

Kohlendioxid-, Wasserdampf-  
und Energieaustausch  
eines Fichtenwaldes  
in Mittelgebirgslage  
in Nordostbayern

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades  
Dr. rer. nat.  
der Fakultät für  
Biologie, Chemie und Geowissenschaften  
der Universität Bayreuth

vorgelegt von  
Diplom-Meteorologin  
Corinna Rebmann

November 2003



Diese Arbeit wurde zunächst  
am Lehrstuhl Pflanzenökologie der Universität Bayreuth,  
und anschließend  
am Max-Planck-Institut für Biogeochemie, Jena  
angefertigt.



Widmung

Meinem Vater Bernhard Rebmann



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1	Motivation . . . . .	1
1.2	Fragestellung und Zielsetzung der Arbeit . . . . .	4
<b>2</b>	<b>Material und Methoden</b>	<b>6</b>
2.1	Der Messstandort Weidenbrunnen . . . . .	6
2.1.1	Lage . . . . .	6
2.1.2	Klimatologische Einordnung . . . . .	6
2.1.3	Naturräumliche Einordnung . . . . .	7
2.2	Messmethode . . . . .	10
2.2.1	Kovarianzmethode . . . . .	10
2.2.2	Erläuterung der grundlegenden Gleichungen . . . . .	10
2.3	Messsystem . . . . .	12
2.3.1	Ultraschallanemometer . . . . .	13
2.3.2	Infrarot-Gasanalysator . . . . .	15
2.3.3	Zusammensetzung der Komponenten zur Kovarianzmessung . . . . .	16
2.4	Software und Datenbearbeitung . . . . .	17
2.4.1	Umrechnung der Rohdaten in physikalische Größen . . . . .	17
2.4.2	Zeitverschiebung zwischen vertikaler Windkomponente und Gas- konzentrationen . . . . .	18
2.4.3	Koordinatenrotation . . . . .	19
2.4.4	Enttrendung . . . . .	19
2.4.5	Plausibilitätsprüfungen – Peaks . . . . .	20
2.4.6	Berechnung der Flüsse . . . . .	20
2.4.7	Stationaritätstests und integrale Turbulenzcharakteristiken . . . . .	22
2.4.8	Quellgebiete . . . . .	24
2.4.9	Korrekturen . . . . .	25
<b>3</b>	<b>Meteorologische Parameter</b>	<b>31</b>
3.1	Wind . . . . .	32
3.2	Niederschlag . . . . .	33

3.3	Temperaturen . . . . .	34
3.4	Strahlung . . . . .	37
3.5	Bodenwärmestrom und Speicherterme . . . . .	38
3.6	CO <sub>2</sub> -Speicherterm . . . . .	42
<b>4</b>	<b>Qualitative Beurteilung des Messstandortes</b>	<b>45</b>
4.1	Bestimmung der Quellgebiete . . . . .	45
4.2	Stationaritätstests . . . . .	51
4.3	Integrale Turbulenzcharakteristiken . . . . .	54
4.4	Mittlerer Vertikalwind . . . . .	55
<b>5</b>	<b>H<sub>2</sub>O- und CO<sub>2</sub>-Flüsse und Umgebungsparameter</b>	<b>58</b>
5.1	Latenter Wärmestrom – Verdunstung . . . . .	58
5.1.1	Gesamtverdunstung – Evapotranspiration . . . . .	58
5.1.2	Transpiration . . . . .	60
5.2	CO <sub>2</sub> -Flüsse . . . . .	61
5.2.1	Assimilatorische CO <sub>2</sub> -Flüsse . . . . .	62
5.2.1.1	Berücksichtigung von Windrichtung und Lufttemperatur . . . . .	62
5.2.1.2	Saisonale Veränderungen der Photosyntheseaktivität . . . . .	63
5.2.2	Respiration . . . . .	64
5.2.2.1	Nächtliche CO <sub>2</sub> -Flüsse . . . . .	66
5.2.2.2	Respiration aus Kovarianzmessungen am Tage . . . . .	71
5.2.2.3	Modellierung der Respiration . . . . .	72
5.2.3	Kovarianzmessungen im Bestand . . . . .	73
<b>6</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>75</b>
6.1	Energie- und Wasserdampf Flüsse . . . . .	75
6.1.1	Energiebilanzschließung . . . . .	75
6.1.2	Fühlbarer Wärmestrom $H$ . . . . .	78
6.1.3	Latenter Wärmestrom $\lambda E$ . . . . .	80
6.1.4	Bowen-Verhältnis $\beta$ . . . . .	88
6.2	Kohlendioxidflüsse . . . . .	91
6.2.1	Ökosystematmung $TER$ . . . . .	91

---

6.2.2	Assimilation des Ökosystems . . . . .	95
6.2.2.1	Berücksichtigung von Windrichtung und Lufttemperatur . . . . .	95
6.2.2.2	Saisonale Veränderungen der Photosyntheseaktivität . . . . .	96
6.2.3	Verifizierung der Parametrisierungen von $F_{CO_2}$ . . . . .	100
6.2.4	<i>NEE</i> im Jahresverlauf . . . . .	105
<b>7</b>	<b>Diskussion, Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>112</b>
<b>8</b>	<b>Summary</b>	<b>118</b>
<b>9</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>120</b>
<b>10</b>	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>122</b>
<b>11</b>	<b>Symbolverzeichnis</b>	<b>134</b>
<b>A</b>	<b>Anhang</b>	<b>136</b>



# 1 Einleitung

## 1.1 Motivation

Seit Beginn der industriellen Revolution Mitte des 18. Jahrhunderts hat sich die Kohlendioxidkonzentration in der Erdatmosphäre durch die Verbrennung fossiler Energieträger und Landnutzungsänderungen um etwa 30 % erhöht (SCHNEIDER, 1998) und nimmt pro Jahr um weitere 1.5 ppm zu (IPCC, 2001). Neben Wasserdampf ist Kohlendioxid das quantitativ bedeutendste unter den strahlungsaktiven Spurengasen und trägt mit etwa 55 % zum anthropogenen Treibhauseffekt der Atmosphäre bei. Kohlendioxid ist einerseits mit den Prozessen der Photosynthese und der Respiration Teil des natürlichen biogeochemischen Kohlenstoffkreislaufs, wird jedoch auch als Folge der Verbrennung fossiler Energieträger in die Atmosphäre emittiert. Modellsimulationen berechnen bei einer Zunahme des atmosphärischen Kohlendioxids von 0.3 – 0.4 ppm pro Jahr eine globale Temperaturerhöhung von 1.4 – 5.8 K pro Jahrhundert (IPCC, 2001), wobei sowohl anthropogene wie auch natürliche Komponenten des globalen Kohlenstoffkreislaufs berücksichtigt werden.

