, 2006).

## 2.2. Die Bowen-Verhältnis-Ähnlichkeit

Das Bowen-Verhältnis wurde bereits 1926 entwickelt, um den fühlbaren und latenten Wärmestrom über einer Wasserfläche zu bestimmen (Bowen, 1926).

$$Bo = \frac{Q_H}{Q_E} \quad (2-3)$$

Nach der Fluss-Gradient-Ähnlichkeit, die besagt, dass sich ein Fluss aus dem Gradienten einer Zustandsgröße und dem dazugehörigen Diffusionskoeffizienten ergibt, lassen sich der fühlbare Wärmestrom  $Q_H$  und der latente Wärmestrom  $Q_E$  durch die Profilgleichungen ausdrücken (z.B. Arya, 1988).

Ersetzt man in der Formel für das Bowen-Verhältnis den fühlbaren Wärmestrom und den latenten Wärmestrom mit diesen Profilgleichungen in ihrer energetischen Form, so folgt:

$$Bo = \frac{\rho \cdot c_p \cdot \frac{\alpha_0 \cdot \kappa \cdot u_*}{\varphi_H(\zeta)} \cdot \frac{\partial T}{\partial \ln z}}{\rho \cdot \lambda \cdot \frac{\alpha_{0E} \cdot \kappa \cdot u_*}{\varphi_E(\zeta)} \cdot \frac{\partial q}{\partial \ln z}} \quad (2-4)$$

Dabei ist  $\rho$  die Luftdichte,  $c_p$  die Wärmekapazität,  $\lambda$  die Verdampfungswärme und  $\kappa$  die von-Karman-Konstante, die üblicherweise mit 0,4 angegeben wird.  $z$  entspricht der Messhöhe und  $u_*$  der Schubspannungsgeschwindigkeit.  $\varphi_H(\zeta)$  und  $\varphi_E(\zeta)$  sind die universellen Funktionen für den fühlbaren und latenten Wärmestrom, die eine zusätzliche funktionelle Abhängigkeit vom Stabilitätsparameter  $\zeta$  in die Gleichungen einbringen, und somit eine Übertragung der Anwendung der Gleichungen auch auf den nicht-neutralen Fall erlauben (Monin und Obukhov, 1954 und 1971).  $\alpha_0$  und  $\alpha_{0E}$  stellen das Verhältnis des turbulenten Diffusionskoeffizienten für den fühlbaren bzw. latenten Wärmestrom zum turbulenten Diffusionskoeffizienten für den Impuls dar. Diese Umrechnung wurde eingeführt, um eine bessere Vergleichbarkeit zu gewährleisten, da die turbulenten Diffusionskoeffizienten für den Impuls, die fühlbare Wärme und die latente Wärme nicht identisch sind.  $T$  und  $q$  schließlich sind die Temperatur und die spezifische Feuchte.

Wird angenommen, dass gilt:

- Gleichheit der Koeffizienten  $\alpha_0$  und  $\alpha_{0E}$
- Gleichheit der universellen Funktionen ( $\varphi_H(\zeta) = \varphi_E(\zeta)$ ) bzw. neutrale Schichtung ( $\varphi_H(\zeta) = \varphi_E(\zeta) = 1$ ) bzw. Messung in der dynamischen Unterschicht (kein Stabilitätseinfluss),

dann folgt nach Vereinfachung, Umrechnung der spezifischen Feuchte  $q$  in den Dampfdruck  $e$  und Übergang zur Differenzenschreibweise die Bowen-Verhältnis-Ähnlichkeit, ein Spezialfall der Fluss-Gradient-Ähnlichkeit.

$$Bo = \frac{c_p}{\lambda} \cdot \frac{\Delta T}{\Delta q} = \frac{c_p}{\lambda} \cdot \frac{p}{0,622} \cdot \frac{\Delta T}{\Delta e} = \gamma \cdot \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (2-5)$$

$\gamma$  beträgt dabei 0,667 K/hPa bei  $T = 20^\circ\text{C}$  und  $p = 1000$  hPa Luftdruck.

Zur Bestimmung des Bowen-Verhältnisses benötigt man demnach in zwei verschiedenen Höhen eine Temperatur- und Feuchtemessung.

### 2.2.1. Die Bowen-Ratio-Methode

Die Bowen-Ratio-Methode (BR-Methode) bedient sich der Bowen-Verhältnis-Ähnlichkeit (Gl. 2-5), sowie der Energiebilanzgleichung an der Erdoberfläche in der Form

$$-Q_S^* = Q_H + Q_E + Q_G \quad (2-6)$$

mit  $Q_S^*$  = Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche und  $Q_G$  = Bodenwärmestrom.

Aus der Kombination des Bowen-Verhältnisses (Gl. 2-3) und der Energiebilanzgleichung ergeben sich die Bestimmungsgleichungen der Bowen-Ratio-Methode für den fühlbaren Wärmestrom und den latenten Wärmestrom (z.B. Gay et al., 1996; Andreas und Cash, 1996).

$$Q_H = (-Q_S^* - Q_G) \cdot \frac{Bo}{1 + Bo} \quad (2-7)$$

$$Q_E = \frac{-Q_S^* - Q_G}{1 + Bo} \quad (2-8)$$

Die gesamte Methode benötigt also eine Strahlungsbilanzmessung, eine Messung des Bodenwärmestroms und zwei Temperatur- und Feuchtemessungen in zwei verschiedenen Höhen.

### 2.2.2. Die Modified-Bowen-Ratio-Methode

Auch bei der Modified-Bowen-Ratio-Methode (MBR-Methode) ist die Bowen-Verhältnis-Ähnlichkeit (vgl. Gl. 2-5) Ausgangspunkt. Weiterhin wird mit einem Ultraschallanemometer der fühlbare Wärmestrom nach der Eddy-Kovarianz-Methode (z.B. Businger, 1986; Haugen, 1973; Kaimal u. Finnigan, 1994; Lee et al., 2004) nach folgender Gleichung bestimmt:

$$Q_H = \rho \cdot c_p \cdot \overline{w'T'} \quad (2-9)$$

Dabei ist  $w'$  = die Fluktuation der Vertikalwindkomponente und  $T'$  = die Temperaturfluktuation. Hier macht man sich die Temperaturabhängigkeit der Schallgeschwindigkeit zunutze.

Allerdings wird mit dem Ultraschallanemometer die sogenannte Schalltemperatur  $T_s$  bestimmt, die nahezu gleich der virtuellen Temperatur  $T_v$  ist, so dass man zunächst den Auftriebsstrom  $\overline{w'T_s}$  erhält. Umfangreiche Korrekturen und Umrechnungen sind notwendig, um dann den fühlbaren Wärmestrom zu erhalten, siehe dazu Kapitel 3.1.3.

Der latente Wärmestrom ergibt sich schließlich aus dem Bowen-Verhältnis durch Umstellung von Gleichung 2-3 (Liu u. Foken, 2001).

$$Q_E = \frac{Q_H}{Bo} \quad (2-10)$$

Das gesamte Verfahren benötigt demnach zwei Temperatur- und Feuchtemessungen in zwei verschiedenen Höhen und eine Ultraschallanemometermessung.

## 2.3. Methodische Einschränkungen

Um die Methoden richtig anzuwenden, ist es unausweichlich, ihre Einschränkungen zu kennen. Diese sollen im Folgenden aufgezeigt werden.

### 2.3.1. Bowen-Ratio-Methode

Zu erkennen ist, dass in den Bestimmungsgleichungen (Gl. 2-7 und 2-8) keine Windgeschwindigkeiten mehr enthalten sind. Um zu gewährleisten, dass ausreichende Turbulenz vorhanden ist, sollte als zusätzliche Instrumentierung eine Windmessung in beiden Messhöhen eingeführt werden. Der Wind in der oberen Messhöhe sollte größer  $1 \text{ ms}^{-1}$ , die Differenz zwischen beiden Messhöhen größer  $0,3 \text{ ms}^{-1}$  sein. Andernfalls sind die Messwerte zu verwerfen (Foken et al., 1997b).

Um Messfehler zu minimieren, ist ein Verhältnis der beiden Messhöhen von mindestens 4-8 zu wählen, nähere Ausführungen dazu folgen bei der Beschreibung der Einschränkungen der Modified-Bowen-Ratio-Methode (2.3.2). Aus der Mathematik der Bestimmungsgleichungen ergibt sich außerdem, dass die Bowen-Ratio-Methode bei einem Bowen-Verhältnis von  $-1$  nicht anwendbar ist. Dies ist in den Morgen- und besonders in den Abendstunden der Fall, wenn Taufall und Oaseneffekt zu entgegengesetzten turbulenten Flüssen führen. Aber auch Niederschlag und starker Föhnwind können diese Situation hervorrufen. Um hier nicht-interpretierbare Werte auszuschließen, sind die Daten für  $-1,25 < Bo < -0,75$  zu verwerfen.

Dies gilt für einen sonstig idealen Standort, im Einzelfall ist der Ausschlussbereich eventuell an die gegebenen Bedingungen anzupassen. Um Countergradienten bei  $Bo < 0$  auszuschließen, ist das Vorzeichenkriterium (Ohmura, 1982) anzuwenden:

$$(-Q_S^* - Q_G) > 0 \Rightarrow (\lambda \cdot \Delta q + c_p \cdot \Delta T) > 0 \quad (2-11)$$

$$(-Q_S^* - Q_G) < 0 \Rightarrow (\lambda \cdot \Delta q + c_p \cdot \Delta T) < 0 \quad (2-12)$$

Ist einer der beiden Fälle nicht erfüllt, sind die Daten ebenfalls zu verwerfen. Hauptproblem bei dieser Methode ist allerdings die Anwendung der Energiebilanzgleichung. Wegen der Nichtschließung der Energiebilanz an der Erdoberfläche (vgl. 2.3.2) müsste Gleichung 2-6 eigentlich wie folgt aussehen:

$$-Q_S^* = Q_H + Q_E + Q_G (+ Re) \quad (2-13)$$

Re ist das Residuum, ein Restterm, der wegen genannter Nichtschließung der Energiebilanz an der Erdoberfläche auftritt. Oft wird das Residuum nicht bestimmt, ist aber auf keinen Fall zu vernachlässigen. Man erkennt aus den Bestimmungsgleichungen, dass bei einer Nichtbestimmung des Residuums dieses faktisch der Strahlungsbilanz zugerechnet und dann auf den fühlbaren und latenten Wärmestrom aufgeteilt wird. Dadurch kommt es zu einer Überbestimmung der Flüsse und somit zu Einschränkungen in der quantitativen Richtigkeit. Fehlerbetrachtungen zur gesamten Methode liegen in größerem Umfang vor, z.B. bei Foken et al. (1997b).

### 2.3.2. Die Schließung der Energiebilanz

Ein Phänomen, das bis heute nicht vollständig geklärt und Gegenstand der Forschung ist, ist die Nichtschließung der Energiebilanz an der Erdoberfläche. Demnach erhält die Erdoberfläche am Tage mehr Energie, als durch fühlbaren und latenten, sowie durch Bodenwärmestrom und Wärmespeicherung abgeführt wird. In der Nacht sind die Verhältnisse umgekehrt, ein Energieausgleich findet jedoch nicht statt. Dieses Restglied, Residuum genannt, kann durch viele verschiedene Faktoren hervorgerufen werden und beachtliche Werte annehmen (Foken, 2006). Zum Einen sind hier Messfehler bei der Bestimmung der einzelnen Flüsse von Bedeutung, zum Anderen spielen die unterschiedlichen Quellgebiete der

gemessenen Terme der Energiebilanz eine Rolle. Eine besondere Bedeutung hat die Energiespeicherung in der obersten Bodenschicht oberhalb der Bodenwärmestrommessung. Diese kann, hervorgerufen durch wechselnde Bewölkung, sehr variabel sein, wodurch eine hohe Instationarität gegeben ist. Jedoch haben Untersuchungen ergeben, dass bei optimaler Messung und exakter Bestimmung des Wärmestroms an der Bodenoberfläche die Energiebilanz in der Nacht weitgehend geschlossen ist, so dass die Ursachen für das Residuum woanders zu suchen sind (Foken, 2006). Heute geht man davon aus, dass Heterogenitäten in der Umgebung der Messfläche zu langwelligen turbulenten Strukturen führen können, die mit der Turbulenzmessung wegen der kurzen Mittelungszeit der Flüsse nicht erfasst werden (Panin et al., 1996b). Desweiteren treten im heterogenen Gelände sekundäre Zirkulationen größeren Ausmaßes auf, die unter Umständen die Oberfläche gar nicht berühren oder stationär sind, und sich somit einer Eddy-Kovarianz-Messung entziehen (Foken, 2008). Die Flüsse teilen sich also auf in einen kurzwelligen Anteil und in einen langwelligen Anteil. Dieser langwellige Anteil, der vornehmlich durch die Heterogenität der Landschaft hervorgerufen wird (in der Wüste etwa konnte die Energiebilanz geschlossen werden, vgl. Heusinkveld et al., 2004; im afrikanischen Buschland gelang dasselbe, vgl. Mauder et al., 2007), ist es hauptsächlich, der weiterhin Forschungsobjekt und Gegenstand des Interesses ist.

### 2.3.3. *Modified-Bowen-Ratio-Methode*

Keine vernünftige Nutzung dieser Methode ist möglich bei gegen Null tendierenden Bowenverhältnissen und Auftriebsströmen. Bei sonstiger idealer Standortlage bedeutet dies, dass Werte bei  $-0,15 < Bo < 0,05$  und  $-0,001 \text{ K} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1} < \overline{w'T_s'} < 0,002 \text{ K} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  auszuschließen sind. Außerdem sollte das Verhältnis der Messhöhen bei der Bestimmung des Bowen-Verhältnisses möglichst groß sein ( $z_2/z_1 > 4-8$ ), um die Fehler zu minimieren. Denn geht man bei der Temperatur- bzw. Feuchtebestimmung von einem Fehler von +/- 0,05 K bzw. 0,05 hPa aus, ergibt sich für das Bowen-Verhältnis folgendes Bild:

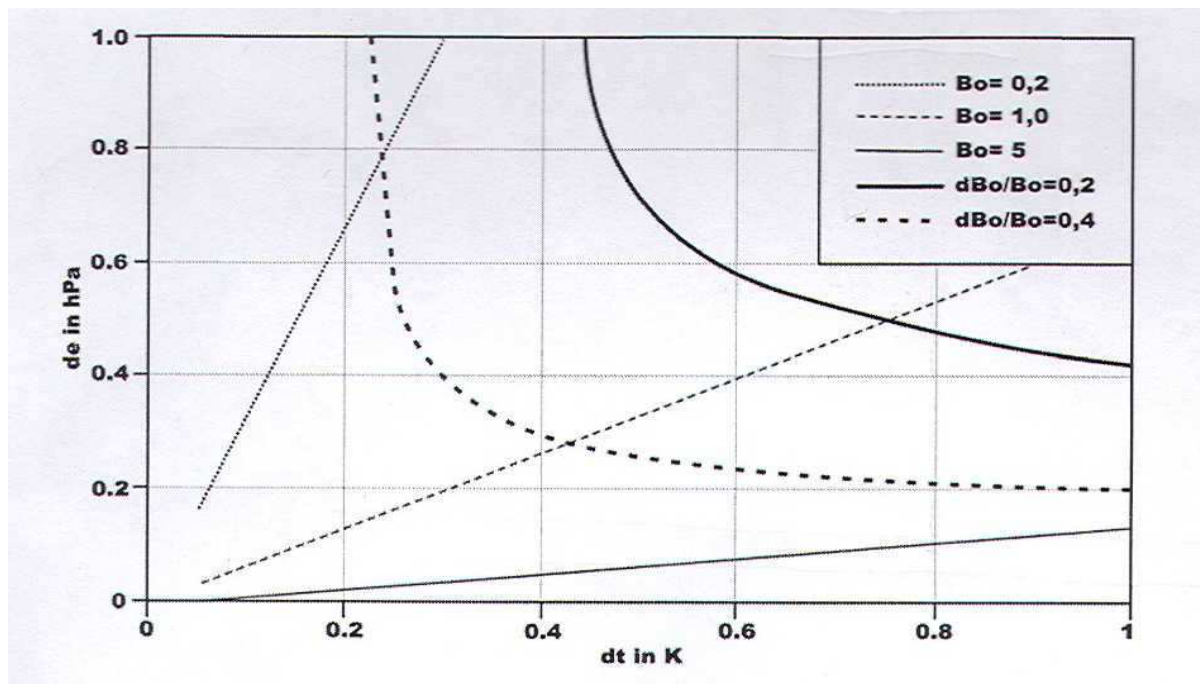


Abbildung 2-2: Fehler des bestimmten Bowen-Verhältnisses (20 und 40 %) in Abhängigkeit von den gemessenen Temperatur- und Dampfdruckdifferenzen (Foken et al., 1997b)

Zu erkennen ist, dass sowohl für die Temperatur, als auch für die Feuchte mindestens ein Gradient von ca. 0,4 benötigt wird, um wenigstens in den 40%-Fehlerbereich zu gelangen. Dies erreicht man umso leichter, je größer das Messhöhenverhältnis ist. Optimal ist ein Bowen-Verhältnis von 0,667, dies ist der Fall, wenn Temperatur- und Feuchtegradient gleich sind. Ist das Bowen-Verhältnis zu groß oder zu klein, werden die Fehler deutlich größer.

Außerdem sollte, um ausreichende Turbulenz zu gewährleisten, die Schubspannungsgeschwindigkeit mindestens  $0,07 \text{ ms}^{-1}$  betragen (Liu u. Foken, 2001). Diese Kriterien sind unter Umständen zu modifizieren, wenn der Messstandort weitere Einschränkungen mit sich bringt, wie z.B. bei Messungen im Wald.

Dadurch, dass man bei der Modified-Bowen-Ratio-Methode auf die Strahlungsbilanzmessung verzichtet, entledigt man sich der Problematik der scheinbar nicht geschlossenen Energiebilanz am Boden und erhält niedrigere, quantitativ richtigere Ergebnisse als bei der Bowen-Ratio-Methode. In den Abbildungen 2-2 und 2-3 ist dieser Unterschied deutlich zu erkennen. Eine Fehlerbetrachtung für die gesamte Methode findet sich bei Liu (1999).



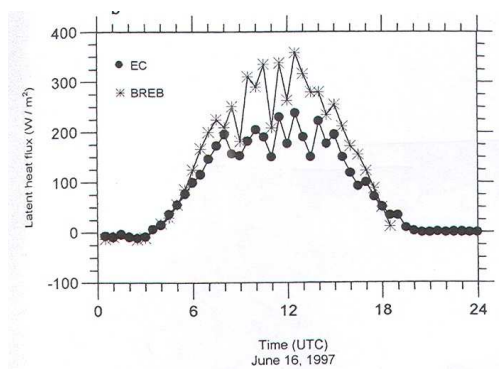


Abbildung 2-3: latenter Wärmestrom mit EC und BR während LINEX-97/1 (Liu u. Foken, 2001)

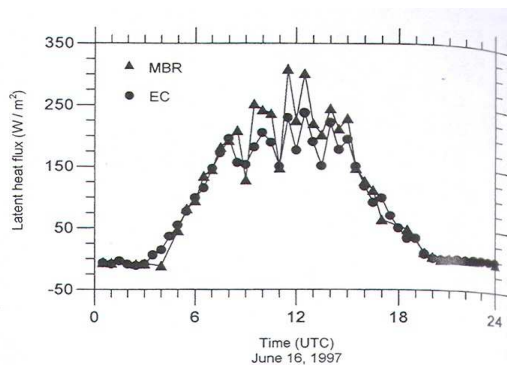


Abbildung 2-4: latenter Wärmestrom mit EC und MBR während LINEX-97/1 (Liu u. Foken, 2001)

Ursprünglich wurde die modifizierte Bowen-Ratio-Methode entwickelt, um Stoffflüsse zu bestimmen (Businger, 1986). Aus der allgemeinen Form der Bowen-Verhältnisähnlichkeit,

$$\frac{F_x}{F_y} \approx \frac{\Delta x}{\Delta y} \quad (2-14)$$

die besagt, dass sich das Verhältnis zweier Flüsse proportional zum Verhältnis der Gradienten der entsprechenden Zustandsgrößen verhält, lässt sich dabei aus einem bekannten turbulenten Fluss und zwei bekannten Gradienten ein Beimengungsfluss errechnen. Kennt man z.B. den fühlbaren Wärmestrom, den Temperaturgradienten und den Konzentrationsgradienten, dann folgt für den Stofffluss:

$$Q_c = Q_H \cdot \frac{\Delta c}{\Delta T} \quad (2-15)$$

Übernommen werden kann hierbei das Schubspannungskriterium zur Gewährleistung ausreichender Turbulenz. Je nach Stoff müssen jedoch eventuell noch weitere Qualitätskriterien erarbeitet werden. Wichtig sind die Ähnlichkeit der turbulenten Maßstäbe der zu vergleichenden Größen sowie ein ausreichend großer Gradient des zu untersuchenden Stoffes. Das Verhalten von Gasen und Stoffen in der Atmosphäre ist sehr komplex, so dass hier im konkreten Fall weitere detaillierte Voruntersuchungen notwendig sind.

### 2.3.4. Footprint

Sowohl die Bowen-Ratio-, als auch die Modified-Bowen-Ratio-Methode benötigen einen homogenen Footprintbereich, um korrekt zu funktionieren. Wenn man an einem bestimmten Ort in einer definierten Höhe Messungen durchführt, dann spiegelt diese Messung nicht die Austauschigenschaften der Unterlage unterhalb des Messgerätes wieder, sondern repräsentiert eine bestimmte Fläche im windzugewandten Bereich des Messgerätes (Gash, 1986). Dieser Einflussbereich wird Footprint genannt, und sollte während der Anwendung von Bowen-Ratio und Modified-Bowen-Ratio unverändert bleiben. Die Footprintfunktion  $f$  (Horst u. Weil, 1992 und 1994) stellt den Quellbereich  $Q_\eta$  einer Messgröße  $\eta$  (Skalar, Fluss) bezüglich seiner räumlichen Wichtung und Intensitätsverteilung dar.

$$\eta(x_m, y_m, z_m) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} Q_\eta(x', y', z' = z_0) \cdot f(x_m - x', y_m - y', z_m - z_0) dx' dy' \quad (2-16)$$

Footprintmodelle benötigen in der Regel als Eingangsparameter die Messhöhe, die Rauhlängslänge, Stabilität, Standardabweichung der lateralen Windkomponente und die Windgeschwindigkeit. Für einen Überblick sei auf Schmid (2002) und Vesala et. al. (2004) verwiesen.

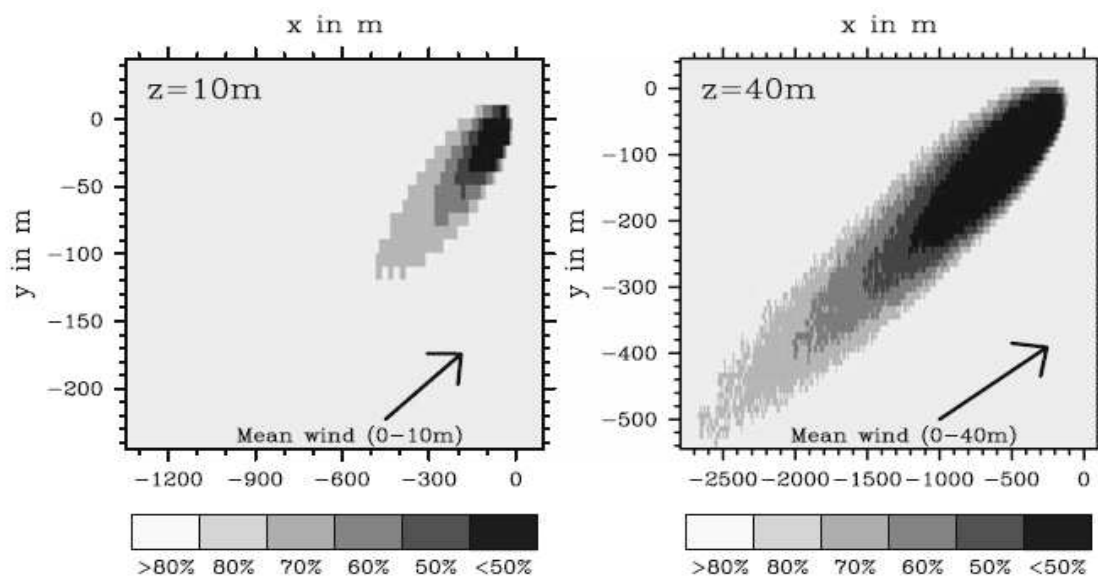


Abb. 2-5: Quellengebiete für Flüsse in unterschiedlichen Höhen (10 und 40 m) unter neutralen Bedingungen (Steinfeld et al., 2008)

Der Footprintbereich ist am kleinsten bei labilen Bedingungen, wird größer bei neutraler Schichtung und erreicht sein Maximum, wenn stabile Bedingungen vorherrschen,

vorausgesetzt, die anderen Parameter ändern sich nicht. Weiterhin unterscheiden sich die Footprints von Skalaren und Flüssen.

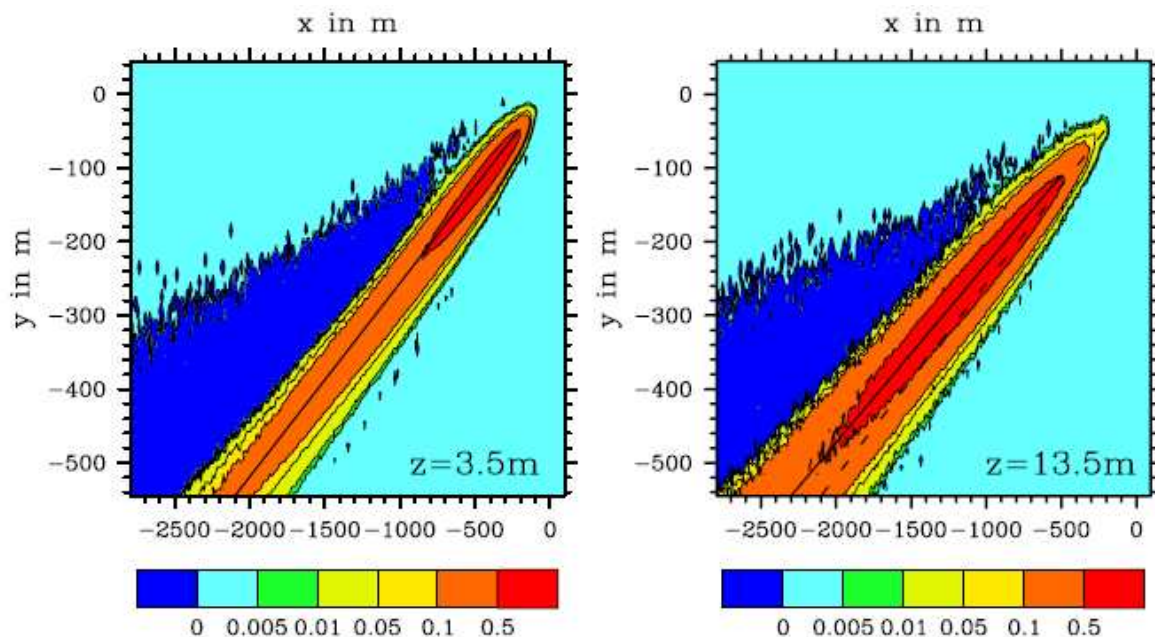


Abb. 2-6: Quellengebiete für Flüsse in unterschiedlichen Höhen (3,5 und 13,5 m) unter stabilen Bedingungen (Steinfeld et al., 2008)

### 2.3.5. Interne Grenzschichten

Bei beiden Methoden ist weiterhin darauf zu achten, dass im Messbereich keine internen Grenzschichten auftreten. Interne Grenzschichten sind Störungsschichten, die durch das horizontale Windfeld über Unterlagen mit unterschiedlichen Eigenschaften entstehen. Jede Unterlage bildet aufgrund ihrer Eigenschaften ein eigenes Windprofil aus, durch die horizontale Strömung schieben sich diese Schichten übereinander und es bilden sich Diskontinuitätsflächen aus, die als interne Grenzschichten bezeichnet werden. Hervorgerufen werden solche Grenzschichten durch unterschiedliche Rauigkeiten der Unterlagen, aber auch durch thermische Unterschiede, Unterschiede in der Schichtung oder Unterschiede in der Oberflächenfeuchte. Untersuchungen hierzu gibt es seit einigen Jahrzehnten (z.B. Elliott, 1958; Bradley, 1968; Taylor, 1969; Hupfer et al., 1976). Zusammenfassende Beschreibungen dieser Prozesse finden sich z.B. bei Garratt (1990) und Raabe (1991a).