Zur Zeit wird davon ausgegangen, dass terrestrische und marine Ökosysteme etwa die Hälfte des durch Verbrennungsprozesse emittierten Kohlendioxids aufnehmen. Dadurch wird das Ausmaß des globalen Klimawandels zwar vorerst reduziert, die zukünftigen Folgen der unterschiedlichen anthropogenen Einflüsse sind jedoch höchst unsicher (SCHIMMEL ET AL., 2001). Die Bilanzierung der Emissionen von Kohlendioxid aus der Verbrennung fossiler Rohstoffe und Landnutzungsänderungen auf der einen Seite und die Aufnahme durch Vegetation und Meere auf der anderen Seite führt zu einem Defizit, das unter dem Schlagwort ‚missing sink‘ bekannt ist. Diese noch weitgehend unbekannte Kohlenstoffsenke sowohl qualitativ als auch quantitativ zu bestimmen, ist Forschungsschwerpunkt vieler wissenschaftlicher Projekte in den vergangenen Jahren. In den achtziger Jahren wurde die terrestrische Senke auf -1.9 Gt C geschätzt, in den neunziger Jahren auf -2 bis -4.0 Gt C (SCHIMMEL ET AL., 2001; IPCC, 2001).

Wälder haben im Vergleich der terrestrischen Ökosysteme das größte Potential Kohlenstoff zu akkumulieren. Ihr Anteil an der globalen Nettoprimärproduktion (*NPP*) terrestrischer Ökosysteme beträgt ca. 60 % (MELLILO ET AL., 1993). Die Balance zwischen Photosynthese und Atmung variiert jedoch sehr stark in Abhängigkeit von Klima und Bewirtschaftung. Die bewirtschafteten Wälder der nördlichen Hemisphäre befinden sich überwiegend in der Zuwachsstadium, in der mehr CO<sub>2</sub> in Form von Biomasse gebunden, als durch Atmung freigesetzt wird. Waldschäden wie sie seit den 70er Jahren in Europa verstärkt auftreten und auch Reinluftgebiete betreffen, können das Senkenpotential auch von jungen Wäldern nachhaltig beeinflussen, ohne dass die Richtung der Reaktion offensichtlich wäre. Zum einen führt reduziertes Wachstum durch Nadel- oder Blattverluste oder

sogar Absterben von Bäumen oder Beständen dazu, dass weniger Kohlendioxid gebunden wird. Zum anderen wird die Respiration zusätzlich durch Störung der Böden bei Rückarbeiten und anschließender Bewirtschaftung verstärkt. Erhöhte CO<sub>2</sub>-Konzentrationen können andererseits erhöhtes Wachstum der Vegetation bewirken und damit wird mehr CO<sub>2</sub> aus der Atmosphäre gebunden und gespeichert, was dem Treibhauseffekt entgegen wirken würde (WOODWARD ET AL., 1998). Hohe Stickstoffeinträge können zu einer Steigerung des Wachstums von Bäumen, jedoch auch bei einem Überangebot zu einer Destabilisierung des Ökosystems führen (SCHULZE ET AL., 2000; MUND, 1996).

Die Senkenstärke der Wälder der mittleren und hohen Breiten wird derzeit auf  $-0.7 \pm 0.2 \text{ Gt C Jahr}^{-1}$  abgeschätzt, wogegen Wälder der niederen Breiten als Quelle für CO<sub>2</sub> von  $1.6 \pm 0.4 \text{ Gt C Jahr}^{-1}$  gelten, hauptsächlich verursacht durch Brandrodung und Abholzung (WATSON ET AL., 1996).

In den letzten Jahren wurden vor allem vier Ansätze zur Bestimmung der räumlichen und zeitlichen Verteilung terrestrischer Quellen und Senken für CO<sub>2</sub> verfolgt (JARVIS & DEWAR, 1993):

- Die Bestimmung von Quell- und Senkenstärken durch dauerhafte Beobachtung des atmosphärischen Kohlendioxids in globalen Luftmessnetzwerken und inverse Modellierung (z. B. BOUSQUET ET AL., 1999).
- Die Ermittlung der atmosphärischen Kohlendioxidkonzentration auf der Basis bekannter oder angenommener Quellen/Senken durch atmosphärische Transportmodelle und mechanistische Ökosystemmodelle (z. B. SOGACHEV ET AL., 2002).
- Probengestützte Messungen des gespeicherten Kohlenstoffs und dessen zeitliche Veränderungen, speziell in terrestrischen Ökosystemen (SCARASCIA-MUGNOZZA ET AL., 2000; MUND ET AL., 2001; WIRTH ET AL., 2002).
- Direkte Messungen des Netto-CO<sub>2</sub>-Austauschs, also die Bestimmung des Netto-Ökosystem-Austauschs (*NEE*) in Verbindung mit Prozessmodellierung (VALENTINI ET AL., 1999; KING, 1991; BALDOCCHI & WILSON, 2001).

Das 5. Rahmenprogramm der EU verfolgte die Klärung, Erkennung, Bewertung und Vorhersage globaler Änderungen, die Erforschung terrestrischer und mariner Ökosysteme mit ihren Wechselwirkungen, Szenarien und Strategien zur Vermeidung oder Abmilderung von Klimaänderungen, sowie die Entwicklung einer europäischen Komponente der weltweiten Beobachtungsnetzwerke für Klima und Ökosysteme.

Das europäische Forschungsprojekt EUROFLUX (Long term measurements of carbon dioxide and water vapour fluxes of European forests and interactions with the climate

system), welches in den Jahren 1996 bis 1999 durchgeführt wurde und nun seine Fortsetzung im Projekt CarboEuroflux findet, sollte als Teil des globalen Netzwerkes FLUXNET (VALENTINI ET AL., 1996; VALENTINI ET AL., 1999; BALDOCCHI ET AL., 2001) dazu beitragen, den CO<sub>2</sub>- und Wasserdampfhaushalt europäischer Wälder in Abhängigkeit der geographischen und klimatischen Verhältnisse über mehrere Jahre zu bestimmen. Informationen über die Kohlendioxidflüsse zwischen der Landoberfläche und der Atmosphäre tragen zum besseren Verständnis der zeitlichen und räumlichen Konzentrationsschwankungen von CO<sub>2</sub> in der Atmosphäre bei und erlauben eine Quantifizierung der Quell- und Senkenstärken von Ökosystemen. Zur besseren Vergleichbarkeit der verschiedenen Ökosysteme sollte die Bestimmung der Flüsse von Energie und Kohlendioxid und anderer meteorologischer und ökologischer Parameter mit den gleichen Methoden erfolgen. Dazu wurden an 18 Waldstandorten in Europa Eddy-Kovarianz-Messsysteme zur Bestimmung des Netto-Ökosystemaustauschs (*NEE*) von Energie- und Kohlendioxid mit jeweils nahezu identischen Gerätekonfigurationen und Auswertelgorithmen (AUBINET ET AL., 2000; AUBINET ET AL., 2003) eingerichtet. Zusätzlich wurden neben meteorologischen Größen bestandesspezifische Parameter bestimmt. Es befanden sich Messeinrichtungen in Belgien, Dänemark, Deutschland, Finnland, Frankreich, Island, Italien, Niederlande, Schottland und Schweden, die drei unterschiedliche Waldtypen repräsentieren: Buchenwald (*Fagus sylvatica*), Kiefernwald (*Pinus sylvestris*) und Fichtenwald (*Picea abies*) in unterschiedlichen Klimaten. Neben den in dieser Arbeit diskutierten Messungen über einem Fichtenwald im Fichtelgebirge in Nordbayern wurde in Nordschweden, Schottland und Deutschland bei Dresden über Fichtenbeständen gemessen.

Als mikrometeorologische Technik stellt die Eddy-Kovarianzmethode ein Messsystem zur langzeitlichen Bestimmung des Austauschs von Spurengasen zwischen Biosphäre und Atmosphäre bereit. Bei dieser Methode wird über ausgedehnten Oberflächen gemessen und der Nettofluss von skalaren Größen durch eine horizontale Fläche bestimmt. Eddy-Kovarianzmessungen können Informationen über Prozesse und Veränderungen von Vegetationsbeständen in unterschiedliche Zeitskalen bereitstellen. So können einzelne Prozessstudien durchgeführt, Bilanzen über Zeiträume von Monaten oder Jahren erstellt werden und Datengrundlagen für Modellierungen und Vorhersagen gebildet werden.

Kovarianzmessungen bieten bislang als einzige direkte Methode die Möglichkeit, ohne Beeinflussung der Umgebung bzw. der Vegetation, Stoffflüsse zwischen Vegetation und Atmosphäre über längere Zeiträume zu messen. Über komplexem Gelände müssen jedoch zusätzlich Speicherterme, Flussdivergenzen und Advektion berücksichtigt werden (BALDOCCHI, 2003). Von besonderem Interesse ist im Rahmen dieser Arbeit der Kohlenstoffaustausch von Ökosystemen. Dabei werden alle Teilkomponenten, die zum Netto-CO<sub>2</sub>-Fluss beitragen (Photosynthese, Bodenatmung, Blatt-, Zweig- und Stammatmung), gleichzeitig mit einem Messsystem erfasst.

## 1.2 Fragestellung und Zielsetzung der Arbeit

Die Reduzierung von Treibhausgasen, wie sie im KYOTO-PROTOKOLL (1997) festgelegt wurde und die nachfolgenden Debatten um Kohlenstoffkredite, welche sich industrialisierte Staaten als Ausgleich für hohe CO<sub>2</sub>-Emissionen durch das Senkenpotential aufwachsender Wälder beschaffen können (SCHULZE ET AL., 2003; WBGU, 1998), verdeutlichten die Notwendigkeit der genauen Kenntnis um die Kohlenstoffspeicherung durch Waldökosysteme. Die Bilanzierung des Kohlenstoffhaushalts auf Bestandesebene erforderte in der Vergangenheit viele Einzelmessungen der verschiedenen Kompartimente vom Boden über die Stamm- bis hin zur Blattebene, deren Hochrechnung mit großen Unsicherheiten behaftet war. Durch die Eddy-Kovarianzmethode wurde es möglich, den Kohlendioxid-austausch zwischen Vegetation und Atmosphäre mit einem einzigen Messsystem über längere Zeiträume kontinuierlich zu erfassen. Zur Bilanzierung des Kohlendioxid- und Wasserdampfaustauschs zwischen Vegetation und Atmosphäre sind möglichst lückenlose Langzeitmessungen notwendig. Die Variabilität des Klimas und die Reaktionen der Vegetation hierauf erfordern Messungen über mehrere Jahre, um Kohlenstoffbilanzen aufstellen und Aussagen zum Wasserhaushalt von Pflanzenbeständen treffen zu können. Ziele der vorliegenden Arbeit sind:

- Die Erkennung und Bewertung von Zusammenhängen des Energie- und Kohlendioxid-austauschs zwischen einem Fichtenwald im Fichtelgebirge und der Atmosphäre in Abhängigkeit von Klimavariablen auf der Basis unterschiedlicher Zeitskalen. Dabei sind sowohl kurzzeitige Reaktionen der Vegetation, wie z. B. bei auftretender Trockenheit, wie auch interannuelle Unterschiede von Interesse.
- Die Entwicklung bzw. Weiterentwicklung eines Messsystems zur Erfassung der turbulenten Flüsse von Kohlendioxid und Wasserdampf für den Dauereinsatz mit möglichst geringem Wartungsaufwand.
- Die Entwicklung einer Auswertesoftware mit Berücksichtigung von Korrekturen und Qualitätstests.
- Ableitung von Parametrisierungen aus den Messdaten, um auftretende Datenlücken physikalisch sinnvoll aufzufüllen.
- Überprüfung der Eignung von Kovarianzmessungen mit adequate Methoden, da das Messgebiet horizontal nicht homogen ist.
- Überprüfung der Qualität der Kovarianzmessung mit Hilfe von zusätzlichen Messungen, wie z. B. Bodenatmungsmessungen mit Kammern oder Transpirationsmessungen.

- 
- Untersuchung des Einflusses unterschiedlicher Quellgebiete für die Flussmessungen aufgrund der Heterogenität der Umgebung mit Hilfe einer zweiten Messanlage in geringerer Messhöhe.
  - Die kontinuierliche und direkte Bestimmung des Austauschs von CO<sub>2</sub>- und Wasserdampfströmen zwischen Boden und Atmosphäre mit einer weiteren Kovarianzanlage im Stammraum.

## 2 Beschreibung des Messstandorts und der durchgeführten Messungen – Material und Methoden

In das EU-Projekt EUROFLUX eingebettet, wurden an einem Mittelgebirgsstandort im Fichtelgebirge Eddy-Kovarianzmessungen zur Bestimmung der Energie- und Kohlendioxidflüsse durchgeführt. Der Messstandort im Fichtelgebirge in Nordostbayern wurde gewählt, da hier, durch die Waldschadensproblematik angeregt, schon seit den 70er- und 80er-Jahren intensive Forschungsarbeiten stattfanden (SCHULZE ET AL., 1989; GOLLAN & MATZNER, 1996; GERSTBERGER, 2001) und dadurch sowohl infrastrukturell wie auch durch bereits vorhandene Messdaten (CANIF-Projekt der EU, SCHULZE, 2000) gute Voraussetzungen zur Bilanzierung des gesamten Kohlenstoffkreislaufs des Ökosystems geschaffen waren.

### 2.1 Der Messstandort Weidenbrunnen

#### 2.1.1 Lage

Das in Nordostbayern gelegene Fichtelgebirge umfasst ein Gebiet von etwa 1000 km<sup>2</sup> mit dem Ochsenkopf (1023 m üNN) und dem Schneeberg (1053 m üNN) als höchsten Erhebungen und verbindet die Mittelgebirgskomplexe Thüringer Wald, Frankenwald, Oberpfälzer Wald, Bayerischer Wald und Böhmischer Wald mit dem Erzgebirge. Im nördlichen Teil des nach Osten offenen hufeisenförmigen Gebietes befindet sich das Waldsteinmassiv mit dem Großen Waldstein (877 m üNN) am Rande des Wassereinzugsgebietes Lehstenbach, in dessen Zentrum sich die Messstation im Bestand Weidenbrunnen (50°08'N, 11°51'E) befindet.

#### 2.1.2 Klimatologische Einordnung

Allgemein wird das Klima des Fichtelgebirges als humid kontinental mit kurzen kühlen Sommern und langen kalten Wintern klassifiziert (EIDEN, 1989). Milde atlantische Luftmassen bestimmen im Sommer die Wetterbedingungen und führen zu moderaten Temperaturen (Monatsmittel Juli: 14.4 °C), häufiger Bewölkung und ergiebigen Niederschlägen, verursacht durch orographische Hebung der Luftmassen. Im Winter sind meist kontinentale Einflüsse wirksam. Daraus resultiert Advektion trockener und kalter Luft aus Osteuropa und die Bildung von stabilen örtlichen Hochdrucksystemen. Die höheren Lagen des Fichtelgebirges verfügen im Winterhalbjahr meist über eine kontinuierliche Schneedecke. Das Mittelgebirgsklima ist geprägt durch eine niedrige Jahresmitteltemperatur (5.3 °C, 1994 – 2000, nach FOKEN, 2003), hohe mittlere Jahresniederschläge (1050 mm

am Waldstein 1961 – 1990, FOKEN, 2003), häufige Nebellagen (100 – 200 Tage/Jahr) und eine kurze Vegetationsperiode (100 – 130 Tage, PETERS & GERCHAU, 1995).

### 2.1.3 Naturräumliche Einordnung

Als Teil des ‚Alten Gebirges‘ wird das Fichtelgebirge v. a. von metamorphen Gneisen, variskischen Graniten und Tonschiefern des Paläozoikums aufgebaut. Es setzt sich im Wesentlichen aus zwei geologischen Großeinheiten zusammen, dem zentralen Granitkörper der Hochlagen und dem umhüllenden Mantel aus Phylliten und Gneisen (STETTNER, 1964, 1981); auf den Graniten liegen in situ verwitterte, autochtone Böden, die als lehmig schluffige Sande und sandig schluffige Gruse klassifiziert werden. Die Böden des Fichtelgebirges sind im Allgemeinen nährstoffarm und sauer.

Die Vegetation des Fichtelgebirges besteht seit den großen Abholzungen des 19. und 20. Jahrhunderts überwiegend aus gepflanzten und bewirtschafteten geschlossenen Fichtenwäldern (96 % *Picea abies*, REIF, 1989). Der überwiegend aus Heidelbeere (*Vaccinium myrtillus*), Breitblättrigem Dornfarn (*Dryopteris dilatata*), Drahtschmiele (*Deschampsia flexuosa*) und über 700 m üNN zusätzlich aus dem Wolligen Reitgras (*Calamagrostis villosa*) bestehende Unterwuchs gibt den Forsten den Charakter borealer Nadelwälder (GERSTBERGER, 2001).