Es lässt sich leicht nachvollziehen, dass durch die Ausbildung interner Grenzschichten über einer Fläche der Stoff- und Energieaustausch nicht mehr nur durch die Fläche selbst, sondern auch durch die Nachbarfläche beeinflusst wird (vgl. Abb. 2-7). Interne Grenzschichten treten auf bei mechanischer und mechanisch-thermischer Turbulenz ( $1 > \zeta > -1$ ), nicht aber bei freier Konvektion ( $\zeta < -1$ , vgl. Kapitel 2.4) (Foken, 2006).

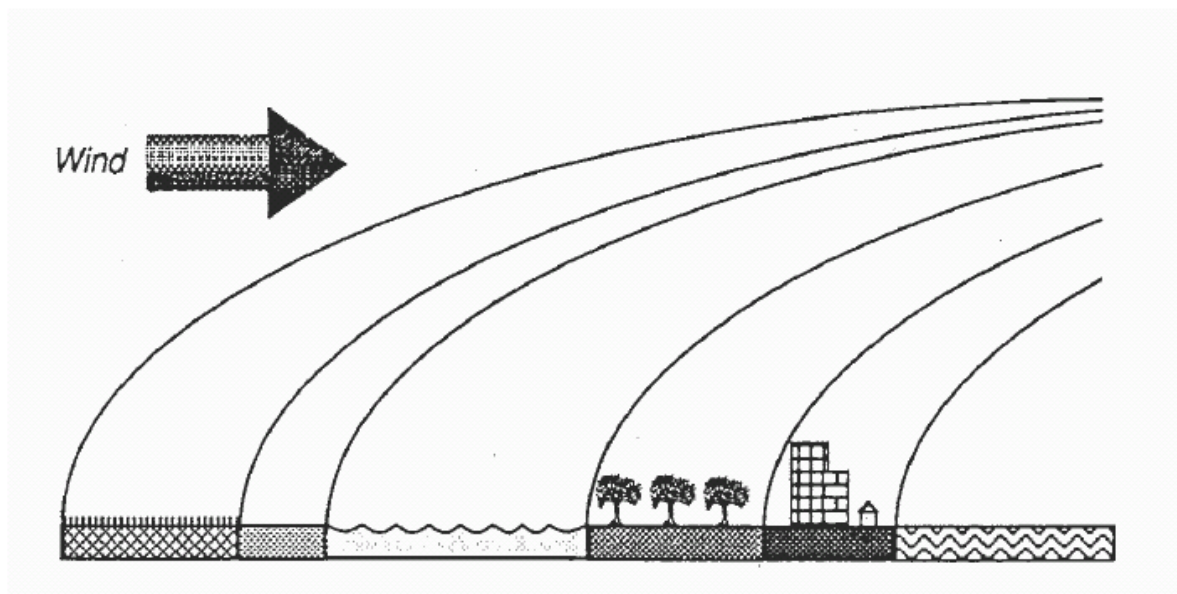


Abb. 2-7: Ausbildung interner Grenzschichten über heterogener Unterlage (Stull, 1988)

Unterhalb der internen Grenzschicht (IBL: Internal Boundary Layer) spricht man von der neuen Gleichgewichtsschicht (NEL: New Equilibrium Layer), in der die Austauschigenschaften durch die neue Unterlage bestimmt werden. Oberhalb der IBL herrschen die Bedingungen der Nachbarfläche im Luv (Rao et al., 1974). Bei der Anwendung der Bowen-Ratio und Modified-Bowen-Ratio-Methode ist nun zwingend darauf zu achten, dass die Messungen in einer einheitlichen Schicht (idealerweise in der NEL, sonst oberhalb der IBL) durchgeführt werden, denn befindet sich z.B. bei der Bestimmung des Bowen-Verhältnisses ein Messgerät in der NEL, das andere oberhalb oder in der IBL, ist die Messung nicht repräsentativ, weil man die Eigenschaften unterschiedlicher Flächen bestimmt (Jegade und Foken, 1999). Ansätze zur Bestimmung der Höhe  $\delta$  der NEL oder IBL gibt es zahlreiche, viele folgen der Beziehung

$$\delta = a \cdot \chi^b \quad (2-17)$$

mit  $\chi$  = Windwirklänge und a und b = Koeffizienten, die je nach Ansatz und je nach dem, was bestimmt werden soll, variieren. Zur Bestimmung der Höhe der neuen Gleichgewichtsschicht beispielsweise wird häufig Gleichung 2-17 mit den Koeffizienten  $a = 0,3$  und  $b = \frac{1}{2}$  verwendet (Raabe, 1983). Bis heute fehlen jedoch grundlegende Experimente, die die vielen Modelle und Parametrisierungen in umfassender Weise nachvollziehen, auch wenn es eine Vielzahl experimenteller Einzelbefunde gibt (Raabe, 1991a).

## 2.4. freie Konvektion

Konvektion ist der vertikale Transport von Luft bzw. die vertikale Mischung von Lufteigenschaften. Geschieht dies horizontal, wird es als Advektion bezeichnet. Man unterscheidet erzwungene Konvektion und freie Konvektion. Erzwungene Konvektion wird hervorgerufen durch mechanische Kräfte, z.B. durch das Windfeld oder Inhomogenitäten der Unterlage und tritt auf bei  $-1 < \zeta < 1$ .  $\zeta$  ist der Stabilitätsparameter und ergibt sich aus

$$\zeta = \frac{z}{L} \quad (2-18)$$

mit  $z$  = Messhöhe und  $L$  = Obukhov-Länge (Obukhov, 1946 und Obukhov, 1971), die sich wie folgt berechnet:

$$L = \frac{u_*^3}{\kappa \cdot \frac{g}{T} \cdot \frac{Q_H}{\rho \cdot c_p}} \quad (2-19)$$

Sie setzt sich zusammen aus  $u_*$  = Schubspannungsgeschwindigkeit,  $\kappa$  = von-Karman-Konstante ( $\approx 0,4$ ),  $g$  = Schwerebeschleunigung und  $T$  = Temperatur.

$$\frac{Q_H}{\rho \cdot c_p} = \overline{w'T'} \quad (2-20)$$

ist der kinematische Wärmefluss, und somit gibt die Obukhov-Länge die Relation zwischen dynamischen, thermischen und Auftriebsprozessen wieder (Foken, 2006).

Die Skalierung der erzwungenen Konvektion erfolgt mit  $u_*$  und  $T_*$ . Dabei bezeichnet man

$$T_* = -\frac{\overline{w'T'}}{u_*} \quad (2-21)$$

als dynamische Temperatur oder Temperaturmaßstab. Ganz exakt müsste für die Obukhov-Länge die potentielle virtuelle Temperatur  $\theta_v$  verwendet werden, so dass sich Gleichung 2-19 ändern würde in

$$L = - \frac{u_*^3}{\kappa \cdot \frac{g}{\theta_v} \cdot \overline{w' \theta_v'}} \quad (2-22)$$

Häufig wird die potentielle virtuelle Temperatur aber nicht verwendet, denn die universellen Funktionen, in denen die Obukhov-Länge u. a. zur Anwendung kommt, wurden in der Regel erdbodennah und bei Experimenten in sehr trockenen Gebieten ermittelt. Messungen in anderen Gebieten zeigten dabei keine signifikanten Änderungen im Rahmen der Messgenauigkeit (Foken, 2006).

Freie Konvektion wird allein durch Dichteunterschiede hervorgerufen, resultierend aus kleinräumigen Temperatur- oder Feuchteunterschieden. Luftpakete, die wärmer oder feuchter als die sie umgebende Luft sind, steigen auf. Sie tritt auf bei  $\zeta < -1$  und wird üblicherweise mit  $w_*$ , der konvektiven oder Deardorff-Geschwindigkeit skaliert (Deardorff, 1970 a,b):

$$w_* = \left[ \frac{g \cdot z_i}{\theta_v} \cdot \left( \overline{w' \theta_v'} \right) \right]^{\frac{1}{3}} \quad (2-23)$$

$z_i$  ist dabei die Höhe der atmosphärischen Grenzschicht. Begünstigt wird freie Konvektion durch hohe Auftriebsströme und gleichzeitigen kleinen Werten der Schubspannungsgeschwindigkeit, so dass die Auftriebskräfte (buoyant forces (B)),

$$B = \frac{g}{\theta_v} \cdot \overline{w' \theta_v'} \quad (2-24)$$

über die Scherkräfte (shear forces (S)),

$$S = - \overline{u' w'} \cdot \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} , \quad (2-25)$$

dem Produkt aus Impulsfluss  $\overline{u' w'}$  und Windscherung  $\partial \bar{u} / \partial z$ , dominieren (Eigenmann et al., 2009; Stull, 2000).

Die Turbulenzelemente bei freier Konvektion sind relativ groß, und ihre Bewegung häufig gegen den lokalen Gradienten der Zustandsgrößen gerichtet (Countergradient). Somit zeigen die Luftpakete (plumes), die bei freier Konvektion in Bewegung gesetzt werden, das Verhalten kohärenter Strukturen.

Unter kohärenten Strukturen wiederum versteht man wohl organisierte und relativ stabile turbulente Wirbelstrukturen, die relativ langlebig sind und meist in regelmäßigen Abständen (räumlich und zeitlich) auftreten (Foken, 2006).

## 2.5. Kopplung zwischen Atmosphäre und Pflanzenbeständen

Hohe Pflanzenbestände sind sehr oft nur tagsüber über turbulente Wirbel mit der über dem Bestand liegenden Atmosphärenschicht gekoppelt, nur hier kann dann ein Energie- und Stoffaustausch zwischen Boden, Stammraum und der Schicht über dem Bestand erfolgen. Ursachen hierfür sind das abgeschwächte Windfeld direkt über dem Bestand aufgrund der hohen Rauigkeiten, sowie die häufig stabile Schichtung im Bestand. Dadurch können sich im Stammraum sowie über dem Bestand Substanzen aus Atmungsprozessen sowie mikrobiologischen Prozessen anreichern, z.B. Stickstoffmonoxid. Ein Abbau erfolgt erst, wenn durch turbulente Prozesse Ozon eingemischt wird, die Reaktion Stickstoffmonoxid-Ozon kann also den Zustand der Durchmischung charakterisieren (Rummel et al., 2002a). Weitere Möglichkeiten, die Kopplung Bestand-Atmosphäre zu untersuchen, sind die Betrachtung des stabilen Kohlenstoffisotop  $^{13}\text{C}$ , da dieses sich für Boden und Atmosphäre unterscheidet, und somit eindeutig zuzuordnen ist (Wichura et al., 2004), sowie die Untersuchung kohärenter Strukturen, die in verschiedenen Höhen im Bestand gemessen werden (Thomas u. Foken, 2007).

In Abhängigkeit der Eindringtiefe der kohärenten Strukturen in den Bestand können fünf verschiedene Zustände der Kopplung deutlich unterschieden werden, Tabelle 2.1 zeigt diese.

Tabelle 2-1: Charakterisierung der Kopplungszustände zwischen Atmosphäre und hohen Pflanzenbeständen (Thomas und Foken, 2007)

<i>Abkürzung</i>	<b>Wa</b>	<b>Dc</b>	<b>Ds</b>	<b>Cs</b>	<b>C</b>
<i>Beschreibung</i>	Schwerewellen oberhalb des Bestandes, keine Kopplung	Turbulente Wirbel nur oberhalb des Bestandes, keine Kopplung	Turbulente Durchmischung bis in den Kronenraum, zeitweise schwache Kopplung	Zeitweise vollständige Durchmischung des Bestandes, zeitweise Kopplung	Vollständige Durchmischung des Bestandes, gute Kopplung

## 2.6. Integrale Turbulenzcharakteristiken

Integrale Turbulenzcharakteristiken sind normierte Standardabweichungen eines Vektors oder Skalars, die integral über alle Frequenzen den Turbulenzzustand eines Vektors oder eines Skalars charakterisieren (Tillmann, 1972). Ihre Ableitung erfolgte aus den Bilanzgleichungen für den Impulsfluss und den Fluss fühlbarer Wärme, durch bestimmte Annahmen und Abschätzungen ergab sich hierbei die Konstanz integraler Turbulenzcharakteristiken in der Bodenschicht bei neutraler Schichtung (Foken et al., 1991; Wyngaard et al., 1971a).

$$\sigma_w / u_* \cong \text{const.} \quad \text{und} \quad \sigma_T / T_* \cong \text{const.} \quad (2-26)$$

Die Normierung erfolgt bei den Windkomponenten mit der Schubspannungsgeschwindigkeit  $u_*$  und bei der Temperatur und anderen Skalaren mit der dynamischen Temperatur  $T_*$  (vgl. Gl. 2-21). Bei freier Konvektion wird bei den Windkomponenten mit der Deardorff-Geschwindigkeit  $w_*$  (Gl. 2-23) normiert. Die Konstanz der integralen Turbulenzcharakteristiken entfällt bei nicht-neutraler Schichtung, und es ist eine deutliche Stabilitätsabhängigkeit zu beobachten. Hierfür werden in der Literatur eine Vielzahl von Abhängigkeiten angegeben, einen Überblick darüber gibt u. a. Anhang A4 in Foken (2006).

Dabei werden für die Parametrisierungen fast ausschließlich die Formen

$$\sigma_{u,v,w} / u_* = c_1 \cdot (z/L)^{c_2} \quad (2-27)$$

für die Windkomponenten und

$$\sigma_T / T_* = c_1 \cdot (z/L)^{c_2} \quad (2-28)$$

für die Temperatur und andere Skalare verwendet.  $c_1$  und  $c_2$  sind hierbei empirische Koeffizienten, die je nach Ansatz und Stabilitätsbereich variieren.  $z/L$  ist der Stabilitätsparameter  $\zeta$ , vgl. Gleichung 2-18.

Integrale Turbulenzcharakteristiken spiegeln also die Prozesse wieder, die sich im Moment der Bestimmung in der turbulenten Atmosphäre, bezogen auf einen Vektor oder Skalar, abspielen. Ein Vergleich der integralen Turbulenzcharakteristiken eines Vektors oder Skalars (zeitlich wie räumlich) erlaubt demnach einen Prozessvergleich und u. U. Aussagen über Kopplungen verschiedener Gebiete.



---

### 3. Experiment und Durchführung

In diesem Abschnitt sollen das Projekt EGER (*ExchanGE processes in mountainous Regions*) und die durchgeführten Messungen, soweit sie für diese Arbeit von Relevanz sind, vorgestellt werden. Im Anschluss daran werden die wesentlichen Datenaufbereitungen präsentiert, sowie zum besseren Verständnis und zur besseren Einschätzung der gewonnenen Ergebnisse eine kurze Standortdiskussion durchgeführt.

#### 3.1. *ExchanGE processes in mountainous Regions (EGER)*

Das Projekt EGER setzte sich zum Ziel, relevante Prozesse des Systems Boden-Vegetation-Atmosphäre durch Beobachtung der Tages- und Jahregänge von Energie, Wasser und Spurengasen detailliert zu quantifizieren. Hauptaugenmerk lag dabei darauf, Prozess-Interaktionen zwischen verschiedenen Skalen besser zu verstehen. Das Gesamtprojekt war unterteilt in drei Unterprojekte, das biogeochemische Projekt (ME 2100/4-1), das chemische Projekt (ZE 792/4-1) und das mikrometeorologische Projekt (FO 226/16-1). Letzteres soll im Weiteren näher vorgestellt werden. Ziel war es dabei, Advektion, turbulente Strukturen (kohärente Strukturen) und Flüsse meteorologischer Größen in und über Wald genau zu untersuchen. Das Feldexperiment unterteilte sich in zwei intensive Beobachtungsperioden, unterstützt durch standardmäßige Dauermessungen, und fand statt auf den Untersuchungsflächen des BayCEER (Bayreuth Center of Ecology and Environmental Research), Weidenbrunnen und Pflanzgarten, beide am Waldstein im Fichtelgebirge, einem typischen europäischen Mittelgebirge. Eine detaillierte Beschreibung des Messstandortes Weidenbrunnen findet man bei Gerstberger et al. (2004), eine Dokumentation von Referenzdaten der Untersuchungsflächen am Waldstein bei Staudt und Foken (2007).



Abb. 3-1: Region Waldstein mit den meteorologischen Versuchsflächen des BayCEER, Weidenbrunnen und Pflanzgarten (Serafimovich et al., 2008a)

### 3.1.1. Intensive Observation Period 1 (IOP1)

Die erste intensive Beobachtungsperiode fand statt von 6. September 2007 bis 7. Oktober 2007. Die Messkomplexe, die für die weiteren Ausführungen zu IOP 1 von Relevanz sind, finden sich in nachfolgender Tabelle.

Tabelle 3-1: Für die weiteren Ausführungen zu IOP 1 relevante Messkomplexe

Komplex	Abkürzung	Koordinaten	Höhe
Turbulenz Tower	M 2	50°08'29.9" N 11°52'03.1" E	35 m
Mod.-Bowen-Ratio-Mast (Waldlichtung)	M 4	50°08'30.3"N 11°52'10.3"E	2,5 m

Eine komplette Auflistung aller Messsysteme findet sich bei Serafimovich et al. (2008a).

Die für im Folgenden Dargelegtes wichtige Instrumentierung der in Tabelle 3-1 genannten Messkomplexe zeigt Tabelle 3-2.

Folgendes Bild zeigt die Anordnung der Messsysteme auf dem Versuchsfeld.



Abb. 3-2: Anordnung der Messkomplexe auf dem Versuchsfeld bei EGER, IOP 1 (Serafimovich et al., 2008a)

Tabelle 3-2: Instrumentierung der in Tabelle 3-1 genannten Messkomplexe, soweit für die weiteren Ausführungen von Bedeutung

<b>Turbulenztower</b>			
<i>Parameter</i>	<i>Instrument</i>	<i>Höhe</i>	<i>Periode</i>
Windvektor	USA-1	36 m	14.9.07-13.11.07
Feuchte	LI7500	36 m	14.9.07-13.11.07
Windvektor	CSAT3	2,25 m	08.9.07-13.11.07
Feuchte	LI7500	2,25 m	08.9.07-13.11.07
<b>Modified-Bowen-Ratio-Mast</b>			
<i>Parameter</i>	<i>Instrument</i>	<i>Höhe</i>	<i>Periode</i>
Windvektor	USA-1	3 m	11.9.07-7.10.07
Trockentemperatur	ventiliertes Psychrometer nach Frankenberger	0,85 + 2,10 m	11.9.07-7.10.07
Feuchttemperatur	ventiliertes Psychrometer nach Frankenberger	0,85 + 2,10 m	11.9.07-7.10.07

---

Die gesamte Instrumentierung des Turbulenztowers findet sich wiederum bei Serafimovich et al. (2008a).

### *3.1.2. Intensive Observation Period 2 (IOP2)*

Die zweite intensive Beobachtungsperiode im Zuge des EGER-Projekts erstreckte sich von 1. Juni 2008 bis 15. Juli 2008. Der Standort war derselbe wie bei IOP 1, vgl. Abbildung 3-1. Die Hauptmesskomplexe waren analog zu IOP 1, vgl. Tabelle 3.1.

Zusätzlich sind bei IOP 2 für die weiteren Betrachtungen von Bedeutung:

- Strahlungsbilanzmessung auf der Waldlichtung neben Mod.-Bowen-Ratio-Mast
- Strahlungsbilanzmessung auf Hauptturm (M1 in Abbildung 3-2)
- Strahlungsbilanzmessung im Bestand (neben Hauptturm M1 in Abbildung 3-2)
- Bodenwärmestrombestimmung auf Waldlichtung neben Mod.-Bowen-Ratio-Mast
- Bodenwärmestrombestimmung im Bestand (neben Hauptturm M1 in Abb. 3-2)

Tabelle 3-3 gibt einen Überblick über die relevante Instrumentierung aller genannten Messkomplexe.

Tabelle 3-3: Instrumentierung der in 3.1.2 genannten Messkomplexe, soweit für die weiteren Ausführungen von Bedeutung

<b>Turbulenz Tower</b>			
<i>Parameter</i>	<i>Instrument</i>	<i>Höhe</i>	<i>Periode</i>
Windvektor	USA-1	36 m	kontinuierlich
Feuchte	LI7500	36 m	kontinuierlich
Windvektor	CSAT3	2,25 m	1.6.08-14.7.08
Feuchte	LI7500	2,25 m	1.6.08-14.7.08
<b>Modified-Bowen-Ratio-Mast</b>			
<i>Parameter</i>	<i>Instrument</i>	<i>Höhe</i>	<i>Periode</i>
Windvektor	USA-1	3,1 m	1.6.08-14.7.08
Trockentemperatur	ventiliertes Psychrometer nach Frankenberger	0,85 + 2,10 m	1.6.08-14.7.08
Feuchttemperatur	ventiliertes Psychrometer nach Frankenberger	0,85 + 2,10 m	1.6.08-14.7.08
<b>Strahlungsbilanz + Bodenwärmestrom Waldlichtung</b>			
<i>Parameter</i>	<i>Instrument</i>	<i>Höhe</i>	<i>Periode</i>
kurz- und langwellige Strahlung (in & out)	CNR 1	2 m	30.5.08-14.7.08
Bodenwärmestrom	HP3	2 x -0,1 m	30.5.08-14.7.08
Bodentemperaturprofil	Pt100	2,5, 5, 7,5 und 10 cm	
TDR	TDR-IMKO	2 x 10 cm Tiefe	
<b>Strahlungsbilanz Hauptturm</b>			
<i>Parameter</i>	<i>Instrument</i>	<i>Höhe</i>	<i>Periode</i>
kurzwellige Strahlung (in & out)	CM 14	30 m	kontinuierlich
langwellige Strahlung (in & out)	CG 2	30 m	kontinuierlich
<b>Strahlungsbilanz + Bodenwärmestrom Bestand (neben Hauptturm)</b>			
<i>Parameter</i>	<i>Instrument</i>	<i>Höhe</i>	<i>Periode</i>
kurzwellige Strahlung (in & out)	CM 24	2 m	26.5.-14.7.08
langwellige Strahlung (in & out)	PIR	2 m	26.5.-14.7.08

Bodenwärmestrom	CN 3	2 x -0,1m	26.5.-14.7.08
Bodentemperaturprofil	Pt100	2, 5, 10 und 20 cm	
TDR	TDR-IMKO	5 cm (bis 3.7.2008, danach 10 cm) und 20 cm	

Eine vollständige Übersicht über alle Messkomplexe und deren Instrumentierung ist bei Serafimovich et al. (2008b) nachzulesen.

### 3.1.3. Datenaufbereitung

Im Folgenden soll die Datenaufbereitung der gewonnenen Felddaten vorgestellt werden, soweit sie noch zu leisten war.

#### *Bestimmung der Bowen-Verhältnisse*

Aus den 30-Minuten-Mittelwerten der Feucht- und Trockentemperaturen, die durch die Psychrometer bestimmt wurden, wurden die Bowenverhältnisse berechnet (vgl. Liu u. Foken, 2001). Dazu wurden zunächst die Sättigungsdampfdruckwerte für die Feuchttemperaturen für beide Messhöhen nach folgender Gleichung bestimmt:

$$ES(F) = 6,1078 \cdot e^{\frac{17,08085 \cdot F}{234,175 + F}} \quad (3-1)$$

ES ist hierbei der Sättigungsdampfdruck, F die Feuchttemperatur. Für die Berechnung in der jeweiligen Messhöhe ist hier für F entweder die Feuchttemperatur der oberen Messhöhe (FO) oder die Feuchttemperatur der unteren Messhöhe (FU) einzusetzen.

Im nächsten Schritt wurden die Dampfdruckwerte für die obere und untere Messhöhe bestimmt:

$$E = ES(F) - \gamma \cdot (T - F) \quad (3-2)$$

E bezeichnet den Dampfdruck, T ist die Trockentemperatur. Wiederum analog sind hier für die Bestimmung in der jeweiligen Messhöhe die betreffenden Werte einzusetzen. Dabei ist

TO die Trockentemperatur der oberen Messhöhe, TU die Trockentemperatur der unteren Messhöhe.

$\gamma$  ist die Psychrometerkonstante, die bei 1000 hPa Luftdruck  $0,667 \text{ hPaK}^{-1}$  beträgt. Aufgrund der Luftdruckabhängigkeit der Psychrometerkonstante erfolgte eine Korrektur dieses Wertes mit Luftdruckreferenzdaten. Demnach ist

$$\gamma = (p / 1000 \text{ hPa}) \cdot 0,667 \text{ hPaK}^{-1} \quad (3-3)$$

mit  $p$  = aktueller Luftdruck.

Das Bowenverhältnis selbst schließlich errechnet sich durch

$$Bo = \gamma \cdot \left( \frac{TU - TO}{EU - EO} \right) \quad (3-4)$$

EU und EO sind die Dampfdrücke der unteren und oberen Messhöhe. Wegen der Anwendung von Psychrometern sollte dieser Weg nur für Temperaturwerte  $> 5 \text{ °C}$  angewandt werden.

### *Korrekturen und Umrechnungen der Ultraschallanemometerdaten*

Die mit 10 Hz (Waldlichtung) bzw. 20 Hz (Turbulenztower) gesammelten Ultraschallanemometerdaten mussten einigen Umrechnungen und Korrekturen unterzogen werden, um aus dem bestimmten Auftriebsstrom letztendlich den fühlbaren Wärmestrom zu erhalten:

- Korrektur des Auftriebsstromes

Der Auftriebsstrom wurde nach folgender Gleichung in den fühlbaren Wärmestrom umgerechnet (Schotanus, 1983):

$$Q_H = \rho \cdot c_p \cdot \frac{\overline{w'T'_s}}{1 + \frac{0,51 \cdot c_p \cdot \overline{T}}{\lambda \cdot Bo}} \quad (3-5)$$

Dabei ist  $\rho$  die Luftdichte,  $c_p$  die Wärmekapazität,  $\overline{w'T_s'}$  der mit dem Ultraschallanemometer bestimmte Auftriebsstrom in kinematischen Einheiten und  $\lambda$  die Verdampfungswärme.

- Querwindkorrektur

Um Querwindeinflüsse auf das Ultraschallanemometer zu eliminieren, wurde weiterhin die Querwindkorrektur (cross wind correction) nach Liu et al. (2001) durchgeführt.

$$\overline{w'T_c'} = \overline{w'T_s'} + \frac{2T}{c^2} (\overline{u \cdot u' w'} \cdot A + \overline{v \cdot v' w'} \cdot B) \quad (3-6)$$

$u$  und  $v$  sind dabei die horizontalen Windkomponenten,  $w$  die vertikale Windkomponente,  $T$  und  $c$  Temperatur und Schallgeschwindigkeit.  $A$  und  $B$  sind gerätespezifische Konstanten. Gleichung 3-6 gilt für omni-directional Anemometer (Anströmung aus allen Richtungen möglich), die im Routineeinsatz verbreitet eingesetzt werden.

Tabelle 3-4: Koeffizienten für Gleichung (3-6)

Faktor	CSAT3	USA-1	Solent	Solent-R2
A	7/8	3/4	$1-1/2 \cdot \cos^2\varphi$	1/2
B	7/8	3/4	$1-1/2 \cdot \cos^2\varphi$	1

Für die weiteren durchgeführten Korrekturen, wie Spektralkorrektur im kurzwelligen Bereich (Moore, 1986), Neigungskorrektur (hier wurde Planar-Fit verwendet; Paw U et al., 2000 und Wilczak et al., 2001), sowie die WPL-Korrektur (Webb et al., 1980) bei der Bestimmung der latenten Wärmeströme mit der Eddy-Kovarianz-Methode am Turbulenztower, sei an dieser Stelle auf die entsprechende Lehrbuchliteratur verwiesen, z.B. Foken (2006), Kapitel 4.

All diese Schritte sind implizit und fakultativ wählbar in der Eddy-Kovarianz-Software TK 2, die an der Universität Bayreuth ab den späten 90er Jahren entwickelt wurde (vgl. Mauder u. Foken, 2004). Mit dieser Software wurden die Rohdaten bearbeitet, die Mittelungszeit der Flüsse beträgt generell 30 Minuten.

Ein äußerst wichtiger Punkt bei einer korrekten Datenbearbeitung ist der des Qualitätsmanagements. Qualitätskontrolle, Qualitätssicherung und Qualitätsbewertung sind



unerlässlich. Es gilt also, die umfassenden Korrekturen anzuwenden und meteorologische Einflüsse, bei denen Methoden per Definition nicht funktionieren, auszuschließen. Eine Graduierung der Werte führt zu einer Klassifikation. Die Eddy-Kovarianz-Methode hat diverse theoretische Voraussetzungen, auf denen das Funktionieren der Methode fußt, wie zum Beispiel stationäre Bedingungen, horizontale Homogenität der Unterlage und ein entsprechender Grad der Turbulenzentwicklung.

Beispiele: die Stationarität kann getestet werden durch Überprüfung der Flüsse mit verschiedenen Mittelungsintervallen (Foken u. Wichura, 1996; Gurjanov et al., 1984). Dazu bestimmt man zum Einen den Fluss für M kurze Intervalle von etwa 5 Minuten und bildet dann den Mittelwert. Zum Anderen wird der Fluss wie gewohnt bestimmt, hier also über 30 Minuten. Stationarität kann angenommen werden, wenn beide Ergebnisse um weniger als 30% voneinander abweichen. Die Turbulenzentwicklung lässt sich mit der Fluss-Varianz-Ähnlichkeit untersuchen (Foken u. Wichura, 1996). Dazu vergleicht man die integralen Turbulenzcharakteristiken aus den Messungen mit solchen, die man sich nach Modellvorstellungen, die in großem Umfang vorliegen, errechnet hat. Bei wiederum weniger als 30 % Abweichung voneinander ist eine gute Datenqualität festzustellen. Weitere Ausführungen zu diesem Thema sind in großem Umfang bei Foken (2006) zu finden.

Die Tests auf Stationarität und Entwicklung der Turbulenz sind ebenso in TK 2 enthalten, man erhält dabei eine Qualitätsklassifizierung nach dem Schema von Foken et. al (2004), das die Daten in 9 Güteklassen einteilt.

### *Berechnung Bodenwärmestrom auf der Waldlichtung*

Die Berechnung des an der Erdoberfläche auftretenden Bodenwärmestroms auf der Waldlichtung erfolgte mit der als „Simple Measurement“ bezeichneten Methode (Liebethal u. Foken, 2006), die den Bodenwärmestrom an der Erdoberfläche als Kombination des Wärmestroms in einer bestimmten Tiefe und dem Speicherterm in der darüber befindlichen Schicht ermittelt. Dazu benötigt man den Bodenwärmestrom in einer definierten Referenztiefe (hier 2 Bodenwärmestromplatten in 10 cm Tiefe), 2 Temperaturmessungen im Boden (hier in 2,5 cm und 10 cm Tiefe), um den Trend der Schichtmitteltemperatur in der Bodenschicht zwischen Referenztiefe und Erdoberfläche zu bestimmen, sowie die Wärmekapazität dieser Bodenschicht. Klassisch verwendet man bei der „Simple Measurement-Methode“ Temperaturmessungen in 2 und 10 cm Tiefe, hier waren aber nur Messungen in 2,5 und 10 cm Tiefe verfügbar.

Folgende Gleichung liefert dann den Bodenwärmestrom  $Q_{G0}(t)$  an der Erdoberfläche:

$$Q_{G0}(t) = Q_{Gp}(t) + c_v \cdot z_p \cdot \frac{T_1(t) - T_1(t - \Delta t) + 0,5[\Delta T(t - \Delta t) - \Delta T(t)]}{\Delta t} \quad (3-7)$$

Dabei sind:

$Q_{G0}(t)$  = Bodenwärmestrom an der Erdoberfläche,  $Q_{Gp}(t)$  = Bodenwärmestrom in der Referenztiefe  $z_p$  (hier 0,1 m),  $c_v$  = volumetrische Wärmekapazität des Bodens,  $T_1$  = die Temperatur in 2,5 cm Tiefe zum jeweiligen Zeitpunkt und  $\Delta T$  = die Temperaturdifferenz zwischen beiden Temperaturmessungen im Boden zum jeweiligen Zeitpunkt ( $T_{0,1m} - T_{0,025m}$ ).  $\Delta t$  schließlich betrug 600 s.

Die Bestimmung der volumetrischen Wärmekapazität  $c_v$  erfolgte nach dem Ansatz von de Vries (1963):

$$c_v = 1,9 \cdot 10^6 \cdot x_m + 2,47 \cdot 10^6 \cdot x_o + 4,12 \cdot 10^6 \cdot \theta \quad (3-8)$$

Demnach setzt sich die Gesamtwärmekapazität des Bodens (in  $\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ ) zusammen aus den Wärmekapazitäten der Einzelkomponenten mineralische Bestandteile, organische Bestandteile und Wasser, multipliziert mit ihren jeweiligen volumetrischen Anteilen am Gesamtboden.

Dabei ist:

$x_m$  = volumetrischer Mineralienanteil

$x_o$  = volumetrischer Organikanteil

$\theta$  = volumetrischer Bodenwassergehalt

Der volumetrische Mineralienanteil wurde bestimmt über die Trockenraumdichte des Bodens (ermittelt aus vor Ort genommenen Stechzylinderproben, betrug  $0,44 \text{ gcm}^{-3}$ ) und einer angenommenen Mineraliendichte von  $2,67 \text{ gcm}^{-3}$ , der volumetrische Bodenwassergehalt über vor Ort eingesetzte TDR-Sonden.

---

Der volumetrische Organikanteil wird häufig vernachlässigt (z.B. bei Messungen auf Wiesen oder Savannen mit sehr niedrigen Anteilen organischer Bestandteile), wegen des Standorts auf einer Waldlichtung dürfte dies aber hier nicht zulässig sein, und es erfolgte eine Abschätzung des Organikanteils.

Bei einer angenommenen mittleren Dichte der Organikbestandteile von  $1,65 \text{ gcm}^{-3}$  ergeben sich hieraus über die Trockenraumdichte ( $0,44 \text{ gcm}^{-3}$ ) 26,66 Volumenprozent Organikanteil, der in die weiteren Rechnungen mit einbezogen wurde.

Würde man hier auf die Abschätzung des Organikanteils vollkommen verzichten, ergäben sich Abweichungen bis ca.  $0,5 \text{ Wm}^{-2}$ , die Auswirkungen wären also eher gering, bei hier auftretenden Werten des Bodenwärmestroms bis  $35 \text{ Wm}^{-2}$ . Wichtigster Faktor bei der Wärmekapazität des Bodens ist der Wassergehalt, da das Wasser im Vergleich zu den anderen Komponenten des Bodens die weitaus größte Wärmekapazität besitzt.

Zu erwähnen sei an dieser Stelle noch, dass die beiden Bodenwärmestromplatten sehr unterschiedliche Ergebnisse lieferten, fast durchgehend ergab die eine Platte nur halb so große Werte wie die andere. Offensichtliche Erklärungen dafür sind nicht zu nennen, evtl. handelt es sich um Einbaufehler oder Ähnliches. Für die weiteren Interpretationen wurden die Werte der Platte verwendet, die die größeren, und damit nach Prüfung der Daten plausibleren Werte lieferte.

### 3.1.4. Standortdiskussion

Zum besseren Verständnis der erhaltenen Daten soll an dieser Stelle eine kurze Standorterörterung durchgeführt werden. Abbildung 3-3 zeigt den Messstandort Waldlichtung isoliert betrachtet in einer Skizze. Abbildung 3-4 zeigt den Messkomplex, auf der Waldlichtung stehend (M4 in Abb. 3-2).

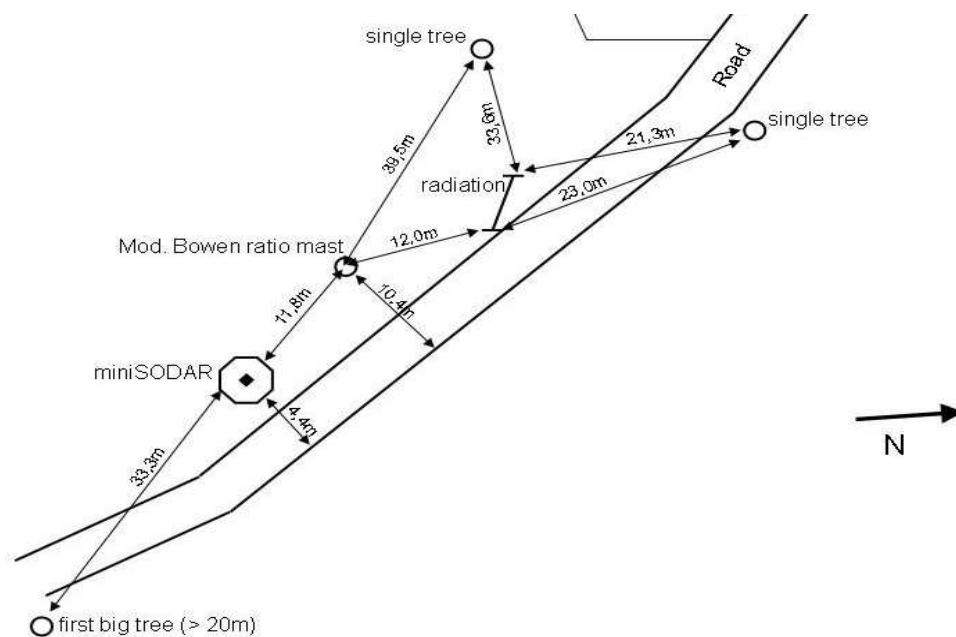


Abb. 3-3: Messstandort Waldlichtung (Serafimovich et al., 2008b)



Abb. 3-4: Modified-Bowen-Ratio-Mast auf Waldlichtung während EGER (Serafimovich et al., 2008a)

Das Klima im Untersuchungsgebiet wird sowohl durch Meeresluft aus westlichen Richtungen als auch durch trockene kontinentale Luftmassen vom Osten beeinflusst. Die mittlere Jahrestemperatur (1961-1990) beträgt 4,5-5,5 °C am Standort Pflanzgarten/Weidenbrunnen (Kennzeichnung Sodar/Rass in Abbildung 3.2) (Foken, 2003b).

Der später zur Auswertung herangezogene 30.9.2007 war geprägt durch ruhiges, sonniges Wetter am Messstandort, für weitere Informationen zur Wetterlage während IOP1 und insbesondere der „Golden Days“ von 20.-24.9.2007 sei hier auf Serafimovich (2008a) verwiesen.

In den Tagen vom 17.6.08-20.6.08 (Tage, auf die sich die Auswertung bei IOP2 vornehmlich konzentrierte) war ein schwacher Hochkeil von den Kanarischen Inseln über Spanien, Frankreich und Deutschland bis nach Russland wetterbestimmend für das Messgebiet, der mäßig warmes und trockenes Wetter brachte. Eine detaillierte Beschreibung der Großwetterlage für die relevanten Tage und IOP2 findet sich u. a. bei Serafimovich (2008b).

Der Wind am Messstandort Waldstein kommt vornehmlich aus westlichen Richtungen, Langzeitmessungen ergaben drei vorherrschende Windrichtungssektoren, nämlich einen Nord- (310-60°), einen Südost- (60-190°) und einen Westsektor (190-310°) (Thomas und Foken, 2007). Für die späteren Ergebnisse ist die Windrichtung im Einzelnen differenzierter zu betrachten. Die Höhe der umgebenden Fichten betrug während IOP 1 und IOP 2 23 m. Aufgrund der dadurch windgeschützten Lage auf der Waldlichtung sank die Schubspannungsgeschwindigkeit stark im Vergleich zur Messung auf dem Turbulenztower in 36 m Höhe. Die Werte waren im Allgemeinen aber immer noch groß genug, um die Modified-Bowen-Ratio-Methode auf diesem Gebiet nicht zu beeinträchtigen (Das Ausschlusskriterium war:  $u_*$  muss  $> 0,07$  sein, vgl. Kapitel 2.3.2.).

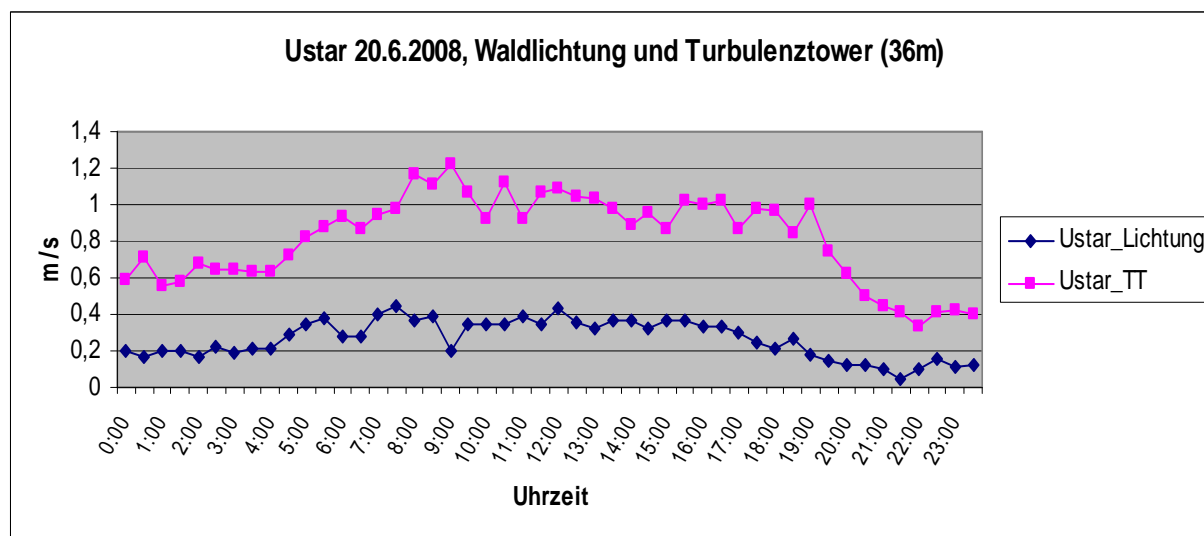


Abb. 3-5: Vergleich Schubspannungsgeschwindigkeiten auf Waldlichtung und auf Turbulenztower (36 m Höhe)

Die Bestandeshöhe auf der Waldlichtung wurde für IOP 1 auf 0,8 Meter (ermittelt am 2.10.2007) und für IOP 2 auf 0,9 m (ermittelt am 1.6.2008) festgesetzt. Dadurch ergibt sich für die Durchführung der Modified-Bowen-Ratio-Methode die Problematik, dass der Forderung, das untere Messgerät mindestens in doppelter Bestandeshöhe anzubringen (Foken et al., 1997b), nicht nachgekommen werden konnte. Eventuell entstehen hierdurch Einflüsse in der unteren Messhöhe durch die raue Unterschicht, also der durch die Vegetation beeinflussten Schicht. Als Folge könnten mechanische Grenzschichten zwischen der oberen und unteren Messhöhe auftreten. Nähere Untersuchungen diesbezüglich wurden jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt. Auch das Messhöhenverhältnis bei der Gradientbestimmung musste kleiner gewählt werden, als dies empfohlen wird.  $z_2/z_1$  betrug nicht wie in der Literatur (Foken et al., 1997b) gefordert 4-8, sondern nur ungefähr 2,5. Damit vergrößert sich der Fehler, den man mit dieser Methode macht. Die obere Höhe konnte nicht beliebig hoch gewählt werden, um bei der Messung in der dynamischen Unterschicht zu bleiben und somit die in 2.2 angesprochenen Vereinfachungen anwenden zu können. Genauer zu untersuchen wäre hier evtl. auch, welche Rolle thermische interne Grenzschichten, etwa bei der morgendlichen Erwärmung durch starke Einstrahlung, spielen.

Zu gewissen Zeiten ein großes Problem war die Temperaturbestimmung mit den Psychrometern. Bei starker Einstrahlung wurden dort teilweise auf den ersten Blick unrealistische Werte gemessen, vermutlich wegen kurzzeitig in großem Maße auftretenden Strahlungsfehlern. Die Psychrometer sind eigentlich vor Strahlung geschützt, damit solche Effekte vermieden werden, evtl. gab es diesbezüglich technische Probleme, es konnte nicht vollständig geklärt werden, was die eigentliche Ursache der Temperatursprünge war.

Die großen Temperatursprünge, die in Abbildung 3-6 zu beobachten sind, stehen vermutlich im Zusammenhang mit stark ansteigender Einstrahlung, Abbildung 3-7 legt dies nahe.

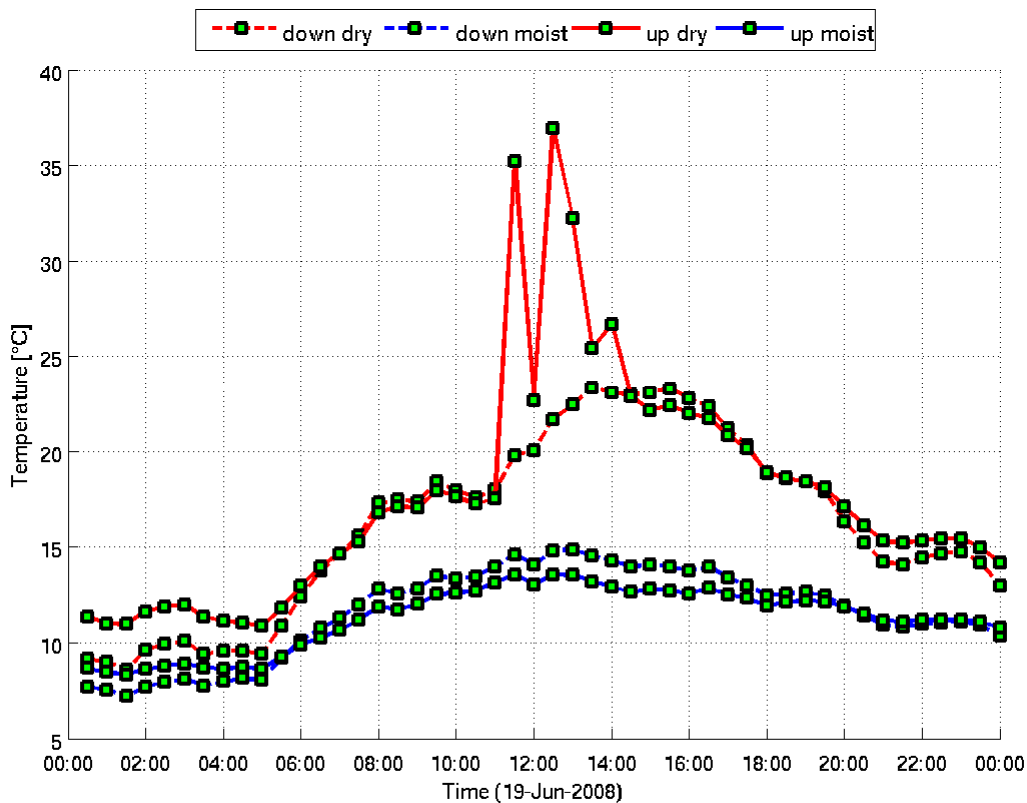


Abbildung 3-6: Verlauf der Trocken- und Feuchttemperaturen am MBR-Mast, 19.6.2008

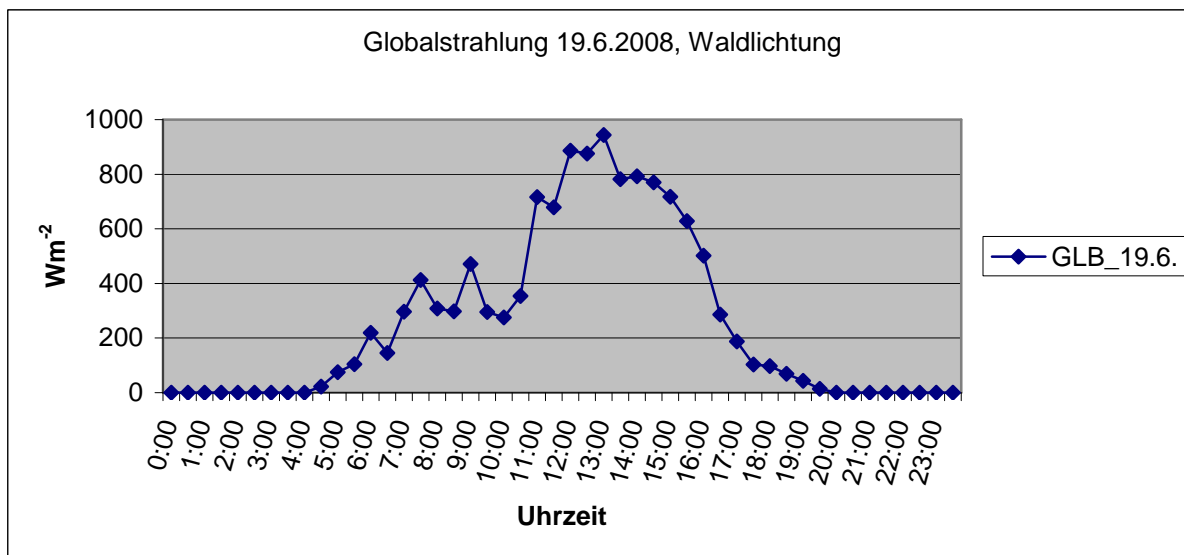


Abbildung 3-7: kurzweilige Einstrahlung am 19.6.2008 auf der Waldlichtung

Dieses Phänomen trat häufiger auf und erschwerte die Bestimmung der Bowenverhältnisse, da diese u. a. aus den Trockentemperaturen berechnet wurden, vgl. 3.1.3, war aber nur in der oberen Messhöhe bei den Trockentemperaturen zu beobachten. Die Bowenverhältnisse wiederum, die dadurch ungenauer wurden, finden Verwendung bei der Berechnung des fühlbaren Wärmestroms in der Korrektur nach Schotanus (1983), vgl. 3.1.3, und bei der Berechnung des latenten Wärmestromes (vgl. 2.2.2.). Für die Auswertung der Daten des Modified-Bowen-Mastes wurden Tage verwendet, an denen dieses Phänomen nicht auftrat, bzw. wurden, wenn es sich nicht vermeiden ließ, einzelne Ausreißer, die dadurch entstanden, übergangen (vgl. Bernhofer (1992), hier Probleme mit der Trockentemperatur der unteren Messhöhe).

Der Footprint der relevanten Messstandorte variiert, je nach Windrichtung, Windgeschwindigkeit, Stabilität etc. (vgl. 2.3.3.). Abb. 3-7 zeigt beispielhaft den Footprint für den Standort Turbulenztower während IOP 2 unter verschiedenen Schichtungsbedingungen.

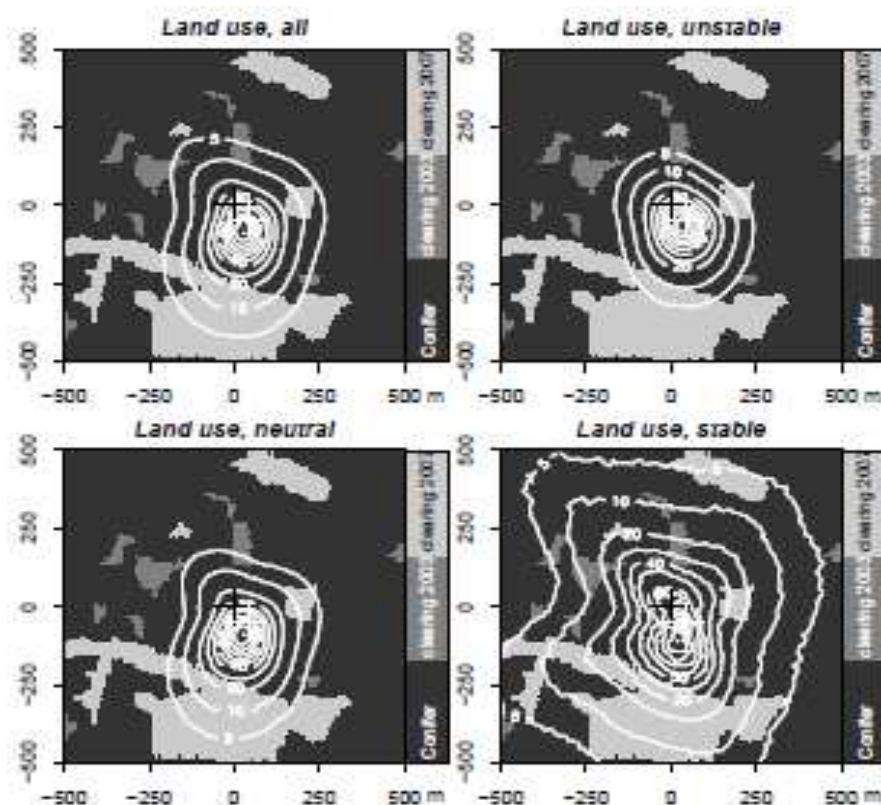


Abb. 3-8: Footprint für den Turbulenztower während IOP 2, differenziert für verschiedene Schichtungsverhältnisse. Die äußerste Isolinie umgrenzt 95% des Flussquellgebietes, danach erfolgt die Abstufung in 10%-Schritten. Das schwarze Kreuz markiert den Main Tower, das weiße den Turbulenztower (Siebicke, 2008)

Eine explizite Footprintanalyse für den Standort Waldlichtung wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt.



Auf alle Daten, die mit dem Modified-Bowen-Ratio-Mast gewonnen wurden, wurden die sonst üblichen Einschränkungskriterien (bezogen auf  $BO$ ,  $u_*$  und den Auftriebsstrom, vgl. 2.3.2), die man sonst bei idealer Standortlage verwendet, angewandt. Dadurch kam es zu Datenverlust, der bei IOP1 deutlich größer war als bei IOP2, was durch die verminderte Turbulenz während IOP1, bedingt durch die Jahreszeit, zu erklären ist. Es blieben aber immer noch genug Daten, um die Auswertungen durchzuführen. Die größten Probleme bezüglich des Standorts dürften hier die Schwierigkeiten bei der Ermittlung der Trockentemperatur der oberen Messhöhe, die geringen Gradienten (hier konnte keine Rücksicht genommen werden auf den geforderten Mindestgradienten von 0,4 (siehe 2.3.2) zwischen oberer und unterer Messhöhe, da sonst beinahe alle Daten zu verwerfen wären), sowie eventuelle Einflüsse der rauen Unterschicht in der unteren Messhöhe darstellen.