Die seit 1792 im Fichtelgebirge praktizierte systematische Forstwirtschaft in Form des sog. ‚Schlagweisen Hochwaldes‘ (LEONHARDT, 1988) hat eine typische Ausprägung des Altersklassenwaldes zur Folge.

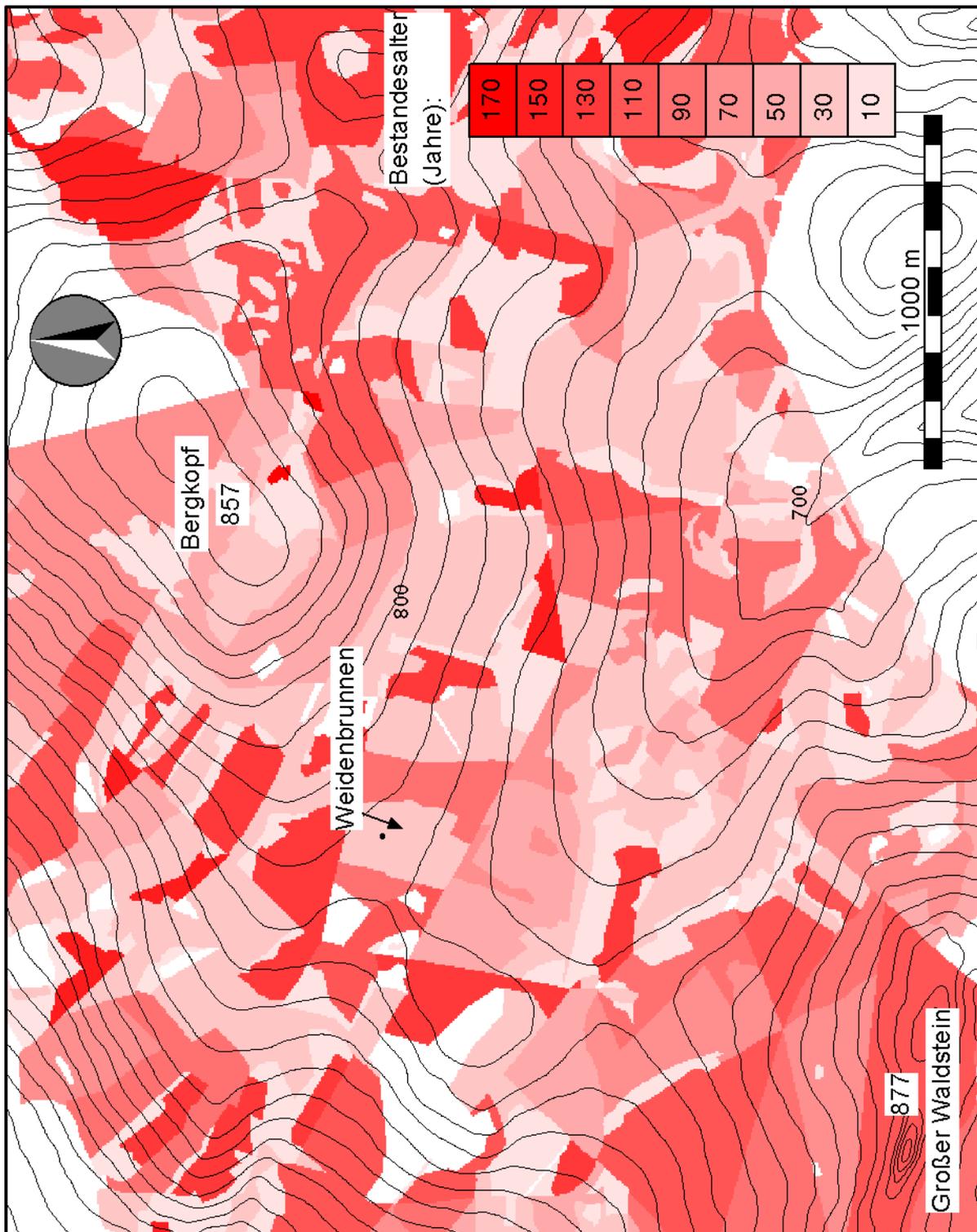
Das Fichtelgebirge gehört bundesweit zu den Hauptschadensgebieten der neuartigen Waldschäden, wobei die Hoch- und Kammlagen besonders betroffen sind. So belegen Luftbildaufnahmen der Bayerischen Forstlichen Versuchs- und Forschungsanstalt von 1991 (FVA, 1992) für das zentrale Fichtelgebirge eine deutliche Schädigung der Fichte von 77 %, wobei 18 % der Waldfläche als stark geschädigt eingestuft wurden. Darüberhinaus führen überhegte Rotwildbestände zu Schältschäden und in deren Folge zu Infektionen der Bäume mit dem Rotfäulepilz.

Der Bestand ‚Weidenbrunnen‘ mit einer Fläche von ca. 1 ha befindet sich in einer Höhe von etwa 770 m üNN nordöstlich des Großen Waldsteins und südwestlich des Bergkopfes (857 m üNN). Zwischen diesen beiden Erhebungen liegt das Tal des Lehstenbachs im Randbereich des zentralen Granitkörpers des Fichtelgebirges. Im Bereich des Wassereinzugsgebietes des Lehstenbachs hat das Bayerische Landesamt für Wasserwirtschaft und die Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt ein dichtes Netz zur Messung von Basisinformationen zu saurer Deposition und Grundwasserqualität etabliert. Das BITÖK (Bayreuther Institut für Terrestrische Ökosystemforschung) hat dieses Projekt fortgeführt, weitere Intensivmessflächen eingerichtet und 1994 im Bestand Weidenbrunnen einen 30 m

hohen Gerüstturm errichtet. Dieser wurde anfangs vor allem zur Erfassung von Klimavariablen und zum besseren Zugang des Kronenraumes genutzt.