---

## 4. Ergebnisse und Interpretation

Im Folgenden sollen die erlangten Ergebnisse vorgestellt und interpretiert werden, vor allem anhand der in 3.1.4 genannten Tage, von denen angenommen wird, dass sie repräsentativ für die gesamten Messperioden IOP1 und IOP2 sind. Die eigentlich für die Auswertung vorgesehenen „Golden Days“ von IOP2 konnten zur Auswertung nicht herangezogen werden, da genau in diesen Tagen ein Ausfall des Modified-Bowen-Ratio-Messsystems auftrat. Im Anhang A findet sich eine Fehlerabschätzung für je einen ausgewählten Tag aus IOP1 und IOP2.

### *4.1. Strahlungsbilanz und Energiebilanzkomponenten*

Dieser Teil gibt einen Überblick über die Erkenntnisse, die sich durch die Auswertungen bezüglich des Verhaltens der Strahlungsbilanz und der einzelnen Energiebilanzkomponenten am Messstandort und dem Standort Turbulenztower ergaben.

#### *4.1.1. Gesamtbilanzen*

Dieser Abschnitt beschränkt sich auf IOP2, da nur während dieses Zeitraums eine Messung der Strahlungsbilanzkomponenten auf der Waldlichtung stattfand, in Abschnitt 4.1.2. wird dann auch IOP1 behandelt. Abbildung 4-1 und Abbildung 4-2 zeigen, wie sich die Energiebilanz und die Strahlungsbilanz am 20.6.2008 auf der Waldlichtung und in 36 Metern Höhe auf dem Turbulenzturm verhalten.

Als verfügbare Energie versteht man hierbei die Differenz zwischen Strahlungsbilanz  $-Q_s^*$  und dem Bodenwärmestrom an der Erdoberfläche  $Q_G$ . Der Bodenwärmestrom für den Turbulenzturm, 36 Meter hoch, wurde mit 5% der Strahlungsbilanz, gemessen auf dem Hauptturm, abgeschätzt.

## 20.6.2008, Turbulenztower (36M)

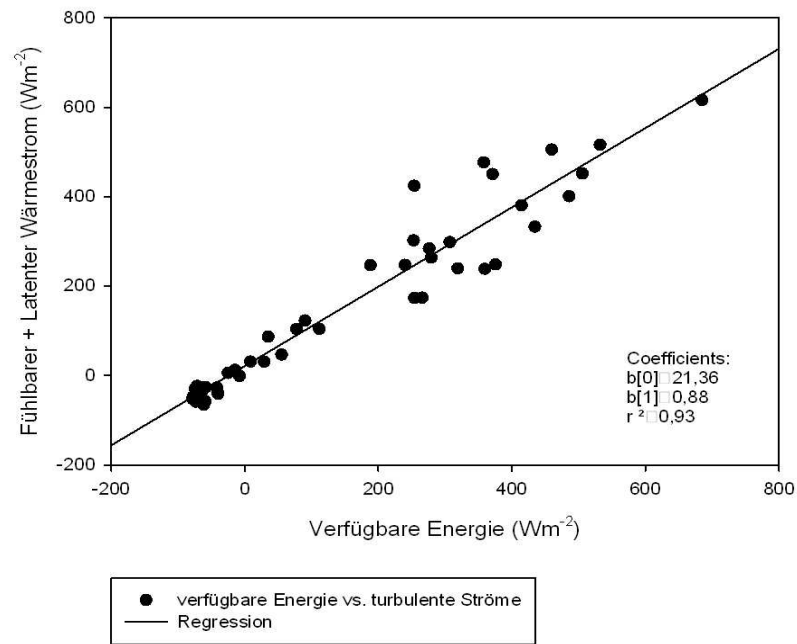


Abb. 4-1: Vergleich verfügbare Energie und Summe fühlbarer und latenter Wärmestrom, 20.6.2008, Standort Turbulenztower (36 Meter)

Wie zu erwarten (vgl. 3.2.1) ist die verfügbare Energie etwas größer als die Summe aus fühlbarem und latenten Wärmestrom, es bleibt ein Residuum von 12%, die Energiebilanz ist nicht geschlossen.

## 20.6.2008, Waldlichtung

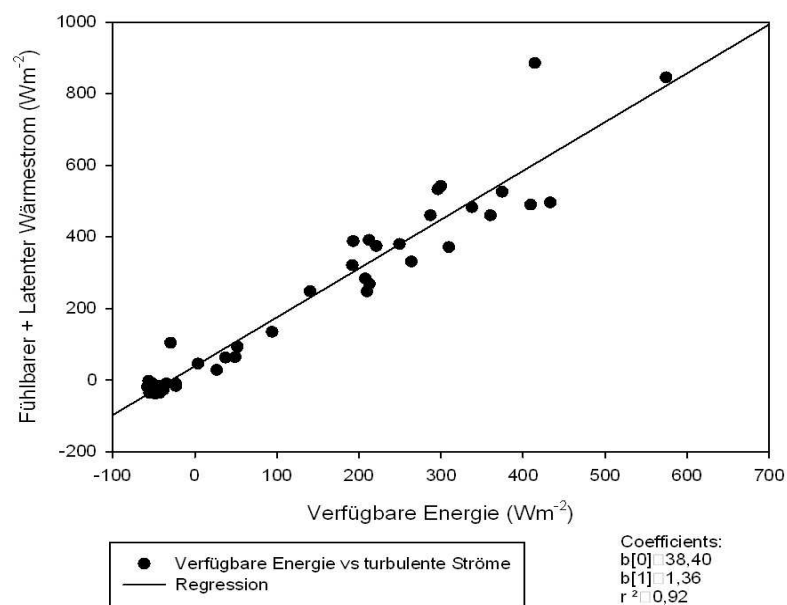


Abb. 4-2: Vergleich verfügbare Energie und Summe fühlbarer und latenter Wärmestrom, 20.6.2008, Standort Waldlichtung

Auf der Waldlichtung zeigt sich ein anderes Bild, die Summe des fühlbaren und latenten Wärmestromes ist größer als die verfügbare Energie, was theoretisch nach dem Konzept der Strahlungsbilanz nicht sein dürfte. Mögliche Erklärungen dafür wären zum Einen die Tatsache, dass der latente Wärmestrom bei der Bestimmung mit der Modified-Bowen-Ratio-Methode grundsätzlich größer ist als bei der ausschließlichen Anwendung der Eddy-Kovarianz-Methode, es erfolgt evtl. eine Überbestimmung (vgl. Abbildung 2-4) (Liu u. Foken, 2001). Auch Messfehler können für eine große Variabilität der gewonnenen Daten sorgen, jedoch war am 20.6.2008 die Problematik der zu hohen Trockentemperaturen in der oberen Messhöhe des Modified-Bowen-Ratio-Systems bis auf zwei Werte auszuschließen.

Möglicherweise sorgt auch der Footprintbereich dafür, dass hier größere Werte erreicht werden. Hutchinson und Baldocchi (1989) fanden eine Abhängigkeit der Schließung der Energiebilanz von der Windrichtung, was sie vornehmlich auf horizontale Advektion zurückführten. Heute geht man davon aus, dass langwellige turbulente Strukturen, die wegen der Mittelungszeit bei Flussmessungen nicht erfasst werden, sowie sekundäre Zirkulationen aufgrund von Heterogenitäten im Gelände, die sich außerhalb des Messgerätes abspielen (vgl. 2.3.1), Hauptverursacher der Nichtschließung der Energiebilanz sind (Foken, 2008). Die Windrichtung am 20.6. 2008 am Tage bis 18 Uhr bewegte sich fast ausschließlich im Bereich 200-220°. Damit kam der Wind aus süd-westlicher Richtung, genau in dieser Richtung liegt die Kyrill-Schneise, 2007 entstanden, und eine größere, seit 2006 abgeholzte Fläche, wie Abbildung 4-3 zeigt. Diese spielen hier vermutlich eine nicht zu unterschätzende Rolle in der Energiebilanz.



Abbildung 4-3: Aktueller Zustand der Messfläche, Blick aus südlicher Richtung (Bild: Foken, in DA Schier, 2009)

Die im vorigen Abschnitt genannte Vermutung der Abhängigkeit der Schließung der Energiebilanz vom Footprintbereich bestätigt ein vergleichender Blick auf die Bilanzen in 36 Metern Höhe am Turbulenztower an den Tagen 17.6.2008 und 20.6.2008. Da dort der fühlbare und der latente Wärmestrom beide mit der Eddy-Kovarianz-Methode bestimmt wurden, können hier methodische Überbestimmungen ausgeschlossen werden. Am 17.6. 2008 kam der Wind aus nord-östlichen Richtungen, am 20.6.2008 aus südlicher und süd-westlicher Richtung. Die dadurch entstehenden Unterschiede in der Schließung der Energiebilanz zeigen die Abbildungen 4-4 und 4-5.

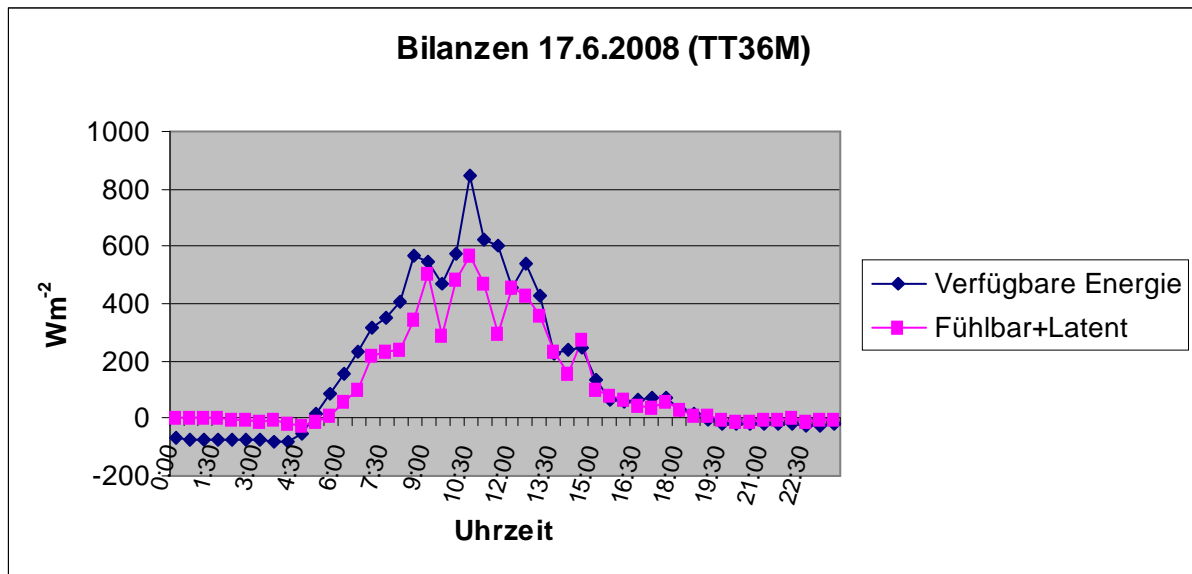


Abbildung 4-4: Verfügbare Energie und Summe aus fühlbarem und latentem Wärmestrom am 17.6.2008, Standort Turbulenztower, 36 Meter Höhe.

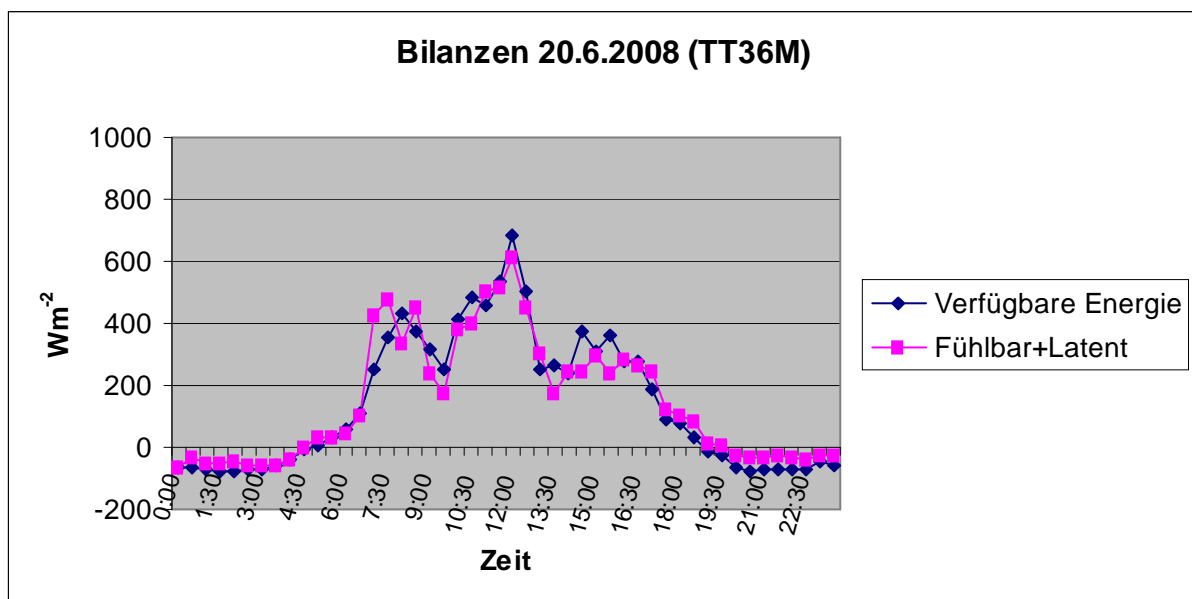


Abbildung 4-5: Verfügbare Energie und Summe aus fühlbarem und latentem Wärmestrom am 20.6.2008, Standort Turbulenztower, 36 Meter Höhe

---

Es ist deutlich zu erkennen, dass das Residuum am 20.6.2008 erheblich kleiner ist. Somit ist davon auszugehen, dass bei südlicher und süd-westlicher Windrichtung zusätzliche Energie von der Kyrill-Schneise und der 2006 abgeholzten Fläche herantransportiert wird und in den gemessenen Ergebnissen am Turbulenztower in 36 Metern Höhe und auch auf der Waldlichtung auftaucht. Dieser Sachverhalt ist wohl mitverantwortlich, dass am 20.6.2008 die Summe aus fühlbarem und latentem Wärmestrom dort weitaus größer ist als die dort verfügbare Energie. Vermutlich entstehen bei südlichem und süd-westlichem Wind sekundäre Zirkulationssysteme zwischen der Kyrill-Schneise und der 2006 abgeholzten Fläche und dem Standort Waldlichtung, was zu einer Erhöhung der gemessenen Flüsse führt.

Weiterhin ist grundsätzlich auf der Waldlichtung zu beobachten, dass die Summe des fühlbaren und latenten Wärmestroms meist etwas größer ist als die verfügbare Energie, womit sie hiermit während IOP2 im Verhalten dem Bestand ähnelt (vgl. Abb. 4-2 u. 4-6).

Tabelle A-2 in Anhang B gibt einen Überblick, wie groß sich der Unterschied zwischen den mit der Modified-Bowen-Ratio-Methode bestimmten Flüssen, und den Flüssen, die auftreten, wenn die Energiebilanz geschlossen ist, darstellt. Dazu wurde zusätzlich für den 20.6.2008 eine Flussberechnung nach der Bowen-Ratio-Methode durchgeführt (vgl. 2.2.1), ein ausgewählter Zeitraum von morgens 06:00 Uhr bis abends 18:00 Uhr wird hier vorgestellt. Bei dieser Methode ist die Energiebilanz, methodisch bedingt, immer geschlossen. Ein etwaiges Residuum wird gleichermaßen auf den fühlbaren und latenten Wärmestrom aufgeteilt, bei der Energie, die über die Energiebilanz hinausgeht, verhält es sich genauso. Demnach sind auch die Bowen-Verhältnisse für beide Methoden gleich, nur die Beträge der Flüsse unterscheiden sich, teilweise jedoch erheblich.

Die Gesamtbilanz im Bestand in 2 Metern Höhe zeigt Abbildung 4-6, sie ist vom grundsätzlichen Verhalten vergleichbar mit der Bilanz der Waldlichtung (Abb. 4-2), wenn auch ca. eine Größenordnung kleiner.

20.6.2008, im Bestand

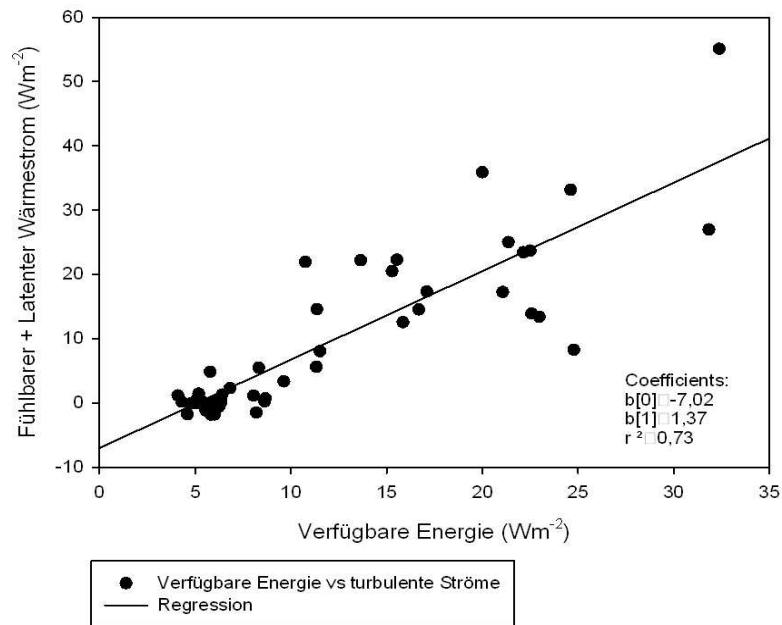


Abbildung 4-6: Verfügbare Energie und Summe aus fühlbarem und latentem Wärmestrom am 20.6.2008, Standort Turbulenztower (2 m, im Bestand)

### 4.1.2. Verhalten der Energiebilanzkomponenten

Die Energiebilanzkomponenten fühlbarer und latenter Wärmestrom zeigten deutlich unterschiedliches Verhalten in 36 Metern Höhe am Turbulenztower und auf der Waldlichtung, Abbildung 4-7 und 4-8 stellen dies graphisch dar.

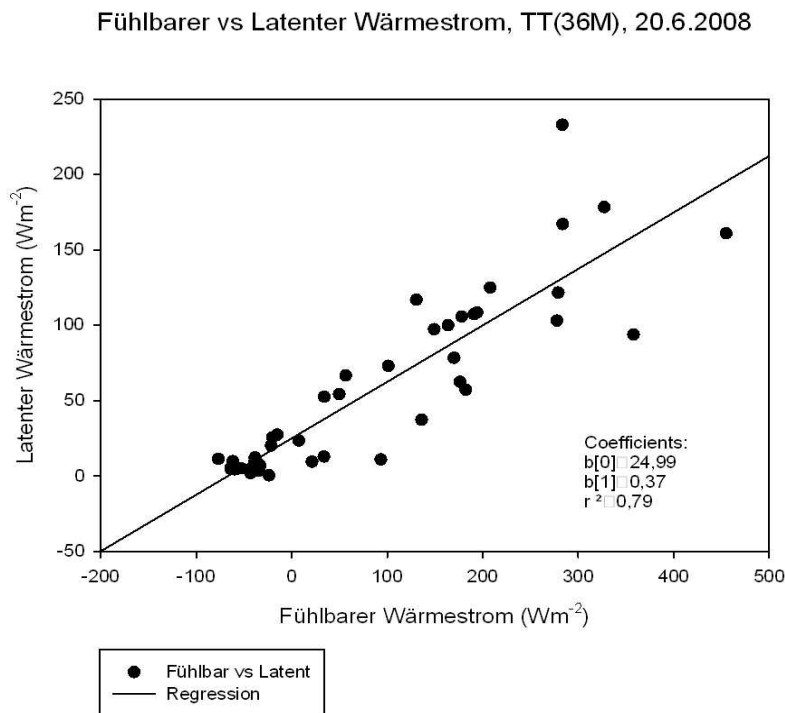


Abb. 4-7: Vergleich fühlbarer und latenter Wärmestrom während IOP2, 20.6.2008, Standort TT (36 Meter)

Der fühlbare Wärmestrom über dem Bestand ist deutlich größer als der latente Wärmestrom, es ergeben sich somit Bowenverhältnisse, die meist weit über 1 liegen.

Auf der Waldlichtung hingegen ist der latente Wärmestrom deutlich größer als der fühlbare Wärmestrom, was hier zu Bowen-Verhältnissen führt, die meist zwischen 0,3 und 0,6 liegen, vgl. Abbildung 4.9.

Ein vergleichender Blick auf Abbildung 4-8 und Abbildung 4-10 (wie auch Abbildung 4-5 und 4-6) schließlich zeigt, dass sich der Betrag der Ströme auf der Lichtung und im Bestand um etwa eine Größenordnung unterscheidet, das Verhalten zueinander aber relativ ähnlich ist.

Der Bodenbewuchs auf der Waldlichtung sorgt mit dafür, dass die Feuchtegradienten deutlich größer sind als die Temperaturgradienten, so dass man sehr kleine Bowenverhältnisse vorfindet, und die Waldlichtung im Verhältnis zum Standort Turbulenztower (36 m) eine Feuchtequelle darstellt, was unter Umständen freie Konvektion begünstigen kann, da feuchte Luft leichter ist als trockene (vgl. Kapitel 4.2).



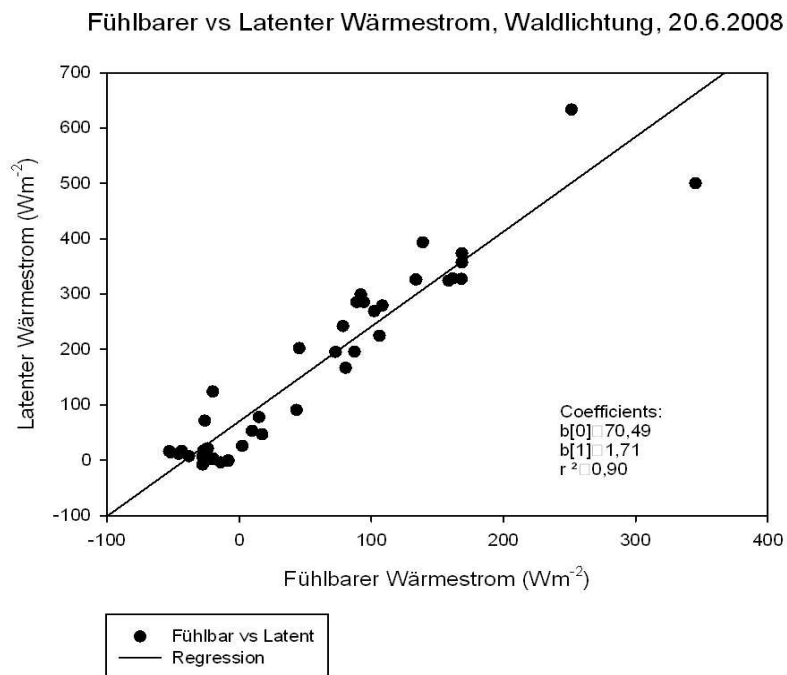


Abbildung 4-8: Vergleich fühlbarer und latenter Wärmestrom während IOP2, 20.6.2008, Waldlichtung

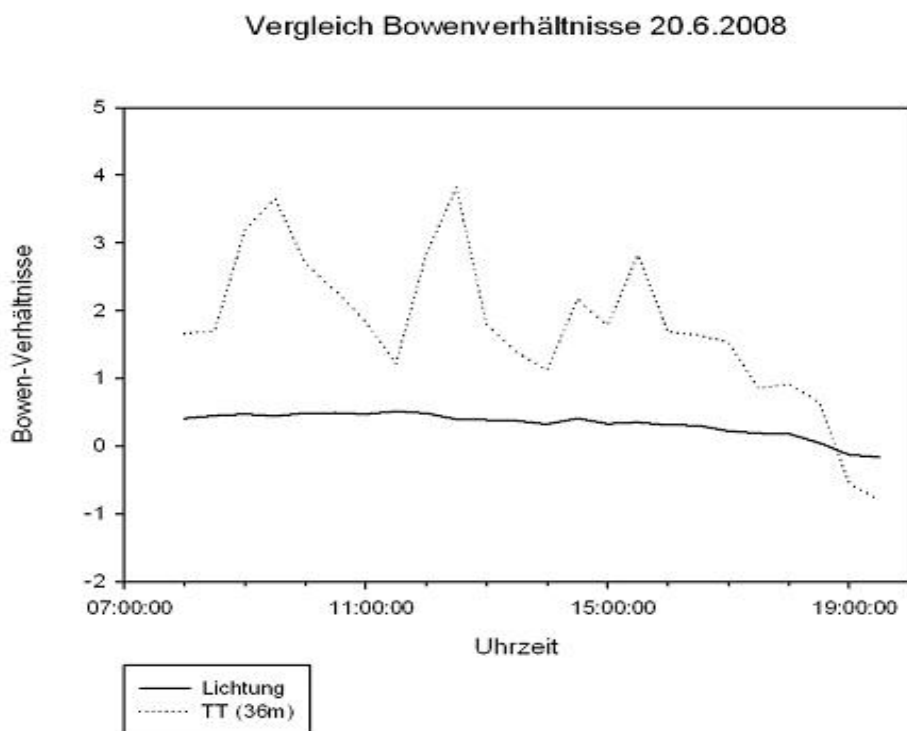


Abbildung 4-9: Vergleich Bowenverhältnisse, IOP2, 20.6.2008

Fühlbarer vs Latenter Wärmestrom, 20.6.2008, im Bestand (TT2M)

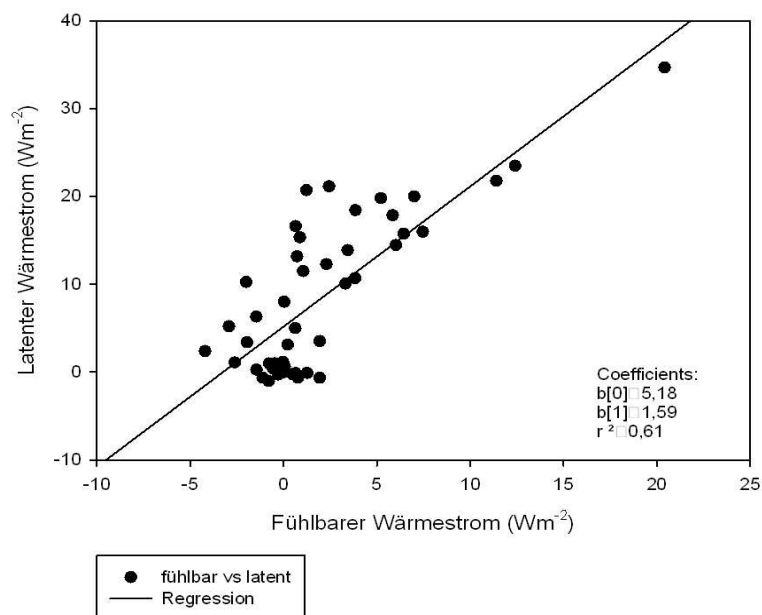


Abbildung 4-10: Vergleich fühlbarer und latenter Wärmestrom während IOP2, 20.6.2008, im Bestand

Bei der Betrachtung der Aufteilung der Energiebilanzkomponenten soll nun hier auch auf IOP1 eingegangen werden. Der Hauptunterschied, den die Ergebnisse von IOP1 zu den bisher gezeigten Ergebnissen zeigen, ist, dass die Ströme insgesamt jahreszeitlich bedingt etwas kleiner sind. Ansonsten ist das Verhalten auf der Waldlichtung und am Turbulenztower in 36 Metern Höhe nahezu analog zu IOP2, wie die Abbildungen 4-11 und 4-12 zeigen.

Fühlbarer vs Latenter Wärmestrom, TT, 30.9.2007

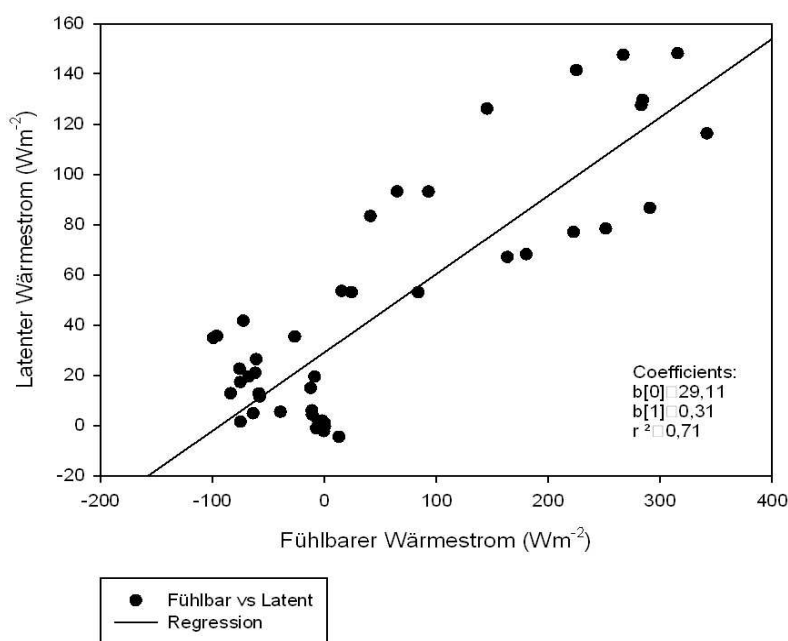


Abb. 4-11: Vergleich fühlbarer und latenter Wärmestrom während IOP1, 30.9.2007, Turbulenztower (36 Meter)

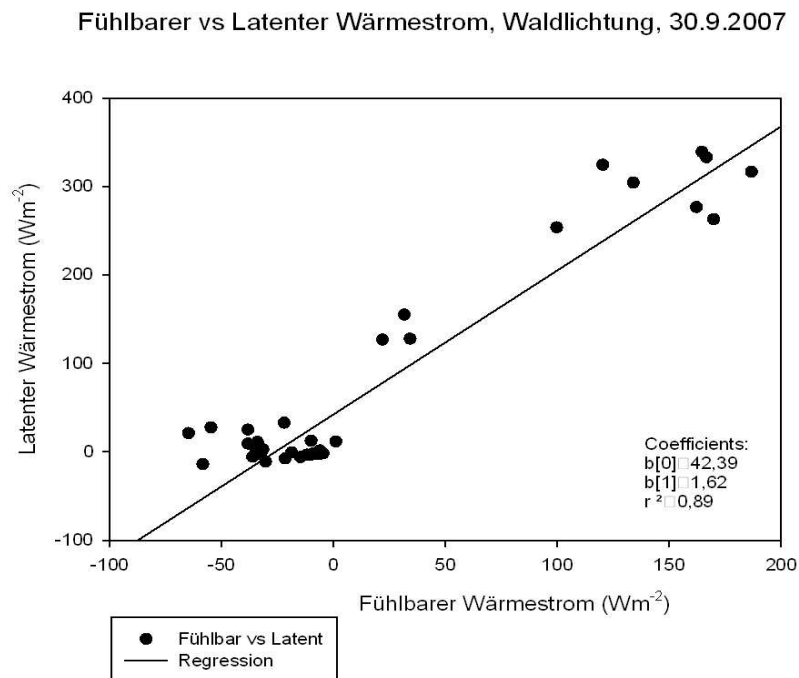


Abb. 4-12: Vergleich fühlbarer und latenter Wärmestrom während IOP1, 30.9.2007, Waldlichtung

Im Bestand ist es hier während des ausgewählten Tages von IOP1 so, dass wegen der geringen Temperaturen zu dieser Jahreszeit kaum mehr Auftrieb erzeugt werden kann, der fühlbare Wärmestrom ist größtenteils auch am Tage negativ (vgl. Abb. 4-13).

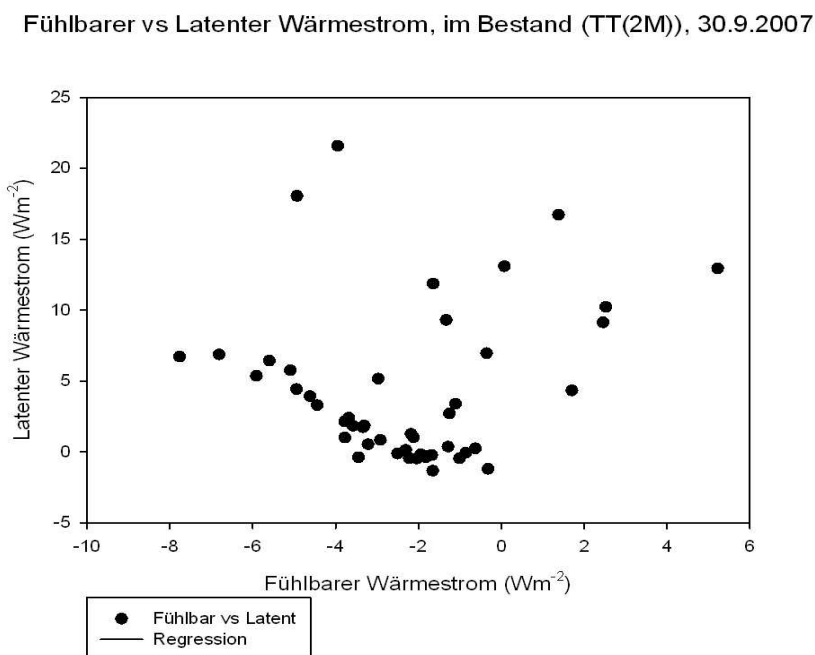


Abb. 4-13: Vergleich fühlbarer und latenter Wärmestrom während IOP1, 30.9.2007, im Bestand

## 4.2. Freie Konvektion

In diesem Abschnitt sollen Ereignisse freier Konvektion vorgestellt und interpretiert werden, dabei erfolgt zunächst eine Aufteilung der Betrachtung in IOP1 und IOP2, um anschließend ein Gesamtfazit zu ziehen.

### 4.2.1. Freie Konvektion während IOP1

Trotz jahreszeitlich verminderter Einstrahlung und Temperatur tritt freie Konvektion auf der Waldlichtung auch im Herbst auf, wie Abbildung 4-14 zeigt.

Um 10:30 Uhr und 11:00 Uhr liegt hier der Wert des Stabilitätsparameters  $z/L$  unter  $-1$ , gleichzeitig ist ein kurzzeitiger Abfall der Schubspannungsgeschwindigkeit zu erkennen.

Die Vorgänge am gleichen Tag zur selben Zeit in 36 Metern Höhe am Turbulenztower zeigt Abbildung 4-15. Auch hier ist freie Konvektion zu beobachten, jedoch setzt sie bereits um Einiges früher ein, und dauert auch länger an.

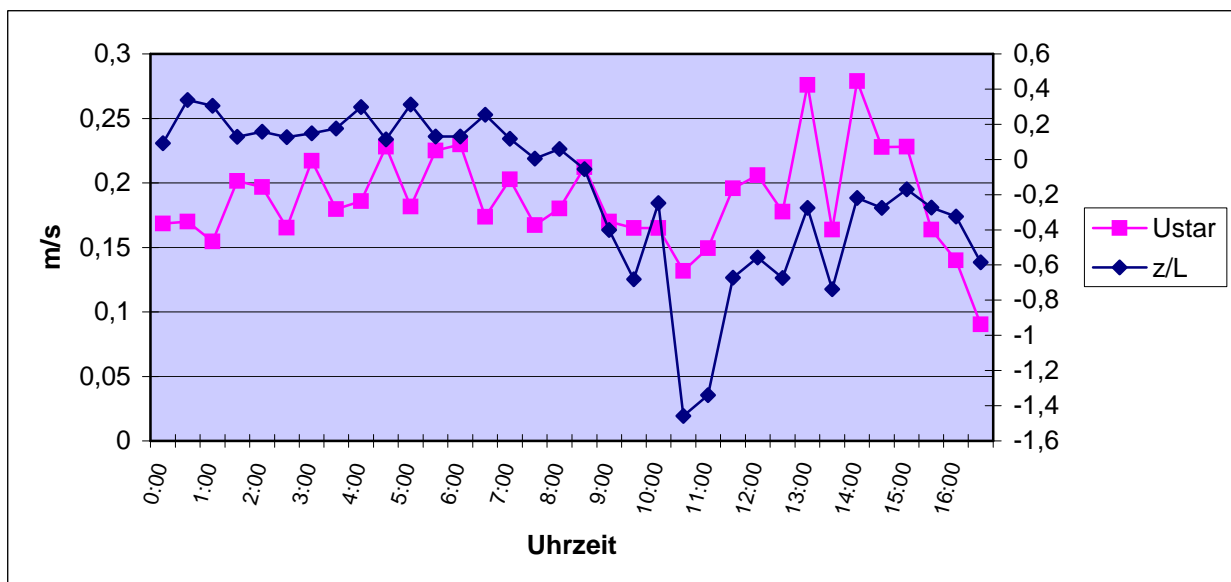


Abb. 4-14: Ereignis freier Konvektion während IOP1 am 22.9.2007 auf der Waldlichtung

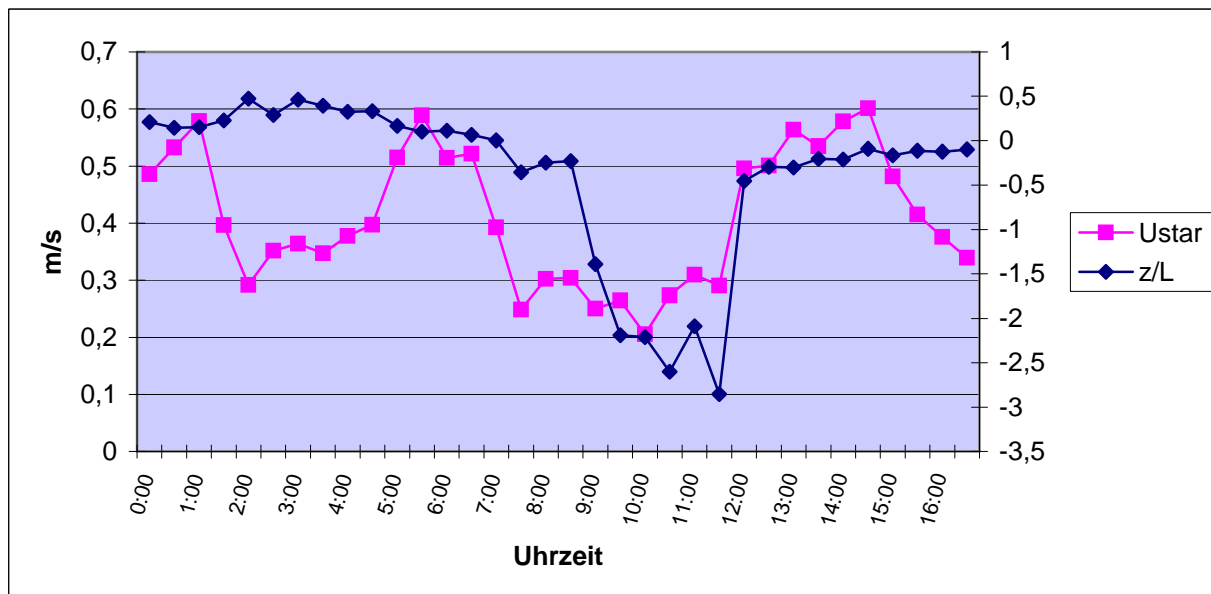


Abb. 4-15: Ereignis freier Konvektion während IOP1 am 22.9.2007 am Turbulenztower (36 Meter Höhe)

#### 4.2.2. Freie Konvektion während IOP2

Auch während IOP2 ist freie Konvektion am Messstandort Waldlichtung zu beobachten (vgl. Abb. 4-16).

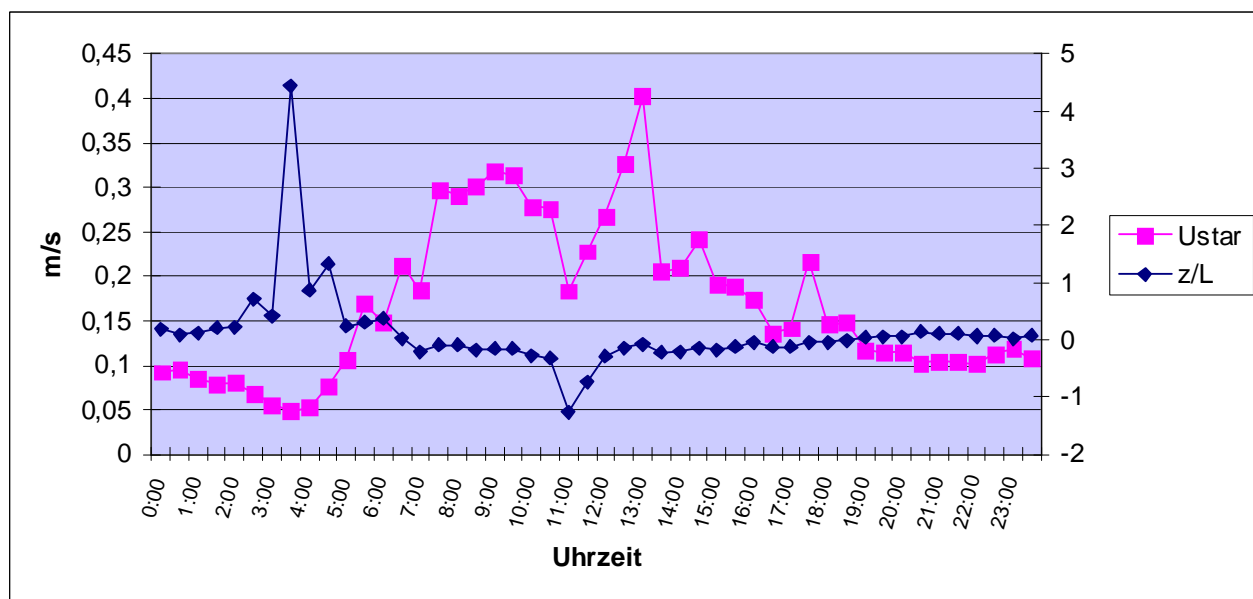


Abb. 4-16: Ereignis freier Konvektion während IOP2 am 17.6.2008, Standort Waldlichtung

Abbildung 4-17 zeigt dazu, wie zum relevanten Zeitpunkt die Globalstrahlung und der Auftriebsstrom ansteigen und sich ein kurzfristiger Wechsel in der Windrichtung vollzieht.

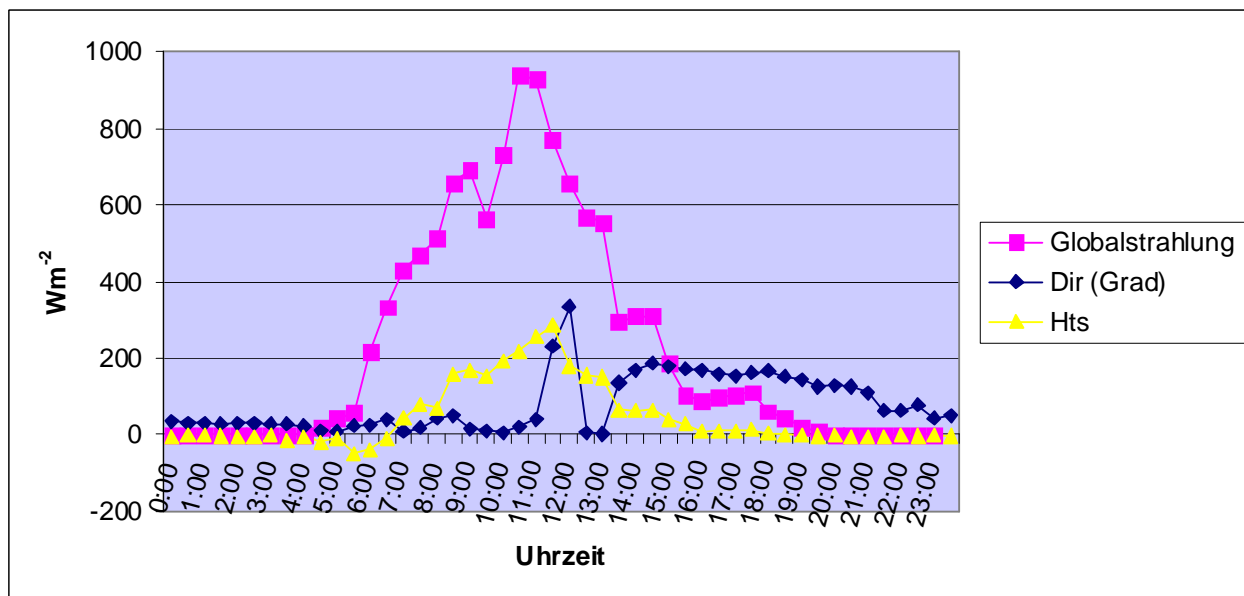


Abb. 4-17: Globalstrahlung, Windrichtung und Auftriebsstrom am 17.6.2008, Standort Waldlichtung

Abbildung 4-18 und 4-19 zeigen die Vorgänge zur selben Zeit in 36 Metern Höhe am Turbulenztower. Der Wert um 1:00 Uhr in Abb. 4-18 ist ein Messfehler.

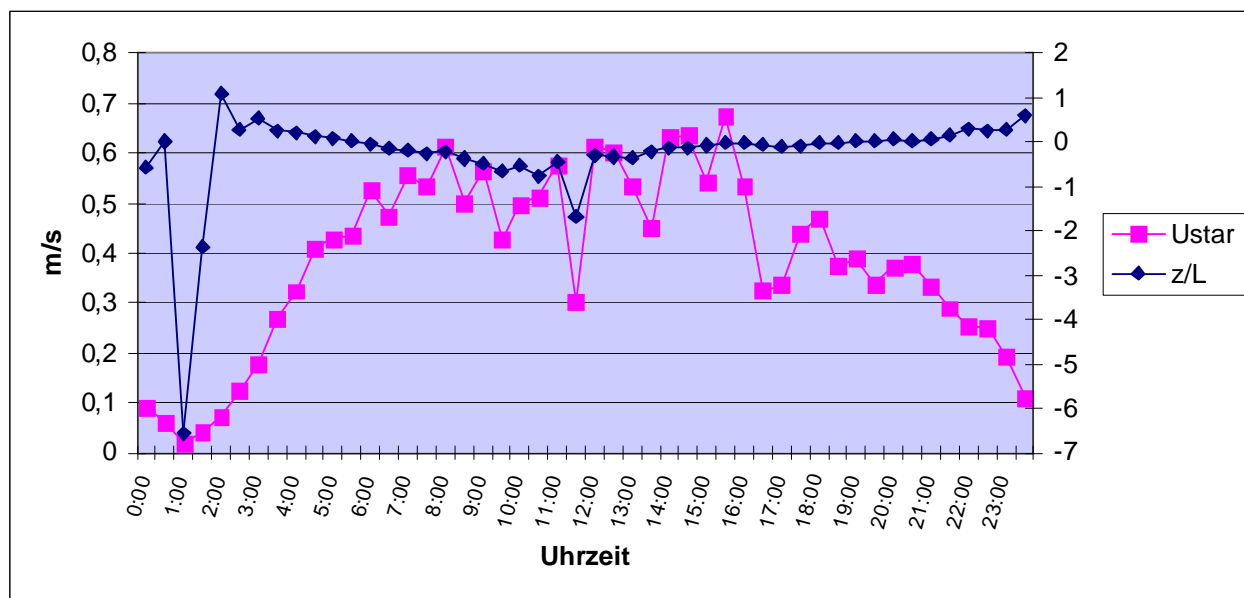


Abb. 4-18: Ereignis freier Konvektion während IOP2 am 17.6.2008, Standort Turbulenztower (36 Meter Höhe)

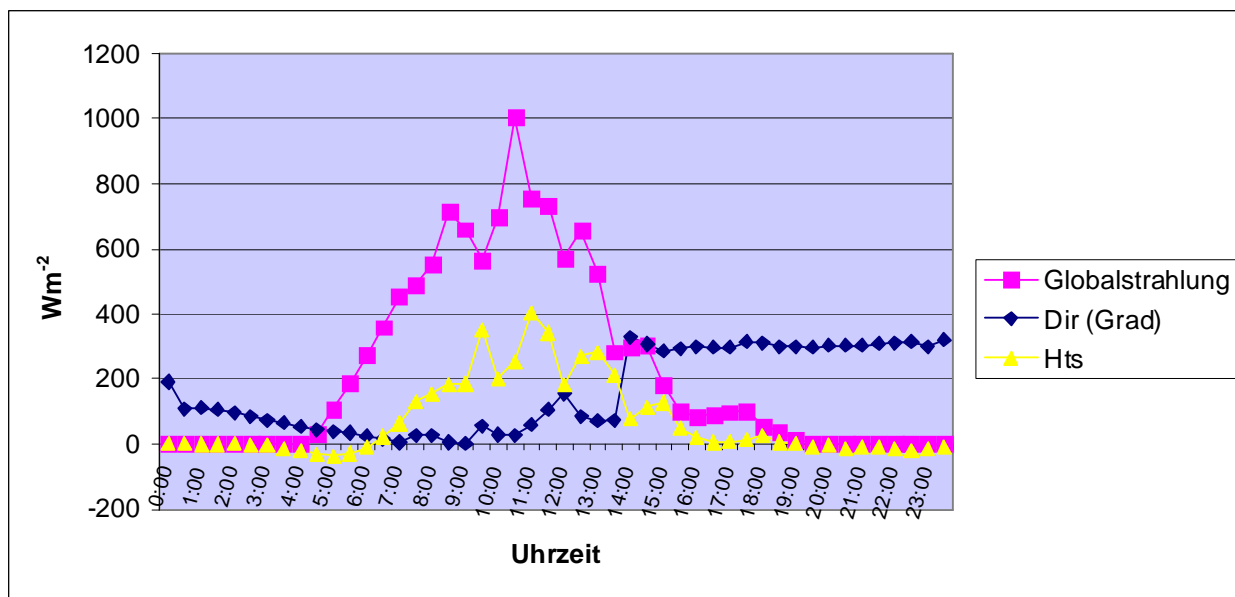


Abb. 4-19: Globalstrahlung, Windrichtung und Auftriebsstrom am 17.6.2008, Standort Turbulenztower (36 m)

Auch hier zeigt sich wiederum kurz vor dem Ereignis der freien Konvektion der Anstieg in der Globalstrahlung, gefolgt von wachsendem Auftriebsstrom und einem Wechsel in der Windrichtung.

#### 4.2.3. Fazit Freie Konvektion

Freie Konvektion tritt sowohl im Herbst als auch im Sommer am Messstandort auf, sie ist sowohl auf der Waldlichtung als auch über dem Bestand zu beobachten. In den meisten Fällen freier Konvektion, die die Untersuchungen von IOP1 und IOP2 diesbezüglich ergaben, waren die Ereignisse so gut wie zeitgleich. Es ist also davon auszugehen, dass auf der Waldlichtung, die als Feuchtequelle gegenüber den Verhältnissen über dem Bestand zu betrachten ist (vgl. Abschnitt 4.1.2), bei geeigneten äußeren Bedingungen (starke Einstrahlung, hohe Auftriebsströme) Luftblasen der leichteren, da feuchteren Luft aufsteigen und diese auch durch die Messgeräte am Turbulenztower in 36 Metern Höhe erfasst werden. Allerdings kann es in vereinzelt Fällen auch dazu kommen, dass freie Konvektion in 36 Metern Höhe über dem Bestand unabhängig von der Waldlichtung zu beobachten ist, wie Abbildung 4-15 zeigt. Hier tritt freie Konvektion bereits in den Morgenstunden auf, während sie auf der Waldlichtung erst gegen 11 Uhr einsetzt. Erklärung hierfür sind wohl die ungewöhnlich hohen Strahlungswerte, die am 17.6.2008 bereits sehr früh am Tage auftraten (um 8:30 Uhr bereits  $714 \text{ Wm}^{-2}$ ) und die trockene Luft über dem Bestand genug erwärmen konnten, um freie Konvektion auszulösen. Der Regelfall ist aber der, dass Ausgangspunkt der freien Konvektion die Waldlichtung ist, meist gegen 11.00 Uhr tritt dieses Ereignis bei geeigneten

Bedingungen auf. Ereignisse freier Konvektion sind evtl. auch verbunden mit einem Anstieg der Geschwindigkeit des Vertikalwindes, wie Abbildung 4-20 zeigt. Hier wurden Daten des Minisodars (vgl. Abbildung 3-3), das während IOP2 auf der Waldlichtung im Einsatz war, ausgewertet. Zu erkennen ist, dass am 17.6.2008 genau während des Ereignisses freier Konvektion ein starker Anstieg der Vertikalwindgeschwindigkeit auftritt. Da jedoch solche Phasen des Anstiegs der Vertikalwindgeschwindigkeit (wenn auch nicht so stark) auch auftreten, wenn keine freie Konvektion zu beobachten ist, ist hier die Zuordnung nicht eindeutig zu klären.

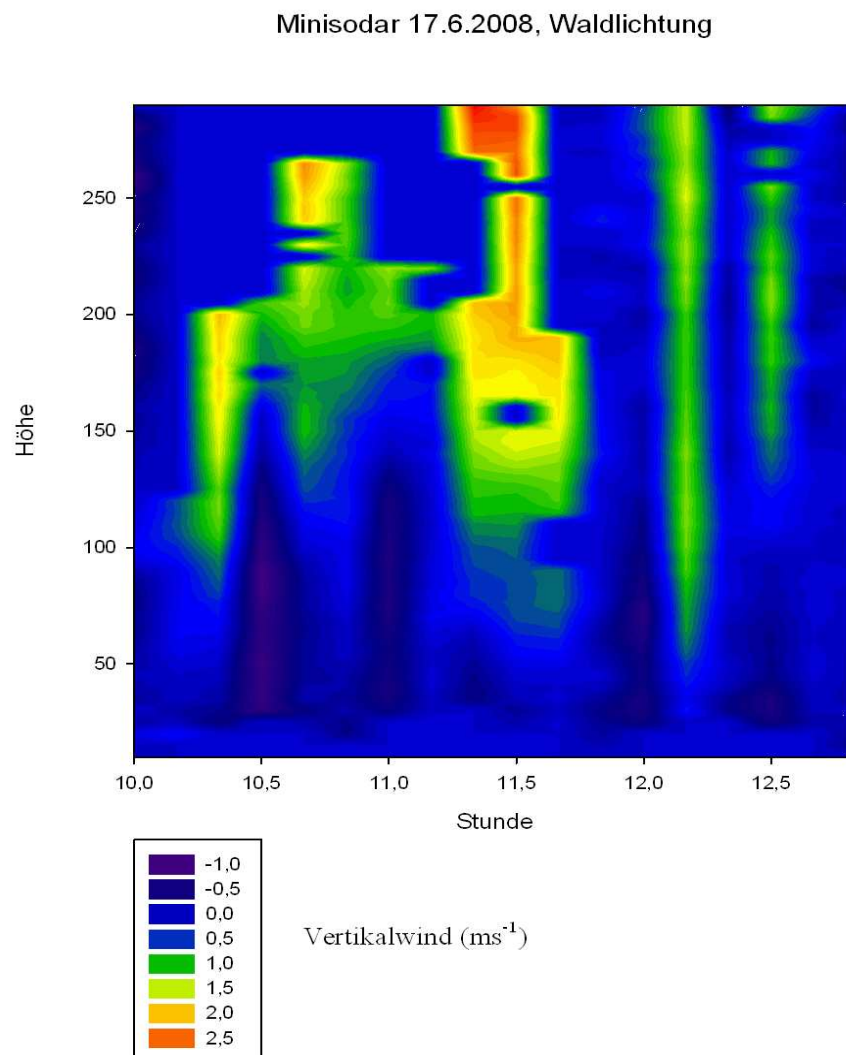


Abb. 4-20: Vertikalwind am 17.6.2008, Standort Waldlichtung



### 4.3. Prozessvergleiche

Im folgenden Abschnitt sollen die Prozesse an den Standorten Waldlichtung und Turbulenztower (36 Meter Höhe) durch einen Blick auf die integralen Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes verglichen werden, um eventuelle Aussagen über Kopplungen, auch im Hinblick auf Ereignisse freier Konvektion, treffen zu können. Vorangestellt ist ein Überblick über die Kopplung zwischen Bestand und Atmosphäre während der „Golden Days“ von IOP1 und der Tage von IOP2, die dort unter anderem im Fokus waren.