Der Bestand Weidenbrunnen hatte im Jahr 1999 ein Alter von 45 Jahren und wird fast ausschließlich aus Fichte gebildet. Die mittlere Bestandeshöhe beträgt 19 m, die Baumdichte 1018 Bäume  $\text{ha}^{-1}$  (MUND ET AL., 2002). Der offiziellen Schadansprache zufolge ist der Bestand Weidenbrunnen aufgrund sauren Regens und Magnesium-Mangels stark geschädigt (im Jahr 2001 geschätzte Schadstufe: 5). Zusätzlich sind nahezu 90 % der Bäume schwer schälgeschädigt und rotfaul. Im Weidenbrunnen sind etwa 25 % der Bodenfläche vegetationsfrei, das Bild wird von großen Mengen teils liegendem, teils stehendem Totholz bestimmt. Der vorhandene Unterwuchs setzt sich aus *Calamagrostis villosa*, *Deschampsia flexuosa* und *Vaccinium myrtillus* in etwa gleichen Anteilen zusammen (MUND, 1996).

Der Weidenbrunnen ist ausschließlich von höheren Beständen umgeben. West-nordwestlich des Bestandes befindet sich in ca. 150 m Entfernung ein Pflanzgarten, an den sich ein 26 m hoher Waldbestand anschliesst (Abb. 1). West-südwestlich grenzt ein 112-jähriger, etwa 27 m hoher, nördlich ein 145-jähriger, etwa 28 m hoher Fichtenbestand an den Weidenbrunnen. Nördlich und nordwestlich des Weidenbrunnens fällt das Gebiet des Waldsteins mit 10 bis 20 % Neigung nach Nordwesten ab. In Richtung des Großen Waldsteins wechselt die Exposition von zunächst Ost (Neigung um 10 %) auf Nordwest (10 – 20 %). Südlich bis östlich des Weidenbrunnens dominieren südliche bis östliche Expositionen bei Hangneigungen bis ca. 10 % (MANGOLD, 1999).



**Abbildung 1:** Topografie und Bestandesalter (Anfang der 90er Jahre) der Fichtenbestände des Wassereinzugsgebietes Lehstenbach (OSTENDORF, BITÖK, auf Datengrundlage der Oberforstdirektion Bayreuth) mit dem Großen Waldstein, dem Bergkopf und Markierung des Bestandes Weidenbrunnen mit Position des Turmes.

## 2.2 Messmethode

### 2.2.1 Kovarianzmethode

Die Theorie zur Kovarianzmethode oder auch Eddy-Kovarianzmethode, die in dieser Arbeit als grundlegende Messtechnik verwendet wurde, ist schon seit vielen Jahren bekannt. SWINBANK (1951) schlug die Methode vor, um vertikale Flüsse von Wärme und Wasserdampf zu messen. Kovarianzmessungen gelten als direkte und zuverlässigste Messmethode des turbulenten Austauschs von Impuls, Wärme und Spurengasen (KAIMAL & FINNIGAN, 1994; ARYA, 2001), ohne dass Voraussetzungen zu Diffusivitäten von skalaren Größen oder empirische Koeffizienten notwendig sind. Für Langzeitmessungen eignet sich die Methode erst seit wenigen Jahren, da zur Datenbearbeitung und Archivierung relativ schnelle Rechner und große Mengen an Speicherplatz benötigt werden. Die Rohdaten werden meist mit einer Messfrequenz von 10 bis 20 Hz erfasst, damit fallen pro Tag ca. 20 MByte Rohdaten an.

### 2.2.2 Erläuterung der grundlegenden Gleichungen

Die atmosphärische Grenzschicht ist für den Energie- und Stoffhaushalt der gesamten Atmosphäre von grundlegender Bedeutung. Sie wird direkt von der Erdoberfläche durch Reibungsvorgänge sowie Energie- und Stoffumsätze beeinflusst und reagiert auf Änderungen der Oberflächeneigenschaften in einer Zeitskala von etwa einer Stunde (STULL, 1988). Turbulenz ist der Hauptmechanismus für vertikale Transportprozesse von Energie, Impuls und Spurenstoffen in den untersten 100 bis 3000 m der Atmosphäre und erzeugt so die atmosphärische Grenzschicht. Hier befindet sich die gesamte Biosphäre und fast alle anthropogenen Aktivitäten finden in dieser Schicht statt.

Turbulenz wird in der atmosphärischen Grenzschicht einerseits mechanisch durch Windscherung oder Hindernisse erzeugt, wobei kinetische Energie des mittleren Windes in kinetische Energie der Turbulenz umgewandelt wird, oder sie entsteht andererseits durch thermische Konvektion bei Erwärmung von Oberflächen. Bei letzterer wird thermische Energie in kinetische Energie umgewandelt.

Die Bestimmung der turbulenten Flüsse beruht auf den Navier-Stokes-Gleichungen (Bewegungsgleichungen), der Kontinuitätsgleichung, dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik und der Gasgleichung. Diese Gleichungen beschreiben die Abhängigkeit der Zustandsvariablen von Raum und Zeit.

In einer voll ausgebildeten turbulenten Strömung ist der mittlere vertikale Fluss einer skalaren Größe  $F_S$ , d. h. die Rate, mit der ein Luftpaket bekannter Eigenschaften durch eine horizontale Einheitsfläche hindurchgeht, gegeben durch:

$$F_S = \overline{\rho w S} \quad . \quad (1)$$

$\rho$  ist die Luftdichte,  $w$  die vertikale Windgeschwindigkeit und  $S$  die Konzentration der transportierten skalaren Größe. Der Überstrich bedeutet die zeitliche Mittelung über eine geeignete Zeitperiode, welche so gewählt sein muss, dass alle zum Fluss beitragenden Frequenzen beinhaltet sind. Auf- und Abwärtsbewegungen hängen in einer turbulenten Strömung von der Intensität und der Größe der Turbulenzelemente („Eddies“) ab. Diese transportieren Eigenschaften wie Energie, Impuls und Spurengase. Es kann gezeigt werden, dass der Fluss in der Nähe der Erdoberfläche (Prandtl-Schicht) höhenkonstant ist und gleich dem molekularen Diffusionsfluss an der Oberfläche, und somit kann der Fluss einer Größe über einer Oberfläche bestimmt werden.

Nach Anwendung der Reynolds-Zerlegung (Zerlegung einer Größe in Mittelwert und Abweichung, STULL, 1988) wird Gleichung 1 zu:

$$F_S = \overline{(\bar{\rho} + \rho')(\bar{w} + w')(\bar{S} + S')} \quad . \quad (2)$$

Der Überstrich bedeutet wieder den zeitlichen Mittelwert einer Größe, ' bedeutet die momentane Abweichung davon. Nach Anwendung der Reynolds'schen Mittelungsregeln und Ausmultiplizieren kommt man mit der Voraussetzung  $\rho'/\bar{\rho} \ll 1$  zu:

$$F_S = \bar{\rho}\bar{w}\bar{S} + \overline{\rho w' S'} \quad . \quad (3)$$

Der erste Term auf der rechten Seite beschreibt den mittleren Transport der Größe  $S$ , der zweite Term beschreibt den vertikalen Transport durch Turbulenz. Unter homogenen Bedingungen (flaches, horizontal ausgedehntes Gelände) ist der mittlere vertikale Transport gleich null ( $\bar{w} = 0$ ) und Gleichung 3 wird zu

$$F_S = \overline{\rho w' S'} \quad . \quad (4)$$

Dies ist die Arbeitsgleichung der Kovarianzmethode, wobei die hier enthaltenen Größen mit hinreichend schnellen Messgeräten direkt bestimmt werden müssen. Um zu dieser einfachen Gleichung zu gelangen, müssen allerdings verschiedene Voraussetzungen, die aus den Bewegungsgleichungen und der Massenerhaltung folgen, erfüllt sein (FOKEN & WICHURA, 1996):

- Stationarität der Größen  $X$ , d. h. über die Dauer des Mittelungsintervalls treten keine zeitlichen Änderungen von  $X$  auf, d. h.  $\partial X/\partial t = 0$ , wobei  $X$  die Messgrößen der Windgeschwindigkeitskomponenten und skalarer Größen wie Temperatur oder Konzentration von Luftbeimengungen darstellen kann;
- horizontale Homogenität des Geländes, so dass sich alle Sensoren eines meteorologischen Messturms innerhalb der Luftschicht befinden, die durch die Eigenschaften derselben Landnutzung geprägt ist, d. h.  $\partial X/\partial x = 0$  und  $\partial X/\partial y = 0$ ;

- Gültigkeit der Massenerhaltung,  $\partial w / \partial z = 0$ , und kein mittlerer Vertikalwind,  $\bar{w} = 0$ ;
- keine Dichteschwankungen,  $\rho' / \rho \ll 1$ .

Da häufig auch in weniger geeigneten Gebieten Wasser- und Kohlenstoffhaushalt von Interesse sind, werden Kovarianzmessungen auch durchgeführt, wenn nicht alle diese Bedingungen erfüllt werden können. Mit geeigneten Qualitätstests (siehe Kap. 2.4.7) kann festgestellt werden, inwiefern das Gelände für Kovarianzmessungen geeignet ist und ob die Messergebnisse repräsentativ für die nähere Umgebung des Messortes sind.

### 2.3 Messsystem

Das in dieser Arbeit verwendete Messsystem ist angelehnt an das Design, wie es von einer Arbeitsgruppe für das HAPEX-Sahel-Projekt (MONCRIEFF ET AL., 1997) entwickelt wurde und im EUROFLUX-Projekt allgemein zur Anwendung kam.

Es besteht aus einem Ultraschallanemometer (Solent 1012R2, *Gill Instruments*, Lyngton, UK), mit dem drei Windkomponenten und die temperaturabhängige Schallgeschwindigkeit bestimmt werden, und einem Infrarotgasanalysator (closed-path, LI-COR 6262, *LI-COR*, Lincoln, NE, USA) zur Bestimmung der Kohlendioxid- und Wasserdampfkonzentrationen. Über einen Schlauch wird die Luft nahe dem Messvolumen des Anemometers zur Gasanalyse angesaugt. Die Analogsignale des Gasanalysators werden an das Anemometer übermittelt, dort intern digitalisiert und über RS-422-Datenleitungen an ein Interface weitergeleitet. Am Interface können sowohl Digital- wie auch Analogsignale abgegriffen werden. Hier wurden die Digitalsignale über die serielle Schnittstelle (RS-232) an einen Datenerfassungscomputer übertragen. Die Datenerfassung erfolgte mit einer Software, die von der Universität Edinburgh, Schottland (MONCRIEFF ET AL., 1997) innerhalb von EUROFLUX zur Verfügung gestellt wurde (EDISOL). Die Software zeichnet die Rohdaten der drei Windkomponenten, der Schallgeschwindigkeit und der CO<sub>2</sub>- und H<sub>2</sub>O-Konzentrationen auf, berechnet die Flüsse on-line und gibt diese sowohl auf dem Bildschirm wie auch in eine Datei aus. Zur Auswertung der Daten wurde eine flexiblere Software entwickelt, mit der beispielweise Korrekturen berücksichtigt und Qualitätstests durchgeführt werden können (Kap. 2.4).