#### 4.3.1. Kopplung Atmosphäre-Bestand

Die in Abschnitt 2.5 vorgestellten Klassen der Kopplung zwischen Atmosphäre und Bestand zeigt Abbildung 4-21 für IOP1, 20.-25.09.07 und Abb. 4-22 für IOP2, 19.6.-24.6.2008.

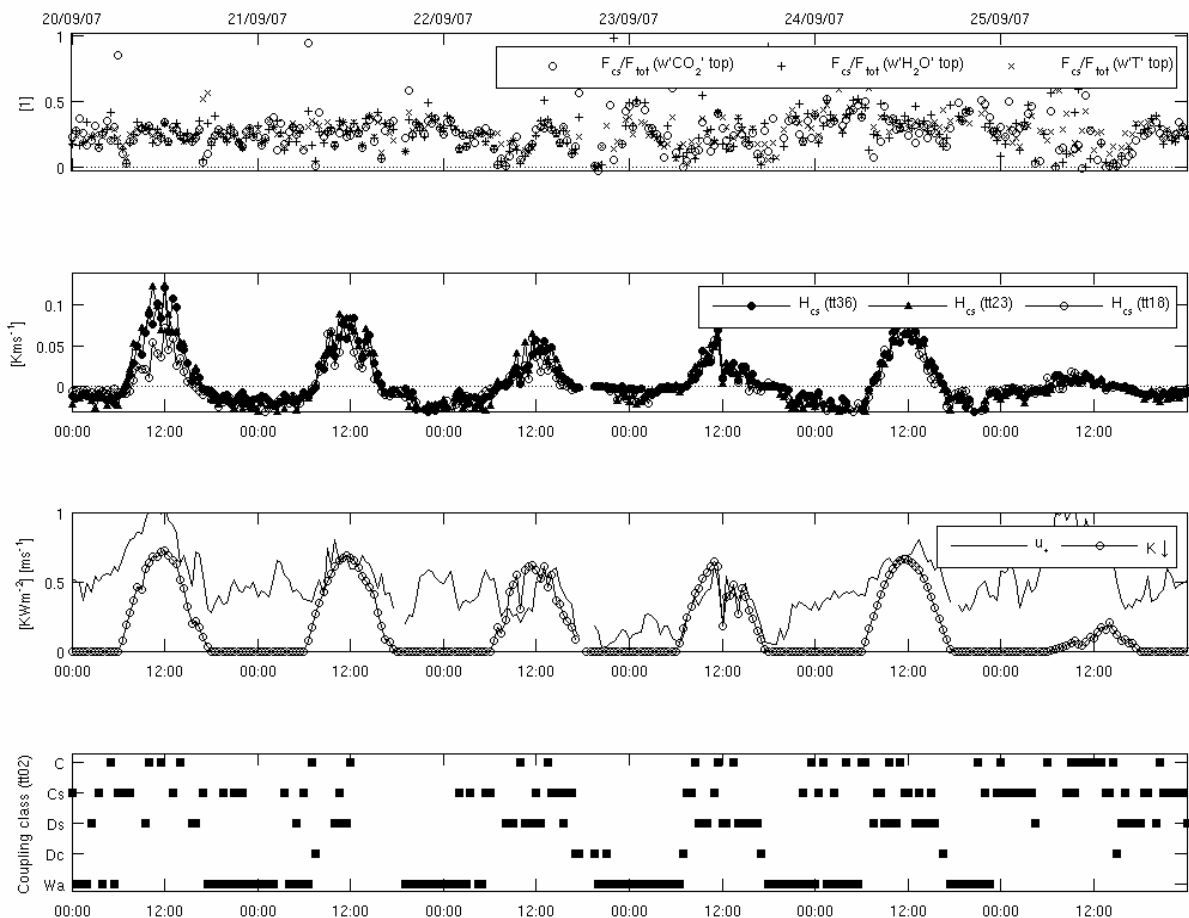


Abb. 4-21: Messung der Charakteristiken des turbulenten Austausches für die Periode vom 20.-25.09.2007 während EGER, IOP1

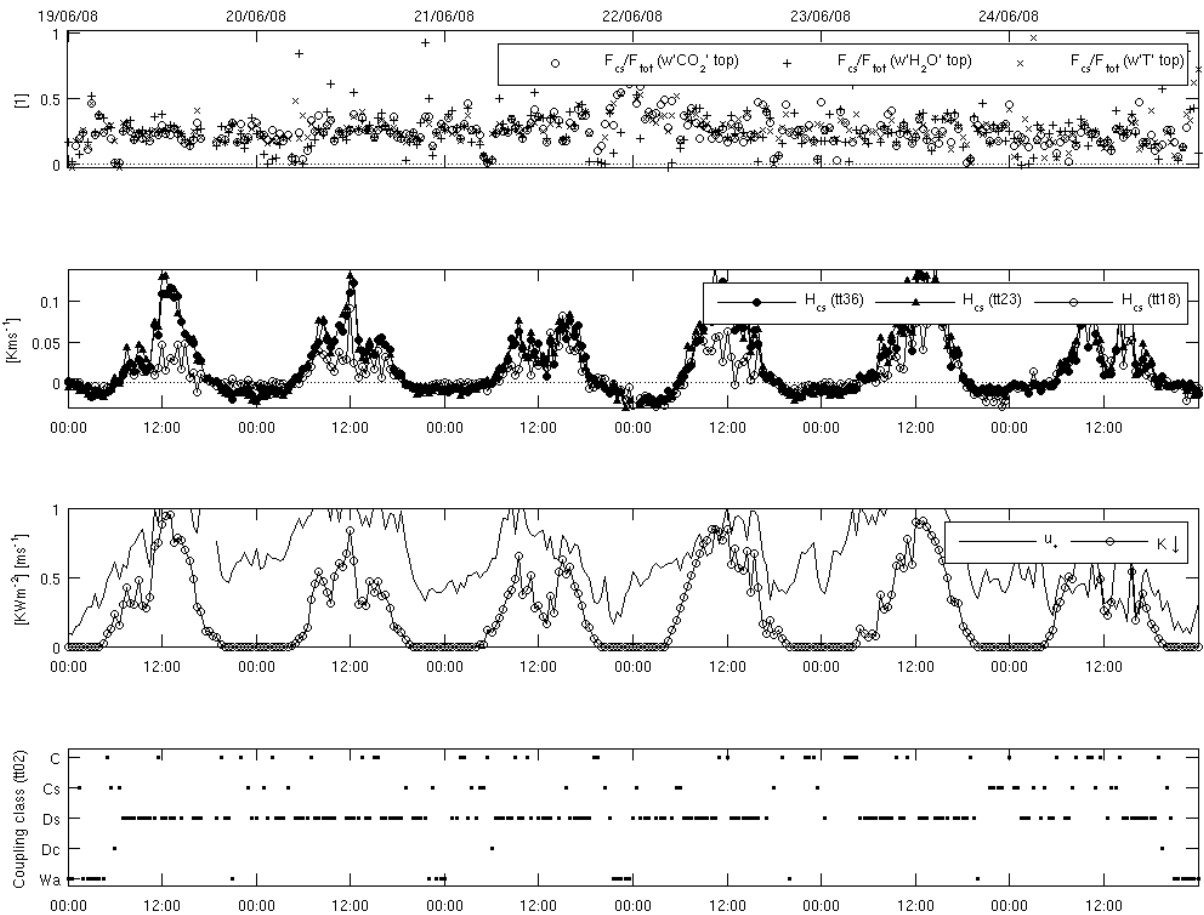


Abb. 4-22: Messung der Charakteristiken des turbulenten Austausches für die Periode vom 19.6.-24.06.2008 während EGER, IOP2

Ganz oben in Abb. 4-21 und 4-22 sind die relativen Flussanteile der kohärenten Strukturen am Kohlendioxidfluss, Auftriebsfluss und latenten Wärmefluss dargestellt. Zeile 2 zeigt den kinematischen Auftriebsfluss der kohärenten Strukturen in den angegebenen Höhen, in Zeile 3 sind die Schubspannungsgeschwindigkeit und die Globalstrahlung angegeben. Ganz unten findet sich schließlich die Einteilung in die Kopplungsklassen, wie in 2.5 beschrieben. Dabei erfolgt bei Schwerewellen kein Austausch (Cava et al., 2004), in den Mittagsstunden ist die Kopplung zwischen Bestand und Atmosphäre meist am ausgeprägtesten, man findet teilweise vollständige Kopplung. Nähere Informationen hierzu finden sich für den Messstandort auch bei Biermann (2009).

In den Abbildungen sind im Kopplungsverhalten deutliche Unterschiede zu erkennen. Während im Herbst Wellenbildung und damit vollständige Entkopplung zwischen Bestand und Atmosphäre in jeder Nacht zu beobachten ist, ist dies im Sommer deutlich geringer. Hier herrscht in der Regel „Decoupled subcanopy“ vor, die Perioden, bei denen eine vollständige Entkopplung zwischen Bestand und Atmosphäre auftritt, sind im Sommer sehr viel seltener anzutreffen, und es findet dort fast immer Kopplung irgendeiner Art statt. Ursache hierfür ist die deutlich ausgeprägtere Turbulenz im Sommer, die hier Einfluss auf die Kopplungszustände nimmt.

### 4.3.2. Beobachtete integrale Turbulenzcharakteristiken

Abbildung 4-23 zeigt das allgemeine Verhalten der integralen Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes, die hier als mit der Schubspannungsgeschwindigkeit normierte Standardabweichungen des Vertikalwindes dargestellt werden. (vgl. 2.5)

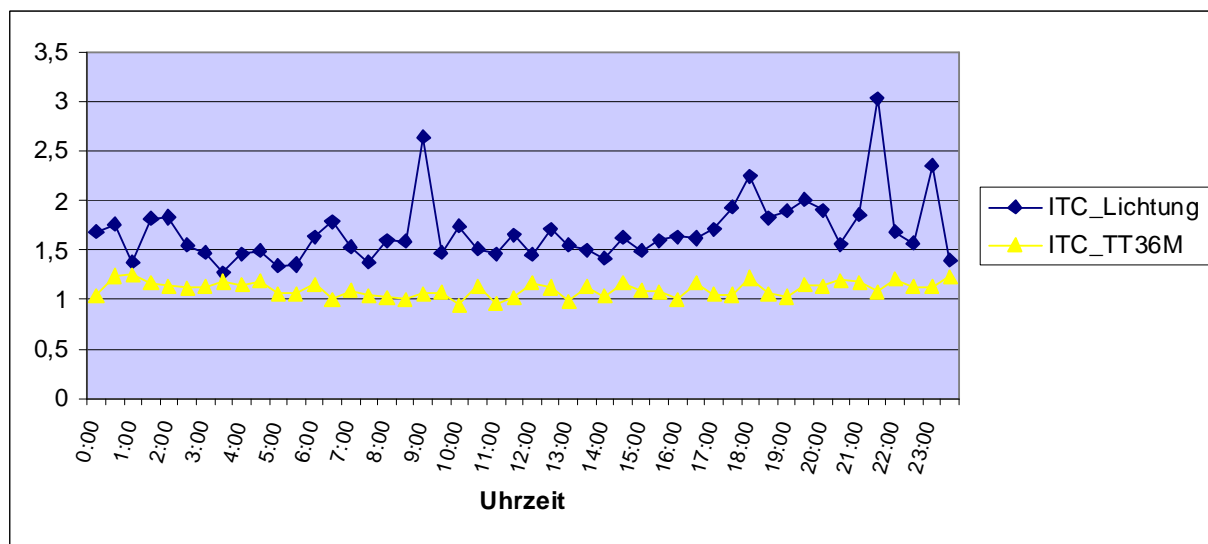


Abb. 4-23: Integrale Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes am 20.6.2008, Vergleich Waldlichtung und Turbulenztower (36 Meter)

Dabei zeigt sich, dass die integralen Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes über dem Bestand nahezu konstant sind, die Lichtung unterliegt deutlich mehr Schwankungen und das Grundniveau ist hier höher. In der Literatur wird für die integrale Turbulenzcharakteristik des Vertikalwindes bei neutraler Schichtung ein konstanter Wert von ungefähr 1,25 angegeben (Lumley u. Panofsky, 1964; Panofsky u. Dutton, 1984). Dies gilt allerdings nur bei einer flachen, ungestörten Oberfläche, wenn voll entwickelte und ungestörte Turbulenz angenommen werden kann. Die Oberflächeneigenschaften wie Bestandeshöhe und Rauigkeit haben einen erheblichen Einfluss auf das Verhalten der integralen Turbulenzcharakteristiken. So sinkt z.B. die integrale Turbulenzcharakteristik des Vertikalwindes in einem gestörten Profil, z.B. in der rauen Unterschicht auf 1,0 bis 1,2 (Raupach et al., 1996). Als rauen Unterschicht versteht man die Schicht, die durch den Bestand in ihrem Verhalten beeinflusst ist, ihre Höhe ist in der Regel 2-3fache Bestandeshöhe. Im Bestand ist das Verhalten wieder gesondert zu betrachten. Einen umfassenden Überblick über diese Phänomene am Messstandort Waldstein gibt Biermann (2009). Er fand für die integrale Turbulenzcharakteristik des Vertikalwindes in 36 Metern Höhe am Turbulenztower für neutrale Schichtung einen Wert von 1,13. Dies ist in relativ guter Übereinstimmung mit den in Abbildung 4-23 gezeigten Werten.

Somit ist als Tendenz davon auszugehen, dass über dem Wald vorwiegend neutrale Verhältnisse herrschen, Barr et al. (1994) kamen zu demselben Ergebnis.

Für labile Schichtung wird bei Lumley u. Panofsky (1964) ein Wert von 1,45 genannt, bei stabilen Verhältnissen gibt Sorbjan (1986; 1987) Werte von 1,6 bzw. 1,5 an. Das Verhalten der integralen Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes auf der Lichtung ließe sich demnach als ein Wechsel zwischen labilen (Tag) und stabilen (Nacht) Verhältnissen interpretieren. Dies lässt sich als Anhaltspunkt während der gesamten Messzeit so beobachten.

Abb. 4-24 zeigt nun, wie sich ein Ereignis freier Konvektion auf die integralen Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes auswirkt.

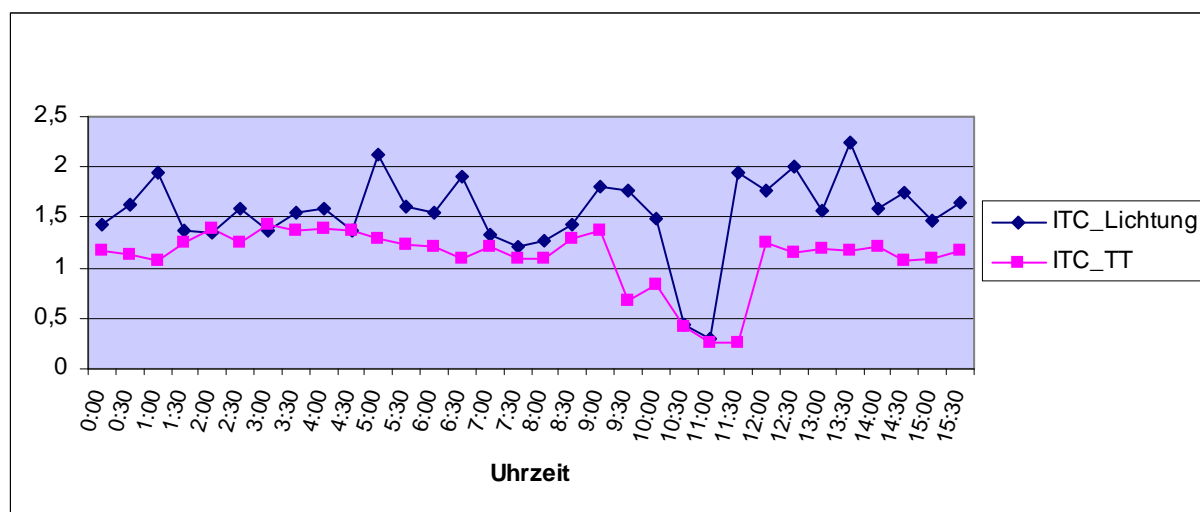


Abb. 4-24: Vergleich ITC's Vertikalwind während eines Ereignisses freier Konvektion, 22.9.2007, Standort Waldlichtung und Turbulenztower (36 Meter)

Die Skalierung während der Ereignisse freier Konvektion (ca. 9:00 Uhr - 11:30 Uhr am Turbulenztower und 10:30 Uhr - 11:00 Uhr auf der Waldlichtung, vgl. 4.2.1) erfolgte hier mit der Deardorff-Geschwindigkeit (Gl. 2-23), da bei freier Konvektion keine Abhängigkeit mehr von der Schubspannungsgeschwindigkeit gegeben ist. Als Temperatur wurde dabei die gemessene Schalltemperatur verwendet, die Mischungsschichthöhen zu den jeweiligen Zeiten wurden mit Panoply (<http://www.giss.nasa.gov/tools/panoply/>) modelliert. Der Rest der Werte in Abb. 4-24 wurde wie üblich mit der Schubspannungsgeschwindigkeit skaliert.

Es zeigt sich eine ziemlich genaue Übereinstimmung in den Werten der integralen Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes während der Zeit, in der sowohl auf der Waldlichtung als auch in 36 Metern Höhe am Turbulenztower freie Konvektion zu beobachten ist, während dieser Zeit herrschen hier demnach die gleichen Prozesse vor.

### 4.3.3. Parametrisierte Integrale Turbulenzcharakteristiken

Die Parametrisierung der integralen Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes für die Waldlichtung erfolgte nach Panofsky et al. (1977) nach folgender Gleichung:

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = 1,3 \cdot \left(1 - 2 \cdot \frac{z}{L}\right)^{\frac{1}{3}} \quad (4-1)$$

Es gibt kaum größere Abweichungen zwischen verschiedenen stabilitätsabhängigen Parametrisierungen für den Vertikalwind, so dass diese Gleichung für den gesamten Schichtungsbereich verwendet wurde (Foken, 2006). Abbildung 4-25 und 4-26 zeigen einen Vergleich zwischen den berechneten und nach Gleichung 4-1 und 4-2 parametrisierten integralen Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes für den 20.6.2008 an den Standorten Waldlichtung und Turbulenztower (36 Meter).

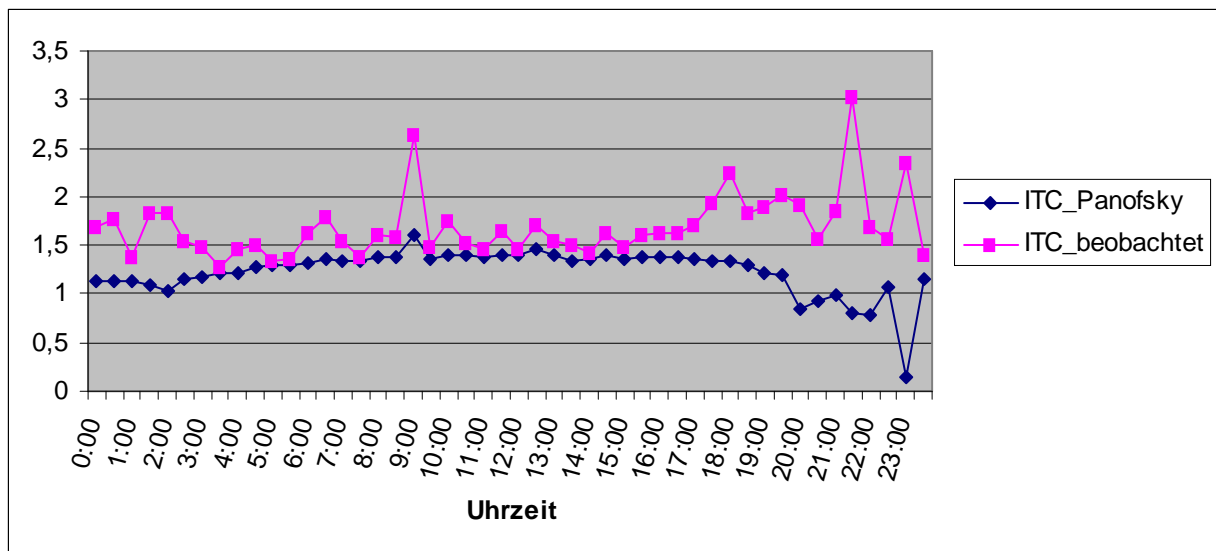


Abb. 4-25: Vergleich beobachteter und nach Gleichung 4-1 parametrisierter integraler Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes am 20.6.2008, Standort Waldlichtung

Zumindest am Tage ist in Abb. 4-25 hierbei eine annähernde Übereinstimmung zwischen den berechneten und parametrisierten integralen Turbulenzcharakteristiken zu beobachten, die vorher getroffene Aussage, dass auf der Waldlichtung eindeutiger Stabilitätseinfluss zu beobachten ist, ließe sich hiermit bestätigen.

Am Turbulenztower in 36 Metern Höhe ist hingegen kaum Stabilitätseinfluss am Tage zu beobachten (vgl. Abb. 4-26), dies bekräftigt die Vermutung, dass über dem Wald in der Regel neutrale Verhältnisse anzutreffen sind.

Für die Parametrisierung der Werte am Turbulenztower war hier noch die Verschiebungshöhe zu berücksichtigen, da man sich hier mit der Messung in der rauhen Unterschicht befindet. Als Verschiebungshöhe wird die Höhe bezeichnet, um die sich das Nullniveau aufgrund der Rauigkeit der Unterlage verschiebt, der daraus abgeleitete Maßstab wird als aerodynamischer Maßstab bezeichnet (Foken, 2006). Die Abbildungen 4-27 und 4-28 zeigen, wie sich die Berücksichtigung der Verschiebungshöhe auf die integralen Turbulenzcharakteristiken am Standort Turbulenztower (36m) auswirkt. Unter Einbeziehung dieser Verschiebungshöhe gelten die meisten Gleichungen analog wie für unbewachsenen Boden (Paeschke, 1937). Die Verschiebungshöhe wurde mit 2/3 der Bestandeshöhe abgeschätzt (Foken, 2006). Demnach änderte sich Gleichung 4-1 wie folgt:

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = 1,3 \cdot \left(1 - 2 \cdot \frac{z-d}{L}\right)^{\frac{1}{3}} \quad (4-2)$$

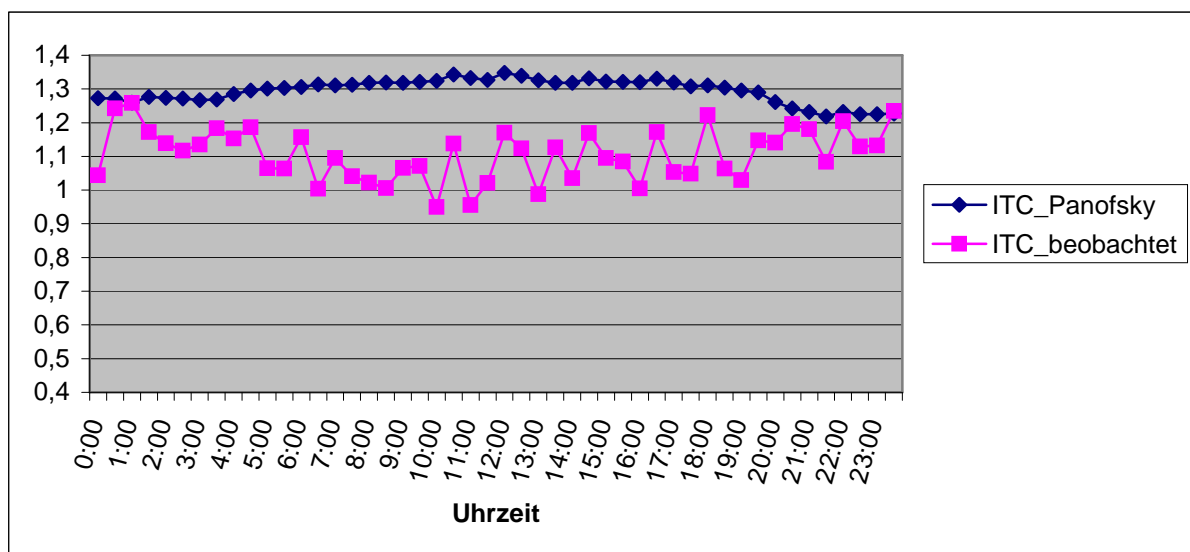


Abb. 4-26: Vergleich beobachteter und nach Gleichung 4-2 parametrisierter integraler Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes am 20.6.2008, Standort Turbulenztower (36 Meter)

Bei Ereignissen freier Konvektion ist sowohl auf der Waldlichtung als auch zusätzlich am Turbulenztower in 36 Metern Höhe eine relativ gute Übereinstimmung im Verlauf zwischen den beobachteten und parametrisierten integralen Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes zu beobachten (Abb. 4-27 zeigt dies für den Turbulenztower). Hier ist demnach Stabilitätseinfluss sowohl auf der Lichtung als auch am Turbulenztower zu erkennen und es finden an den beiden Orten dieselben Prozesse statt, wie in 4.3.1 bereits vermutet wurde.

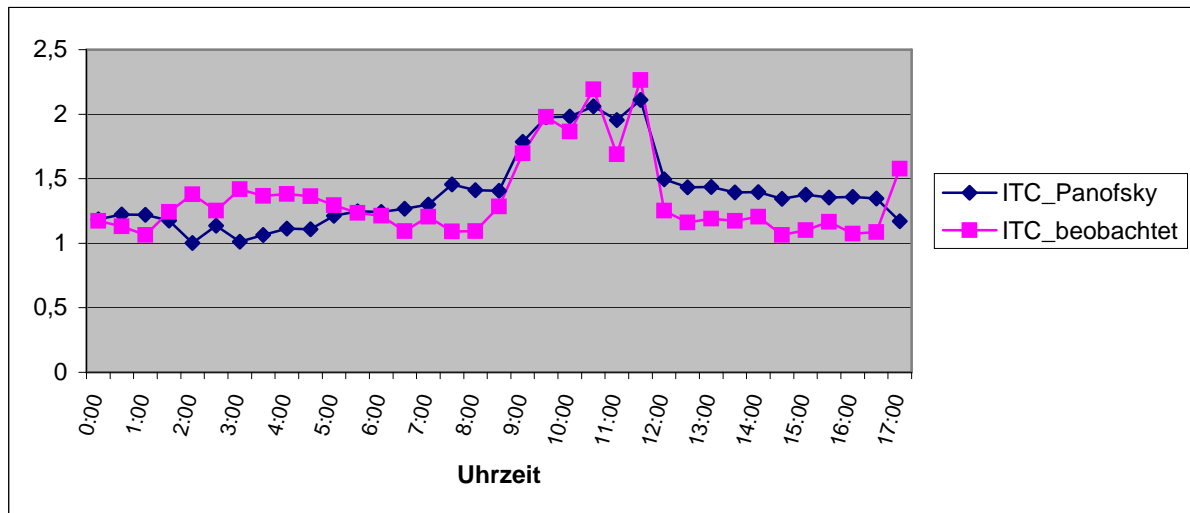


Abb. 4-27: Vergleich beobachteter und nach Gleichung 4-2 (mit Verschiebungshöhe) parametrisierter integraler Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes am 22.9.2007, Standort Turbulenztower (36 Meter). Zwischen 9:00 Uhr und 11:30 Uhr ist am Turbulenztower freie Konvektion zu erkennen.

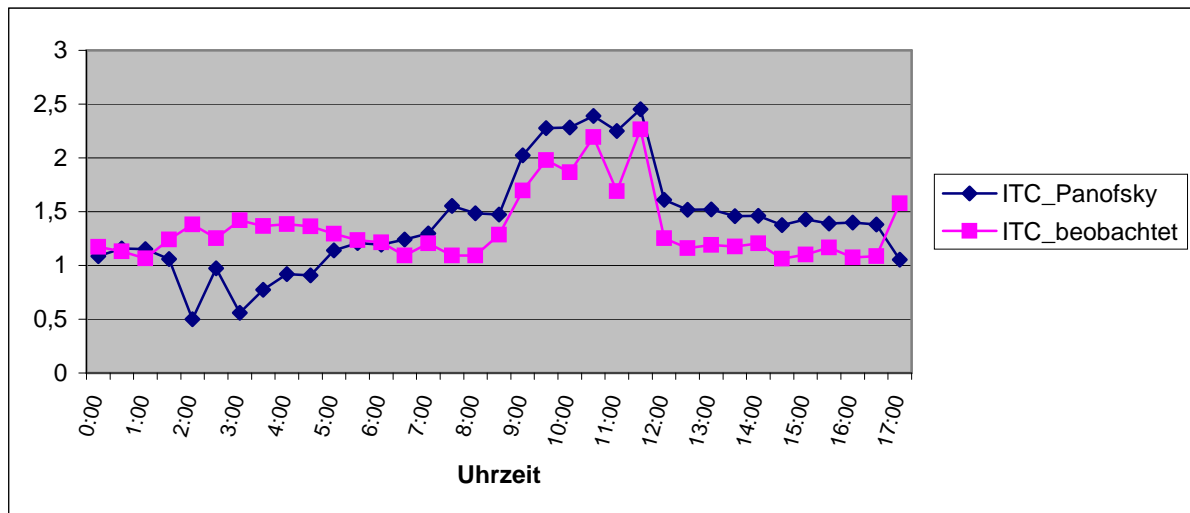


Abb. 4-28: Vergleich beobachteter und nach Gleichung 4-1 (ohne Verschiebungshöhe) parametrisierter integraler Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes am 22.9.2007, Standort Turbulenztower (36 Meter). Zwischen 9:00 Uhr und 11:30 Uhr ist am Turbulenztower freie Konvektion zu erkennen.

Parametrisierungen für die integralen Turbulenzcharakteristiken gibt es viele, besonders in der rauen Unterschicht und im Bestand ist genau darauf zu achten, welche man verwendet, da die Charakteristiken hier deutlich vom sonstigen Verhalten abweichen, das sie unter annähernd ungestörten Bedingungen zeigen. So kann die Parametrisierung nach Panofsky (1977) in der rauen Unterschicht unter Berücksichtigung der Verschiebungshöhe noch verwendet werden, im Bestand wäre sie jedoch unbrauchbar (Biermann, 2009). Aufgrund der Vielfalt, die diese Thematik bietet, kann dieses Kapitel nur einen kleinen Überblick über Tendenzen der integralen Turbulenzcharakteristiken am Messstandort geben. Für einen umfassenden Überblick über die Charakteristika am Messstandort in und über dem Bestand sei hier auch auf Biermann (2009) verwiesen.

## 5. Schlussfolgerungen

Die Bestimmung des Bowen-Verhältnisses in der dynamischen Unterschicht ( $< ca. 2\text{ m}$ ) mit Messungen von Temperatur und Feuchte in zwei Höhen ist grundsätzlich gut geeignet für kleinere Flächen, wie sie die thematisierte Waldlichtung darstellt, da hier nur ein Windwirklängen/Messhöhen-Verhältnis von ca. 20:1 benötigt wird. Für die Eddy-Kovarianz-Methode, die meist in etwas größerer Höhe durchgeführt wird, wäre dagegen ein Windwirklängen/Messhöhen-Verhältnis von mindestens 100:1 optimal (Fritschen et al., 1983; Fritschen et al., 1992; Nie et al., 1992). Damit ist aus dieser Sicht die untersuchte Waldlichtung wohl besser geeignet für eine Flussbestimmung mit der BR-Methode, für die MBR-Methode ist sie eigentlich zu klein, da hier der fühlbare Wärmestrom mit der Eddy-Kovarianz-Methode bestimmt wird. Zu berücksichtigen ist hierbei aber auch noch, dass Skalare einen größeren Footprintbereich haben als Flüsse, so dass die jeweils optimale Methode im Einzelfall zu wählen ist. Mit der MBR-Methode entledigt man sich allerdings der Problematik der nicht geschlossenen Energiebilanz, und erhält somit quantitativ richtigere Flüsse. Es zeigte sich, dass, wohl vornehmlich aufgrund der geringen Höhenauflösung der Temperatur- und Feuchtebestimmung auf der Waldlichtung, die Gradienten der Zustandsgrößen relativ gering sind, so dass hier die größte methodische Fehlerquelle anzusiedeln ist. Meist gelingt es nur in den Mittagsstunden, eine Bowen-Verhältnis-Bestimmung in einem Fehlerbereich kleiner 20% durchzuführen (vgl. Anhang-A). Dabei liefern die Messungen im Sommer bessere Ergebnisse als im Herbst. Das fast täglich auftretende Problem mit den zu hohen Trockentemperaturen der oberen Messhöhe lässt sich eventuell auf einen Strahlungsfehler zurückführen, ein Blick auf den Tagesgang der Globalstrahlung zeigt hier doch einen ähnlichen Verlauf, wie er bei den Trockentemperaturen der oberen Messhöhe anzutreffen ist (vgl. Abb.3-6 und 3-7). Es gibt jedoch auch Beispiele, wo dem nicht so ist, und somit müssten hier noch weitere Anstrengungen unternommen werden, um dieses Phänomen vollständig zuordnen zu können, und diese Probleme in Zukunft bei weiteren Messungen dieser Art eventuell ausschließen bzw. einordnen zu können. Bis hier konnte über diesen Sachverhalt mehr oder weniger nur spekuliert werden.

Die Untersuchungen haben außerdem gezeigt, dass die Beträge der turbulenten Flüsse und somit die Schließung der Energiebilanz auf der Waldlichtung je nach Windrichtung deutlich variieren. Dies ist vermutlich auf sekundäre Zirkulationen zurückzuführen, die bei Wind aus südlichen Richtungen entstehen, und zusätzliche Flussanteile auf die Waldlichtung transportieren. Verantwortlich ist hierfür in erster Linie die im Süden der Waldlichtung zu findende seit 2006 abgeholzte Fläche sowie die auch dort zu findende Kyrillschneise (vgl. Abb. 4-3). Hier gibt es noch weiteres Untersuchungspotential, um diese Vorgänge vollständig verifizieren zu können.



---

Sowohl im Herbst, als auch im Sommer stellt die Waldlichtung eine Feuchtigkeitsquelle im Vergleich zur Umgebung über dem Bestand dar, die Bowenverhältnisse sind deutlich kleiner als 1, über dem Bestand deutlich größer als 1. Damit verhalten sich die turbulenten Flüsse auf der Waldlichtung zumindest ähnlich zueinander, wie es die Flüsse im Bestand im Sommer tun, nur dass diese etwa eine Größenordnung kleiner sind. Die Waldlichtung ist demnach wohl zu klein, um ein vollständig eigenes Turbulenzregime zu entwickeln.

Da feuchte Luft leichter ist als trockene, wird vermutlich durch den Sachverhalt der kleinen Bowen-Verhältnisse freie Konvektion begünstigt. Diese ist sowohl im Sommer als auch im Herbst zu beobachten, und geht von der Waldlichtung aus. Nur in Einzelfällen kann es vorkommen, dass aufgrund sehr großer Einstrahlung freie Konvektion unabhängig von der Waldlichtung über dem Bestand initiiert wird (vgl. 4.2). Wenn nun die freie Konvektion von der Waldlichtung ausgeht, ist diese auch über dem Bestand zu beobachten, und während dieser Zeit sind die Waldlichtung und die Atmosphäre über dem Bestand gekoppelt, es finden die selben Prozesse statt, wie ein Blick auf die integralen Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes nahelegt.

Ansonsten zeigt der Blick auf die integralen Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes als Tendenz, dass über dem Bestand (unter Berücksichtigung der Verschiebungshöhe) vorwiegend neutrale Verhältnisse anzutreffen sind, die Waldlichtung jedoch deutlichem Stabilitätseinfluss unterliegt (hier ging man von einem ungestörten Profil aus). Inwieweit nun jedoch die integralen Turbulenzcharakteristiken auf der untersuchten Waldlichtung wirklich mit denen einer ungestörten Fläche vergleichbar sind, wäre eventuell in weiterführenden Betrachtungen zu beleuchten, da das sonstige Verhalten der Waldlichtung doch eher dem im Bestand ähnelt.

---

## Literatur

Andreas, EL, Cash, BA (1996) A new Formulation for the Bowen Ratio over Saturated Surfaces. *J Appl Meteorol* 35: 1279-1289

Arya, SP (1988) *Introduction to Micrometeorology*. Academic Press, San Diego

Barr, AG, King, KM, Gillespie, TJ, Hartog, GD, Neumann, HH (1994) A comparison of Bowen ratio and eddy correlation sensible and latent heat flux measurements above deciduous forest. *Boundary-Layer Meteorol* 71:21-41

Bernhofer, C (1992) Estimating forest evapotranspiration at a non-ideal site. *Agric Forest Meteorol* 60: 17-32

Biermann, T (2009) Parameterization of integral turbulence characteristics above and within a spruce stand, Diplomarbeit in Geoökologie, Bayreuth

Bowen, IS (1926) The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review* 27: 779-787

Bradley, EF (1968) A micrometeorological study of velocity profiles and surface drag in the region modified by change in surface roughness. *Quart J Roy Meteorol Soc* 94: 361-379

Businger, JA (1986) Evaluation of the accuracy with which dry deposition can be measured with current micrometeorological techniques. *J Appl Meteorol* 25: 1100-1124

Cava, D, Giostra, U, Siqueira, M, Katul, G (2004) Organised motion and radiative perturbations in the nocturnal canopy sublayer above an even-aged pine forest. *Boundary-Layer Meteorol* 112: 129-157

Deardorff, JW (1970a) Convective Velocity and Temperature Scales for the Unstable Planetary Boundary Layer and for Rayleigh Convection. *J Atmos Sci* 27: 1211-1213

Deardorff, JW (1970b) Preliminary Results from Numerical Integrations of the Unstable Planetary Boundary Layer. *J Atmos Sci* 27: 1209-1211

De Vries, DA (1963) Thermal properties of soils. In: WR van Wijk (Editor), *Physics of the Plant Environment*. North-Holand Publ. Co., Amsterdam, pp. 210-235

- 
- Dugas, WA, Fritschen, LJ, Gay, LW, Held, AA, Matthias, AD, Reicosky, DC, Steduto, P, Steiner, JL (1991) Bowen ratio, eddy correlation, and portable chamber measurements of sensible and latent heat flux over irrigated spring wheat. *Agric Forest Meteorol* 56: 12-20
- Eigenmann, R, Metzger, S, Foken, T (2009) Generation of free convection due to changes of the local circulation system. *Atmos Chem Phys Discuss* 9: 11367-11411
- Elliott, WP (1958) The growth of the atmospheric internal boundary layer. *Trans Amer Geophys Union* 39: 1048-1054
- Foken, T, Skeib, G, Richter, SH (1991) Dependence of the integral turbulence characteristics on the stability of stratification and their use for Doppler-Sodar measurements. *Z Meteorol* 41: 311-315
- Foken, T, Wichura, B (1996) Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agric Forest Meteorol* 78: 83-105
- Foken, T, Richter, SH, Müller, H (1997b) Zur Genauigkeit der Bowen-Ratio-Methode. *Wetter und Leben* 49: 57-77
- Foken, T, (2003b) Lufthygienisch-Bioklimatische Kennzeichnung des oberen Egertales, Selbstverlag des Bayreuther Institutes für terrestrische Ökosystemforschung (BITÖK), Bayreuth, Band 100, 70pp.
- Foken, T, Göckede, M, Mauder, M, Mahrt, L, Amiro, BD, Munger, JW (2004) Post-field data quality control. In: X Lee, WJ Massmann, B Law (Editors), *Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis*. Kluwer, Dordrecht, pp. 181-208
- Foken, T (2006) *Angewandte Meteorologie, Mikrometeorologische Methoden*, 2. Auflage, Springer, Berlin
- Foken, T, Meixner, FX, Falge, E, Zetsch, C (2008) *ExchanGE Processes in mountainous Regions (EGER) – Updated goals of the former FOR 658*, Bayreuth
- Foken, T (2008) The energy balance closure problem: an overview. *Ecol Appl* 18, 1351-1367
- Fritschen, LJ, Gay, LW, Simpson, JR (1983) The effect of moisture step change and advective conditions on energy balance components of irrigated alfalfa. *Proc. 16<sup>th</sup> Conf. On Agricultural and Forest Meteorology*. Am Meteorol Soc, Boston, MA, pp. 83-86

---

Fritschen, LJ, Qian, P, Kanemasu, ET, Nie, D, Smith, EA, Stewart, JB, Verma, SB, Wesely, ML (1992) Comparisons of surface flux measurement systems used in FIFE 1989. *J Geophys Res* 97 (D17): 697-713

Garratt, JR (1990) The internal boundary layer – a review. *Boundary-Layer Meteorol* 50: 171-203

Gash, JHC (1986) A note on estimating the effect of a limited fetch on micrometeorological evaporation measurements. *Boundary-Layer Meteorol* 35: 409-414

Gay, LW, Vogt, R, Bernhofer, CH, Blanford, JH (1996) Flux agreement above a scots pine plantation. *Theor Appl Climat* 53: 33-48

Gerstberger, P, Foken, T, Kalbitz, K (2004) The Lehstenbach and Steinkreuz Catchments. In Matzner, E (Ed.) *NE Bavaria, Germany. Biogeochemistry of Forested Catchments in a changing environment: A German case study*, Springer, pp. 15-44

Gurjanov, AE, Zubkovskij, SL, Fedorov, MM (1984) *Mnogokanalnaja avtomatizirovannaja sistema obrabotki signalov na baze EVM (Automatic multi-channel system for signal analysis with electronic data processing)*. *Geod Geophys Veröff, R II* 26: 17-20

Haugen, DH (Editor) (1973) *Workshop on micrometeorology*. Am Meteorol Soc, Boston, 392 pp.

Heilmann, JL, McInnes, KJ, Savage, MJ, Gesch, RW, Lascano, RJ (1994) Soil and Canopy energy balances in a wheat Texas vineyard. *Agric Forest Meteorol* 71: 99-114

Heusinkveld, BG, Jacobs, AFG, Holtslag, AAM, Berkowicz, SM (2004) Surface energy balance closure in an arid region: role of the soil heat flux. *Agric Forest Meteorol* 122: 21-37

Horst, TW, Weil, JC (1992) Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorol* 59: 279-296

Horst, TW, Weil, JC (1994) How far is far enough?: The fetch requirements for micrometeorological measurement of surface fluxes. *J Atm Oceanic Techn* 11: 1018-1025

<http://www.giss.nasa.gov/tools/panoply/>

Hupfer, P, Foken, T, Bachstein, U (1976) Fine structure of the internal boundary layer in the near shore zone of the sea. *Boundary-Layer Meteorol* 10: 503-505

---

Hutchinson, BA, Baldocchi, DD (1989) Forest Meteorology. In: Johnson, DW, van Hook, RI (Editors) Analysis of Biochemical Cycling Processes in Walker Branch Watershed. Springer, New York, pp. 21-95

Jegede, OO, Foken, T (1999) A study of the internal boundary layer due to a roughness change in neutral conditions observed during the LINEX Field Campaigns. *Theor Appl Climat* 62: 31-41

Jegede, OO, Foken, T, Balogun, AA, Abimbola, AJ (2001) Bowen ratio determination of sensible and latent heat. *Mausam* 52: 669-678

Kaimal, JC, Finnigan, JJ (1994) Atmospheric boundary layer flows: Their structure and measurement. Oxford University Press, New York, NY, 289 pp.

Knohl, A, Kolle, O, Minayeva, T, Milyukova, IM, Vygodskaya, NN, Foken, T, Schulze, ED (2002) Carbon dioxide exchange of a Russian boreal forest after disturbance by wind throw. *Global Change Biology* 8 231-246

Lee, X, Massmann, WJ, Law, B (Editors) (2004) Handbook of micrometeorology: A Guide for surface Flux measurement and Analysis. Kluwer, Dordrecht, 250 pp.

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

Lindroth, A, Halldin, S (1990) Gradient measurements with fixed and reversing temperature and humidity sensors above a thin forest. *Agric Forest Meteorol* 53: 81-103

Liu, H (1999) Error Analysis of the modified Bowen ratio method. *Arbeitsergebnisse der Universität Bayreuth, Abteilung Mikrometeorologie, Nr. 3*

Liu, H, Foken, T (2001) A modified Bowen ratio to determine sensible and latent heat fluxes. *Meteorol Z* 10: 71-80

Lumley, JL, Panofsky, HA (1964) The structure of atmospheric turbulence. Interscience Publishers, New York, 239 pp.

Mauder, M, Foken, T (2004) Documentation and instruction manual of the eddy covariance software package TK2. *Arbeitsergebnisse der Universität Bayreuth, Abteilung Mikrometeorologie, Nr. 26*

---

Mauder, M, Jegede, OO, Okogbue, EC, Wimmer, F, Foken, T (2007) Surface energy flux measurements at a tropical site in West-Afrika during the transition from dry to wet season. *Theor Appl Climat* 89, 171-183

Monin, AS, Obukhov, AM (1954) Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremesivaniya v prizemnom sloe atmosfery (Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground). *Trudy geofiz inst AN SSSR* 24 (151): 163-187

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

Nie, D, Flitcroft, ID, Kanemasu, ET (1992) Performance of Bowen ratio on a slope. *Agric Forest Meteorol* 59: 165-181

Obukhov, AM (1946) Turbulentnost` v temperaturnoj – neodnorodnoj atmosfere (Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature). *Trudy Inst Theor Geofiz AN SSSR* 1: 95-115

Ohmura, A (1982) Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. *J Climate Appl Meteorol* 21: 595-598

Paeschke, W (1937) Experimentelle Untersuchungen zum Rauheitsproblem in der bodennahen Luftschicht. *Z Geophys* 13: 14-21

Panin, GN, Tetzlaff, G, Raabe, A, Schönfeld, H-J, Nasonov, AE (1996b) Inhomogeneity of the land surface and the parametrization of surface fluxes – a discussion. *Wiss Mitt Inst Meteorol Univ Leipzig und Inst Troposphärenforschung Leipzig* 4: 204-215

Panofsky, HA, Tennekes, H, Lenschow, DH, Wyngaard, JC (1977) The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions. *Boundary-Layer Meteorol* 11: 355-361

Panofsky, HA, Dutton, JA (1984) *Atmospheric Turbulence – Models and methods for engineering applications*. John Wiley and Sons, New York, 397 pp.

Paw U, KT, Baldocchi, D, Meyers, TP, Wilson, KB (2000) Correction of eddy covariance measurements incorporating both advective effects and density fluxes. *Boundary-Layer Meteorol* 97: 487-511

- 
- Raabe, A (1983) On the relation between the drag coefficient and fetch above the sea in the case of off-shore wind in the near shore zone. *Z Meteorol* 33: 363-367
- Raabe, A (1991a) Die Höhe der internen Grenzschicht. *Z Meteorol* 41: 251-261
- Rao, KS, Wyngaard, JC, Coté, OR (1974) The structure of the two-dimensional internal boundary layer over a sudden change of surface roughness. *J Atmos Sci* 31: 738-746
- Rummel, U, Ammann, C, Gut, A, Meixner, FX, Andreae, MO (2002a) Eddy covariance measurements of nitric oxide flux within an Amazonian rainforest. *J Geophys Res* 107 (D20): 8050
- Schier, S (2009) Besonderheiten der vertikalen Windverteilung am Waldstein, Diplomarbeit in Geoökologie, Bayreuth.
- Schmid, HP (2002) Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: A review and perspective. *Agric Forest Meteorol* 113: 159-184
- Schotanus, P, Nieuwstadt, FTM, DeBruin, HAR (1983) Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluctuations. *Boundary-Layer Meteorol* 26: 81-93
- Serafimovich et al. (2008a) ExchanGE Processes in mountainous Regions (EGER) – Documentation of the Intensive Observation Period (IOP1), September, 6th to October, 7<sup>th</sup> 2007. Arbeitsergebnisse der Universität Bayreuth, Abteilung Mikrometeorologie, Nr. 36
- Serafimovich et al. (2008b) ExchanGE Processes in mountainous Regions (EGER) – Documentation of the Intensive Observation Period (IOP2), June, 1st to July, 15<sup>th</sup> 2008. Arbeitsergebnisse der Universität Bayreuth, Abteilung Mikrometeorologie, Nr. 37
- Siebicke, L (2008) Footprint synthesis for the FLUXNET site Waldstein/Weidenbrunnen (DE-BAY) during the EGER experiment. Arbeitsergebnisse der Universität Bayreuth, Abteilung Mikrometeorologie, Nr. 38
- Sorbjan, Z (1986) Characteristics in the stable-continuous boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol* 35: 257-275
- Sorbjan, Z (1987) An examination of local similarity theory in the stably stratified boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol* 38: 63-71

---

Steinfeld, G, Raasch, S, Markkanen, T (2008) Footprints in homogeneously and heterogeneously driven boundary layers derived from a Lagrangian stochastic particle model embedded into large-eddy simulation. *Boundary-Layer Meteorol* 129: 225-248

Staudt, K, Foken, T (2007) Documentation of reference data for the experimental areas of the Bayreuth Centre for Ecology and Environmental Research (BayCEER) at the Waldstein site. *Arbeitsergebnisse der Universität Bayreuth, Abteilung Mikrometeorologie, Nr. 35*

Stull, RB (1988) *An introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, Boston, London, 666 pp.

Stull, RB (2000) *Meteorology for scientists and engineers*. Brooks/Cole, Pacific Grove, 2. edn., California, USA

Taylor, PA (1969) On wind and shear stress profiles above a change in surface roughness. *Quart J Roy Meteorol Soc* 95: 77-91

Thomas, C, Foken, T (2007) Organised motion in a tall spruce canopy : temporal scales, structure spacing and terrain effects. *Boundary-Layer Meteorol* 122: 123-147

Tillmann, JE (1972) The indirect determination of stability, heat and momentum fluxes in the atmospheric boundary layer from simple scalar variables during dry unstable conditions. *J Climate Appl Meteorol* 11: 783-792

Vesala, T, Rannik, U, Leclerc, MY, Foken, T, Sabelfeld, KK (2004) Foreword: Flux and concentration footprints. *Agric Forest Meteorol* 127: 111-116

Webb, EK, Pearman, GI, Leuning, R (1980) Correction of the flux measurements for density effects due to the heat and water vapour transfer. *Quart J Roy Meteorol Soc* 106: 85-100

Wichura, B, Ruppert, J, Delany, AC, Buchmann, N, Foken, T (2004) Structure of carbon dioxide exchange processes above a spruce Forest. In: E Matzner (Editor), *Biogeochemistry of Forested Catchments in a Changing Environment, A German Gase Study*. Ecological Studies. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 161-176

Wilczak, JM, Oncley, SP, Stage, SA (2001) Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Boundary-Layer Meteorol* 99: 127-150

Wyngaard, JC, Coté, OR, Izumi, Y (1971a) Local free convection, similarity and the budgets of shear stress and heat flux. *J Atmos Sci* 28: 1171-1182



## Abbildungsverzeichnis

<i>Abbildung 2-1: Schematische Darstellung der Strahlungs- und Energieflüsse an der Erdoberfläche. Die Strahlungsbilanz ergibt sich nach Gleichung (2-1) als Summe der kurzwelligen (K) und langwelligen (I) Strahlungsflüsse. Zusätzlich wurde die Energiespeicherung <math>\Delta Q_s</math> in der Luft-, Pflanzen- und Bodenschicht schematisch eingezeichnet (Foken, 2006)</i>	10
<i>Abbildung 2-2: Fehler des bestimmten Bowen-Verhältnisses (20 und 40 %) in Abhängigkeit von den gemessenen Temperatur- und Dampfdruckdifferenzen (Foken et al., 1997b)</i>	16
<i>Abb. 2-3: Vergleich latenter Wärmestrom aus EC und BR während LINEX-97/1 (Liu u. Foken, 2001)</i>	17
<i>Abb. 2-4: Vergleich latenter Wärmestrom aus EC und MBR während LINEX-97/1 (Liu u. Foken, 2001)</i>	17
<i>Abb. 2-5: Quellengebiete für Flüsse in unterschiedlichen Höhen (10 und 40 m) unter neutralen Bedingungen (Steinfeld et al., 2008)</i>	18
<i>Abb. 2-6: Quellengebiete für Flüsse in unterschiedlichen Höhen (3,5 und 13,5 m) unter stabilen Bedingungen (Steinfeld et al., 2008)</i>	19
<i>Abb. 2-7: Ausbildung interner Grenzschichten über heterogener Unterlage (Stull, 1988)</i>	20
<i>Abb. 3-1: Region Waldstein mit den meteorologischen Versuchsflächen des BayCEER, Weidenbrunnen und Pflanzgarten (Serafimovich et al., 2008a)</i>	26
<i>Abb. 3-2: Anordnung der Messkomplexe auf dem Versuchsfeld bei EGER, IOP 1 (Serafimovich et al., 2008a)</i>	27
<i>Abb. 3-3: Messstandort Waldlichtung (Serafimovich et al., 2008b)</i>	36
<i>Abb. 3-4: Modified-Bowen-Ratio-Mast auf Waldlichtung während EGER (Serafimovich et al., 2008a)</i>	36
<i>Abb. 3-5: Vergleich Schubspannungsgeschwindigkeiten auf Waldlichtung und auf Turbulenttower (36 m Höhe)</i>	37
<i>Abbildung 3-6: Verlauf der Trocken- und Feuchttemperaturen am MBR-Mast, 19.6.2008</i>	39
<i>Abbildung 3-7: kurzweilige Einstrahlung am 19.6.2008 auf der Waldlichtung</i>	39
<i>Abb. 3-8: Footprint für den Turbulenztower während IOP 2, differenziert für verschiedene Schichtungsverhältnisse. Die äußerste Isolinie umgrenzt 95% des Flussquellgebietes, danach erfolgt die Abstufung in 10%-Schritten. Das schwarze Kreuz markiert den Main Tower, das weiße den Turbulenztower (Siebicke, 2008)</i>	40
<i>Abb. 4-1: Vergleich verfügbare Energie und Summe fühlbarer und latenter Wärmestrom, 20.6.2008, Standort Turbulenztower (36 Meter)</i>	43
<i>Abb. 4-2: Vergleich verfügbare Energie und Summe fühlbarer und latenter Wärmestrom, 20.6.2008, Standort Waldlichtung</i>	43
<i>Abbildung 4-3: Aktueller Zustand der Messfläche, Blick aus südlicher Richtung (Bild: Foken, in DA Schier, 2009)</i>	44

<i>Abbildung 4-5: Verfügbare Energie und Summe aus fühlbarem und latentem Wärmestrom am 20.6.2008, Standort Turbulenztower, 36 Meter Höhe</i>	45
<i>Abbildung 4-6: Verfügbare Energie und Summe aus fühlbarem und latentem Wärmestrom am 20.6.2008, Standort Turbulenztower (2 m, im Bestand)</i>	47
<i>Abb. 4-7: Vergleich fühlbarer und latenter Wärmestrom während IOP2, 20.6.2008, Standort TT (36 Meter)</i>	48
<i>Abbildung 4-8: Vergleich fühlbarer und latenter Wärmestrom während IOP2, 20.6.2008, Waldlichtung</i>	49
<i>Abbildung 4-9: Vergleich Bowenverhältnisse, IOP2, 20.6.2008</i>	49
<i>Abbildung 4-10: Vergleich fühlbarer und latenter Wärmestrom während IOP2, 20.6.2008, im Bestand</i>	50
<i>Abb. 4-11: Vergleich fühlbarer und latenter Wärmestrom während IOP1, 30.9.2007, Turbulenztower (36 Meter)</i>	50
<i>Abb. 4-12: Vergleich fühlbarer und latenter Wärmestrom während IOP1, 30.9.2007, Waldlichtung</i>	51
<i>Abb. 4-13: Vergleich fühlbarer und latenter Wärmestrom während IOP1, 30.9.2007, im Bestand</i>	51
<i>Abb. 4-14: Ereignis freier Konvektion während IOP1 am 22.9.2007 auf der Waldlichtung</i>	52
<i>Abb. 4-15: Ereignis freier Konvektion während IOP1 am 22.9.2007 am Turbulenztower (36 Meter Höhe)</i>	53
<i>Abb. 4-16: Ereignis freier Konvektion während IOP2 am 17.6.2008, Standort Waldlichtung</i>	53
<i>Abb. 4-17: Globalstrahlung, Windrichtung und Auftriebsstrom am 17.6.2008, Standort Waldlichtung</i>	54
<i>Abb. 4-18: Ereignis freier Konvektion während IOP2 am 17.6.2008, Standort Turbulenztower (36 Meter Höhe)</i>	54
<i>Abb. 4-19: Globalstrahlung, Windrichtung und Auftriebsstrom am 17.6.2008, Standort Turbulenztower (36 Meter)</i>	55
<i>Abb. 4-20: Vertikalwind am 17.6.2008, Standort Waldlichtung</i>	56
<i>Abb. 4-21: Messung der Charakteristiken des turbulenten Austausches für die Periode vom 20.-25.09.2007 während EGER, IOP1</i>	57
<i>Abb. 4-22: Messung der Charakteristiken des turbulenten Austausches für die Periode vom 19.6.-24.06.2008 während EGER, IOP2</i>	58
<i>Abb. 4-23: Integrale Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes am 20.6.2008, Vergleich Waldlichtung und Turbulenztower (36 Meter)</i>	59
<i>Abb. 4-24: Vergleich ITC's Vertikalwind während eines Ereignisses freier Konvektion, 22.9.2007, Standort Waldlichtung und Turbulenztower (36 Meter)</i>	60
<i>Abb. 4-25: Vergleich beobachteter und nach Gleichung 4-1 parametrisierter integraler Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes am 20.6.2008, Standort Waldlichtung</i>	61
<i>Abb. 4-26: Vergleich beobachteter und nach Gleichung 4-2 parametrisierter integraler Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes am 20.6.2008, Standort Turbulenztower (36 Meter)</i>	62

---

*Abb. 4-27: Vergleich beobachteter und nach Gleichung 4-2 (mit Verschiebungshöhe) parametrisierter integraler Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes am 22.9.2007, Standort Turbulenztower (36 Meter). Zwischen 9:00 Uhr und 11:30 Uhr ist am Turbulenztower freie Konvektion zu erkennen. \_\_\_\_\_ 63*

*Abb. 4-28: Vergleich beobachteter und nach Gleichung 4-1 (ohne Verschiebungshöhe) parametrisierter integraler Turbulenzcharakteristiken des Vertikalwindes am 22.9.2007, Standort Turbulenztower (36 Meter). Zwischen 9:00 Uhr und 11:30 Uhr ist am Turbulenztower freie Konvektion zu erkennen. \_\_\_\_\_ 63*

*Abbildung A.1: Temperatur- und Dampfdruckgradienten am MBR-Mast, 30.9.2007 \_\_\_\_ 82*

*Abbildung A.2: Temperatur- und Dampfdruckgradienten am MBR-Mast, 20.6.2008 \_\_\_\_ 83*

---

## Tabellenverzeichnis

<i>Table 3-1: Für die weiteren Ausführungen zu IOP 1 relevante Messkomplexe</i>	26
<i>Table 3-2: Instrumentierung der in Tabelle 3-1 genannten Messkomplexe, soweit für die weiteren Ausführungen von Bedeutung</i>	27
<i>Table 3-3: Instrumentierung der in 3.1.2 genannten Messkomplexe, soweit für die weiteren Ausführungen von Bedeutung</i>	29
<i>Table 3-4: Koeffizienten für Gleichung (3-6)</i>	32
<i>Table A-1: Fehler des fühlbaren und latenten Wärmestroms am 30.9.2007 und am 20.6.2008</i>	83
<i>Table A-2: Werte des fühlbaren und latenten Wärmestroms für den 20.6.2008, bestimmt mit BR und MBR</i>	85

---

## Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

### Verwendete Abkürzungen

B	bouyant forces (Auftriebskräfte)
BayCEER	Bayreuth Center of Ecology and Environmental Research
BO	Bowen-Verhältnis
BR	Bowen-Ratio
C	fully coupled canopy
Cs	partly coupled sub-canopy
DA	Diplomarbeit
Dc	decoupled canopy
DIR	direction (Windrichtung)
Ds	decoupled sub-canopy
EGER	ExchanGE processes in mountainous Regions
EO	Dampfdruck obere Messhöhe
ES	Sättigungsdampfdruck
EU	Dampfdruck untere Messhöhe
FO	Feuchttemperatur obere Messhöhe
FU	Feuchttemperatur untere Messhöhe
GLB	Globalstrahlung
Hz	Hertz (Frequenz)
IBL	Internal Boundary Layer
IOP	Intensive Observation Period
ITC	Integrale Turbulenzcharakteristik
MBR	Modified Bowen-Ratio
NEL	New equilibrium layer
Re	Residuum

---

S	shear forces (Scherkräfte)
SODAR	sound detecting and ranging
TDR	time domain reflection
TK	Turbulenzknecht (Softwarepaket)
TO	Trockentemperatur obere Messhöhe
TT	Turbulenztower
TU	Trockentemperatur untere Messhöhe
Wa	Wave motion
WPL	Webb, Pearman und Leuning

### Verwendete lateinische Symbole

$c$	Schallgeschwindigkeit	$[\text{m s}^{-1}]$
$c_p$	Wärmekapazität bei konstantem Druck	$[\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}]$
$c_v$	volumetrische Wärmekapazität	$[\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}]$
$d$	Verschiebungshöhe	$[\text{m}]$
$e$	Dampfdruck	$[\text{hPa}]$
$F$	Feuchttemperatur	$[\text{K}, \text{C}]$
$F_x$	Fluss einer Komponente $x$	$[\ast]$
$g$	Schwerebeschleunigung	$[\text{m s}^{-2}]$
$I \uparrow$	langwellige Ausstrahlung	$[\text{W m}^{-2}]$
$I \downarrow$	langwellige Einstrahlung, Gegenstrahlung	$[\text{W m}^{-2}]$
$K \uparrow$	kurzwellige Ausstrahlung, Reflexstrahlung	$[\text{W m}^{-2}]$
$K \downarrow$	kurzwellige Einstrahlung	$[\text{W m}^{-2}]$
$L$	Obukhov-Länge	$[\text{m}]$
$p$	Luftdruck	$[\text{hPa}]$
$q$	spezifische Feuchte	$[\text{kg kg}^{-1}]$
$Q_C$	Beimengungsfluss, trockene Deposition	$[\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}]$
$Q_E$	latenter Wärmestrom	$[\text{W m}^{-2}]$

$Q_G$	Bodenwärmestrom	[W m <sup>-2</sup> ]
$Q_H$	fühlbarer Wärmestrom	[W m <sup>-2</sup> ]
$Q_S^*$	Strahlungsbilanz	[W m <sup>-2</sup> ]
$T$	Temperatur, Trockentemperatur	[K, C]
$t$	Zeit	[s]
$T_*$	dynamische Temperatur	[K]
$T'$	Temperaturfluktuation	[K]
$T_s$	Schalltemperatur	[K]
$T_v$	virtuelle Temperatur	[K]
$u$	longitudinale Windkomponente	[m s <sup>-1</sup> ]
$u_*$	Schubspannungsgeschwindigkeit	[m s <sup>-1</sup> ]
$v$	laterale Windkomponente	[m s <sup>-1</sup> ]
$w$	vertikale Windkomponente	[m s <sup>-1</sup> ]
$w_*$	Deardorffgeschwindigkeit	[m s <sup>-1</sup> ]
$w'$	Fluktuation des Vertikalwindes	[ms <sup>-1</sup> ]
$\overline{w'T'}$	Kovarianz aus Vertikalwind und Temperatur	[K m s <sup>-1</sup> ]
$z$	Höhe allgemein	[m]
$z_0$	Rauhigkeitshöhe	[m]

### Verwendete griechische Symbole

$\partial$	Ableitungssymbol	[-]
$\Delta$	Ableitungssymbol (Differenz)	[-]
$\delta$	Grenzschichthöhe; relativer Fehler	[m; -]
$\gamma$	Psychrometerkonstante	[hPa K <sup>-1</sup> ]
$\eta$	Messgröße (Skalar, Fluss)	[*]
$\kappa$	von-Karman-Konstante	[-]
$\lambda$	Verdampfungswärme Wasser	[J kg <sup>-1</sup> ]

---

$\theta$	potentielle Temperatur	[K]
$\rho$	Luftdichte	[kg m <sup>-3</sup> ]
$\zeta$	Stabilitätsparameter (=z/L)	[-]
$\chi$	Windwirklänge; Skalar allgemein	[m; *]

### Kombinationen

$\Delta Q_S$	Speicherterm	[W m <sup>-2</sup> ]
$Q_\eta$	Quelldichte einer Messgröße $\eta$	[*]
$\alpha_0$	Verhältnis der turbulenten Diffusionskoeffizienten von fühlbarer Wärme und Impuls	[-]
$\alpha_{0E}$	Verhältnis der turbulenten Diffusionskoeffizienten von latenter Wärme und Impuls	[-]
$\varphi_{E(\zeta)}$	universelle Funktion des latenten Wärmestroms	[-]
$\varphi_{H(\zeta)}$	universelle Funktion des fühlbaren Wärmestroms	[-]
$\theta_v$	virtuelle potentielle Temperatur	[K]
$\sigma_T$	Standardabweichung Temperatur	[K]
$\sigma_w$	Standardabweichung Vertikalwind	[m s <sup>-1</sup> ]
$\chi_m$	volumetrischer Mineralienanteil	[%]
$\chi_o$	volumetrischer Organikanteil	[%]

Anmerkung: bei \* Dimension entsprechend der Größe



## Anhang - A: Fehlerbetrachtung

Eine ausführliche Fehleranalyse zur Modified-Bowen-Ratio Methode findet sich bei Liu (1999). Ausgehend von dieser Arbeit soll im Folgenden für jeweils einen Tag von IOP1 (30.9.07) und IOP2 (20.6.08) der mit der verwendeten Methode gemachte Gesamtfehler abgeschätzt werden. Die Tage 30.9.07 und 20.6.08 wurden ausgewählt, weil sie durch die Ausschlusskriterien der Methode (vgl. 2.3.2) mit am Wenigsten berührt wurden, und somit besonders geeignet erscheinen. Demnach ist davon auszugehen, dass die Fehler bei den anderen Tagen der Messperioden IOP1 und IOP2 größer sind.

Nach Liu (1999) lässt sich der Gesamtfehler bei der Bestimmung des fühlbaren sowie des latenten Wärmestromes folgendermaßen formulieren:

$$\begin{aligned} \frac{\delta Q_{H(MBR)}}{Q_{H(MBR)}} = & \frac{\frac{\overline{\delta w' T'_s}}{\overline{w' T'_s}}}{1 + 2 \cdot \frac{\overline{T \cdot u}}{c^2} \cdot \frac{\overline{w' u'}}{\overline{w' T'_s}}} + \frac{\frac{\overline{\delta w' u'}}{\overline{w' u'}}}{1 + \frac{\overline{c^2}}{2 \cdot \overline{T \cdot u}} \cdot \frac{\overline{w' T'_s}}{\overline{w' u'}}} + \frac{\frac{\overline{\delta \bar{T}}}{\overline{\bar{T}}}}{1 + \frac{\overline{c^2}}{2 \cdot \overline{T \cdot u}} \cdot \frac{\overline{w' T'_s}}{\overline{w' u'}}} + \frac{\frac{\overline{\delta \bar{u}}}{\overline{\bar{u}}}}{1 + \frac{\overline{c^2}}{2 \cdot \overline{T \cdot u}} \cdot \frac{\overline{w' T'_s}}{\overline{w' u'}}} \\ & + \frac{\frac{\overline{\delta Bo}}{\overline{Bo}}}{1 + \frac{\overline{\lambda \cdot Bo}}{0,51 \cdot \overline{T \cdot c_p}}} + \frac{\frac{\overline{\delta T}}{\overline{T}}}{1 + \frac{\overline{\lambda \cdot Bo}}{0,51 \cdot \overline{T \cdot c_p}}} \end{aligned} \quad (A-1)$$

$$\frac{\delta Q_{E(MBR)}}{Q_{E(MBR)}} = \frac{\delta Bo}{Bo} + \frac{\delta Q_{H(MBR)}}{Q_{H(MBR)}} \quad (A-2)$$

$\delta$  kennzeichnet hierbei den relativen Fehler des nachfolgenden Operators. Der relative Fehler des fühlbaren Wärmestromes addiert sich also nichtlinear aus den Messfehlern des Auftriebsstromes  $\overline{w' T'_s}$ , des Bowen-Verhältnisses  $Bo$ , des Impulsflusses  $\overline{w' u'}$ , der durchschnittlichen Temperatur  $\overline{\bar{T}}$  und des mittleren Windes  $\overline{\bar{u}}$  (Gl. A-1).

Der Fehler des latenten Wärmestromes berechnet sich dann als lineare Addition der Fehler des Bowen-Verhältnisses und des fühlbaren Wärmestromes (Gl. A-2).

Liu geht davon aus, dass der Fehler bei der Bestimmung des fühlbaren Wärmestromes bei Beachtung der Ausschlusskriterien bezüglich Schubspannungsgeschwindigkeit, Auftriebsstrom und Bowen-Verhältnis (vgl. 2.3.2) bei 5-10 % anzusiedeln ist.

An den ausgewählten Tagen 30.9.2007 (IOP1) und 20.6.2008 (IOP2) waren diese Ausschlusskriterien fast ausschließlich erfüllt, so dass hier für beide Tage bei der Bestimmung des fühlbaren Wärmestromes mit einem Ultraschallanemometer von den eben genannten 5-10 % Fehler auszugehen ist.

Genauere Betrachtung gilt hier dem Fehler bei der Bestimmung des Bowen-Verhältnisses, der stark von den Temperatur- und Feuchtegradienten, die am Messstandort auftreten, abhängt, siehe Abbildung 2-2.

Die Abbildungen A.1 und A.2 geben einen Überblick über die Temperatur- und Feuchtegradienten an den Tagen 30.9.07 und 20.6.08.

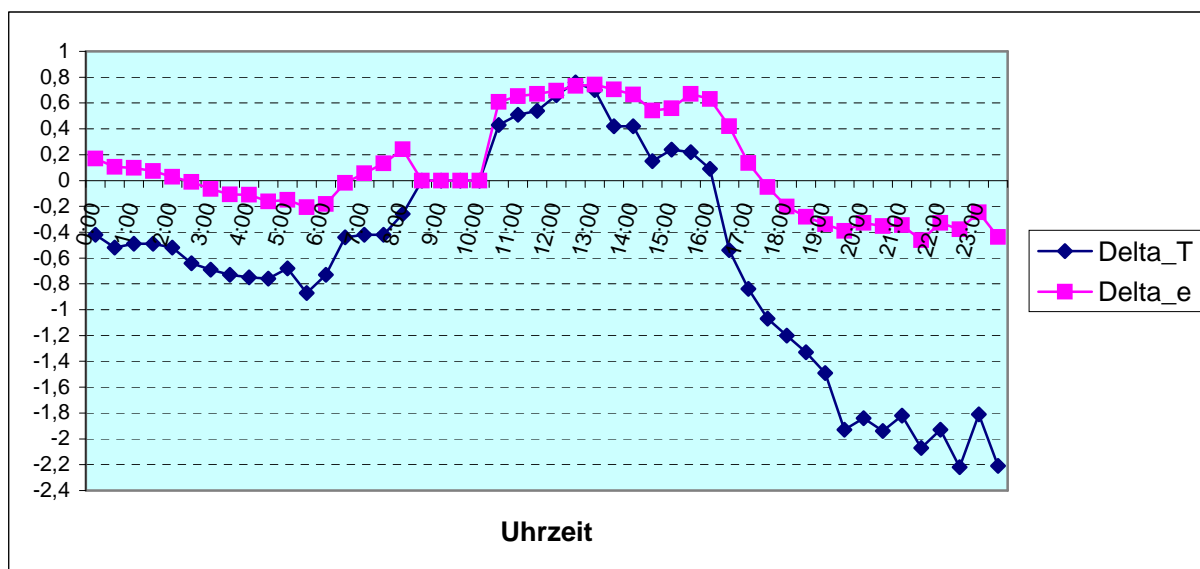


Abbildung A.1: Temperatur- und Dampfdruckgradienten am MBR-Mast, 30.9.2007

Nach Abbildung 2-2 wird mindestens ein Gradient von 0,4 für die Temperatur und Feuchte benötigt, um bei der Bestimmung des Bowen-Verhältnisses im 40%-Fehlerbereich zu sein. Um in den 20 %-Fehlerbereich zu kommen, müssen beide Gradienten mindestens 0,6 betragen. Nach Abbildung A.1 beträgt demnach der Fehler bei der Bestimmung des Bowen-Verhältnisses nur von 12.00 - 13.00 Uhr bis zu 20 %, von 10.30 - 14.00 Uhr ist man außerdem im 40%-Fehlerbereich. Die Null-Werte von 8.30 Uhr bis 10.00 markieren ausgeschlossene Werte aufgrund von Problemen mit der Trockentemperatur der oberen Messhöhe (vgl. 3.1.4).

Alle anderen Daten liefern einen Fehler größer 40 %, demnach ist zu dieser Jahreszeit die Bestimmung des Bowenverhältnisses nur in den Mittagsstunden einigermaßen genau aufgrund der geringen Gradienten.

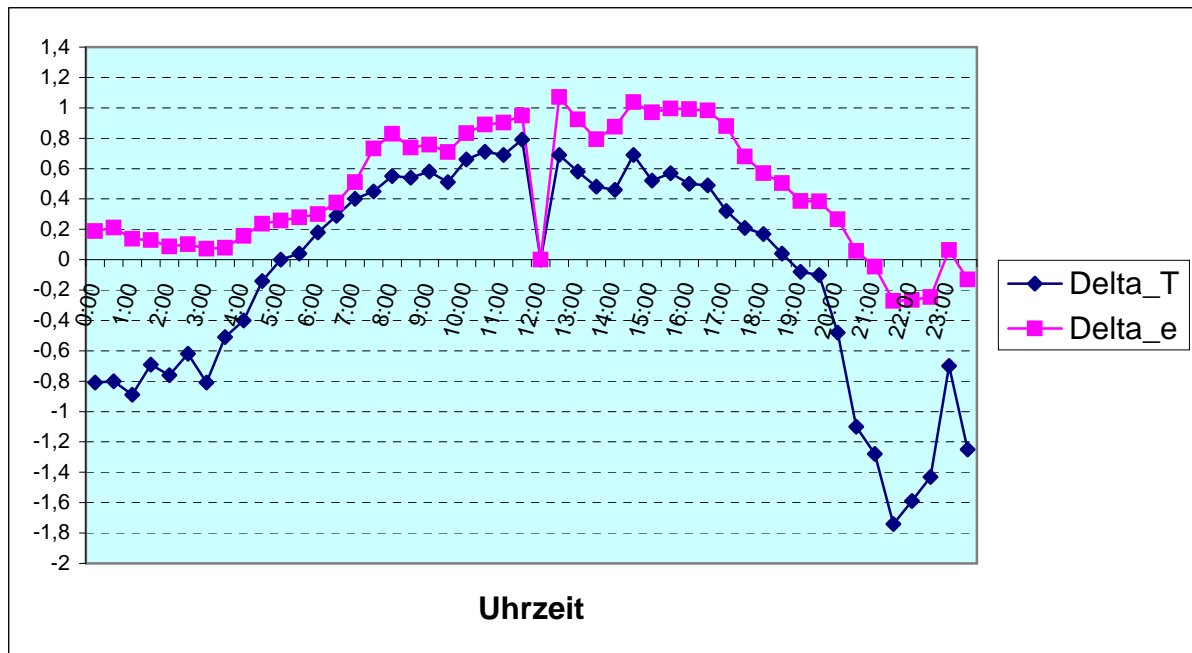


Abbildung A.2: Temperatur- und Dampfdruckgradienten am MBR-Mast, 20.6.2008

Im Sommer zeigt sich ein anderes Bild. Am 20.6. ist man bereits ab 7.00 Uhr im 40%-Fehlerbereich und das bis ca. 16.30 Uhr. Von 10.00 bis 13.00 Uhr sind die Gradienten größer 0,6, so dass in dieser Zeit der Fehler bei der Bestimmung des Bowen-Verhältnisses kleiner 20 % ist. Auch hier ist der Null-Wert um 12.00 Uhr auf einen ausgeschlossenen Wert aufgrund von Problemen bei der Bestimmung der Trockentemperatur der oberen Messhöhe zurückzuführen.

Tabelle A-1 gibt abschließend einen Gesamtüberblick über den Fehler des fühlbaren und latenten Wärmestromes im Verlauf eines Tages im Herbst (30.9.2007, IOP1) und im Sommer (20.6.2008, IOP2).

Tabelle A-1: Fehler des fühlbaren und latenten Wärmestroms am 30.9.2007 und am 20.6.2008

	Fehler $Q_H$	Fehler $B_o$	Fehler $Q_E$
30.9.2007	5-10 %	10.30-14.00 Uhr: <40 %	25-49 %
		12.00-13.00 Uhr: <20 %	10-29 %
		Sonst: > 40 %	46-...%
20.6.2008	5-10 %	07.00-16.30 Uhr: <40 %	25-49 %
		10.00-13.00 Uhr: <20 %	10-29 %
		Sonst: >40 %	46-...%

Der Gradient ist demnach ein entscheidender Faktor bei der Genauigkeit der Modified-Bowen-Ratio Methode, dementsprechend ist diese Methode in den Sommermonaten, wenn jahreszeitlich bedingt die Gradienten größer werden, um einiges genauer als zu anderen Jahreszeiten.

Die beiden betrachteten Tage stehen repräsentativ für die Messperioden, in denen sie liegen. Sie wurden ausgewählt, weil an Ihnen die Einschränkungen durch Kriterienverletzung, Datenausfall etc. mit am geringsten waren. Es ist demnach davon auszugehen, dass an den anderen Messtagen der betreffenden Perioden die Exaktheit der Messungen nicht genauer sein wird.

## Anhang - B: Vergleich BR und MBR

Tabelle A-2: Werte des fühlbaren und latenten Wärmestroms für den 20.6.2008, bestimmt mit BR und MBR

Uhrzeit	$Q_H$ (MBR) (Wm <sup>-2</sup> )	$Q_E$ (MBR) (Wm <sup>-2</sup> )	$Q_H$ (BR) (Wm <sup>-2</sup> )	$Q_E$ (BR) (Wm <sup>-2</sup> )	Bo- Verhältnis	Abweichung $Q_H$ (%)	Abweichung $Q_E$ (%)
06:00	17,27	46,75	13,25	35,89	0,37	30,27	30,27
06:30	43,36	90,99	30,42	63,82	0,48	42,57	42,57
07:00	80,53	166,76	68,30	141,43	0,48	17,91	17,91
07:30	102,10	269,16	85,13	224,43	0,38	19,93	19,93
08:00	133,51	326,46	104,59	255,74	0,41	27,65	27,65
08:30	168,52	373,57	93,19	206,59	0,45	80,83	80,83
09:00	106,11	224,90	84,59	179,28	0,47	25,44	25,44
09:30	87,22	196,18	63,95	143,86	0,44	36,37	36,37
10:00	158,43	324,38	110,82	226,90	0,49	42,96	42,96
10:30	161,64	328,16	135,09	274,26	0,49	19,65	19,65
11:00	168,54	357,15	120,08	254,46	0,47	40,35	40,35
11:30	168,22	327,63	146,98	286,26	0,51	14,45	14,45
12:00	345,39	500,00	188,02	386,32	0,69	83,70	83,70
12:30	251,54	633,30	117,81	296,61	0,40	113,52	113,52
13:00	108,25	279,42	53,89	139,09	0,39	100,88	100,88
13:30	72,93	195,51	57,78	154,90	0,37	26,21	26,21
14:00	78,48	242,26	46,97	144,99	0,32	67,09	67,09
14:30	133,81	326,19	83,52	203,60	0,41	60,21	60,21
15:00	94,36	285,55	61,96	187,52	0,33	52,27	52,27
15:30	138,88	393,44	77,25	218,84	0,35	79,78	79,78
16:00	88,86	285,47	52,49	168,64	0,31	69,28	69,28
16:30	91,98	299,26	49,94	162,50	0,31	84,17	84,17
17:00	45,40	202,55	25,73	114,80	0,22	76,44	76,44
17:30	14,84	77,82	8,31	43,56	0,19	78,64	78,64
18:00	9,73	52,99	5,79	31,55	0,18	67,96	67,96

## **Danksagung**

An erster Stelle gilt mein aufrichtiger Dank Prof. Thomas Foken für die Ermöglichung dieser Arbeit, sowie für die sachdienlichen Hinweise im Laufe derselben, um diese zu verbessern.

Weiterhin möchte ich mich bei Andrei Serafimovich bedanken für die Hilfe bei der Beschaffung, sowie für die Bereitstellung diverser benötigter Daten.

Lukas Siebicke, Katharina Staudt und Rafael Eigenmann ein herzliches Dankeschön für die Beantwortung verschiedener Fragen, die im Laufe der Arbeit auftauchten, sowie für die Bereitstellung und Erklärung benötigter Software.

Schließlich ein Dankeschön an meine Familie für die vielfältigen sonstigen Hilfestellungen im Zuge dieser Arbeit.

## **Eidesstattliche Erklärung**

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Bayreuth, den 14. Oktober 2009

Georg Jocher