### 2.3.1 Ultraschallanemometer

Beim Ultraschallanemometer werden die Laufzeiten von Ultraschallpulsen entlang einer Messstrecke gemessen. Die Laufzeit hängt ab von der Schallgeschwindigkeit  $c$  bezogen auf ruhige Luft und der Windgeschwindigkeit  $U$ . Ein Sender-Empfängerpaar sendet über die Messstrecke  $d$  Ultraschallpulse in rascher Folge in beide Richtungen abwechselnd aus. In nebenstehender Abbildung sind schematisch die Verhältnisse für die Ausbreitung in beiden Richtungen des akustischen Pfads dargestellt. Bei ausreichend schneller Umschaltung kann der Windvektor  $\vec{U}$  mit seinen Komponenten entlang der Messstrecke ( $U_d$ ) und senkrecht dazu ( $U_n$ ) als konstant angenommen werden und damit gilt  $\alpha_1 = \alpha_2 = \alpha$ .

Für die Laufzeiten gilt dann:

$$t_1 = \frac{d}{c \cdot \cos \alpha + U_d} \quad , \quad t_2 = \frac{d}{c \cdot \cos \alpha - U_d} \quad . \quad (5)$$

Und damit gilt für die Windgeschwindigkeit  $U_d$ :

$$U_d = \frac{d}{2} \left( \frac{1}{t_1} - \frac{1}{t_2} \right) \quad . \quad (6)$$

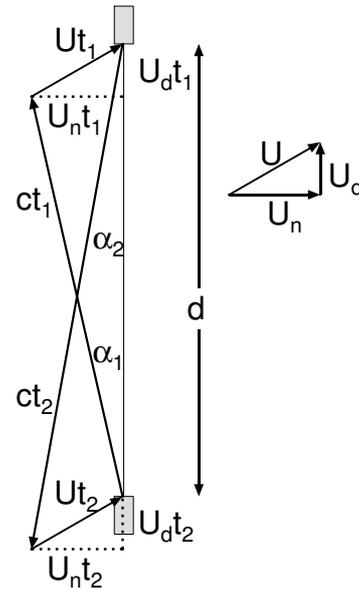
Aus drei linear unabhängig angeordneten Sender-Empfänger-Paaren können die drei Windkomponenten  $u$ ,  $v$  und  $w$  des Windvektors  $\vec{U}$  bestimmt werden. Da die Schallgeschwindigkeit in einem großen Druckbereich nur von der Temperatur  $T_a$  abhängig ist, kann daraus bei Messung der Laufzeiten beider Richtungen die so genannte akustische Temperatur  $T_S$  bestimmt werden, die nahezu identisch mit der virtuellen Temperatur  $T_v$ <sup>1</sup> ist. Die Schallgeschwindigkeit kann aus den Laufzeiten der Impulse bestimmt werden:

$$c = \frac{d}{2} \cdot \frac{t_1 + t_2}{t_1 \cdot t_2} \quad . \quad (7)$$

Es gilt für die Schallgeschwindigkeit  $c$  in feuchter Luft:

$$c = \sqrt{\kappa \cdot R \cdot T_a} \quad , \quad (8)$$

<sup>1</sup>Die in der Meteorologie häufig verwendete virtuelle Temperatur  $T_v$  ist die Temperatur, die trockene Luft annehmen müsste, damit sie bei gleichem Druck dieselbe Dichte wie die aktuelle feuchte Luft hätte ( $T_v \geq T_a$ ).



**Abbildung 2:** Schematische Darstellung der Ausbreitung der Ultraschallpulse nach VOGT (1995).

mit  $\kappa = c_p/c_v$ , dem Verhältnis der spezifischen Wärmekapazitäten bei konstantem Druck ( $c_p$ ) und bei konstantem Volumen ( $c_v$ ), der individuellen Gaskonstante für feuchte Luft  $R$  und der Lufttemperatur  $T_a$ . Der Einfluss der Luftfeuchte wird durch

$$c = \sqrt{403 \cdot T_a \cdot (1 + 0.32 \cdot e/p)} \quad (9)$$

berücksichtigt (KAIMAL & GAYNOR, 1991).  $e$  ist der Wasserdampfpartialdruck,  $p$  der aktuelle Luftdruck.

$T_v$  berechnet sich wie folgt aus der aktuellen Temperatur  $T_a$ :

$$T_v = T_a \cdot (1 + 0.38 \cdot e/p) \quad . \quad (10)$$

$T_v$  in Gleichung 10 entspricht somit annähernd der feuchtekorrigierten Temperatur in Gleichung 9. Bei Anwendung der Näherungsformel

$$T_v \approx \frac{c^2}{403} \quad (11)$$

beträgt der Fehler, der bei der Temperaturmessung mit einem Ultraschallanemometer gemacht wird nach KAIMAL & GAYNOR (1991) etwa 0.01 K.

Das symmetrische Design des verwendeten Ultraschallanemometers ermöglicht Dauermessungen, ohne dass der Messkopf in den mittleren Wind gedreht werden muss. Bei kontinuierlichen Messeinsätzen werden vorrangig solche windrichtungsunabhängigen Geräte eingesetzt. Nachteilig ist dabei, dass die Streben und Sender selbst das Windfeld stören können. Die Störung hat jedoch nach GRELLE & LINDROTH (1994) auf skalare Flüsse nur einen Effekt kleiner 5%. Die Messung von Temperaturschwankungen aus der Schallgeschwindigkeit kann bei Windgeschwindigkeiten über 8 – 10  $\text{ms}^{-1}$  durch mechanische Deformation stärker gestört sein (GRELLE & LINDROTH, 1996). Deshalb wird empfohlen, die Temperaturfluktuationen zusätzlich mit schnellen Thermometern zu messen. Entsprechend hohe Windgeschwindigkeiten treten am betrachteten Standort trotz der Mittelgebirgslage jedoch nur mit geringer Häufigkeit (< 0.5%) auf (Kap. 3.1, Abb. 9), weshalb auf zusätzliche Messungen der Temperaturfluktuationen verzichtet wurde.

Die Messfrequenz von 20.8 Hz ist durch die Konfiguration des Anemometers vorgegeben. Alle 1/168 Sekunden wird pro Sender-Empfänger-Paar ein Schallimpuls in beide Richtungen gesendet. Nach interner Überprüfung auf Plausibilität der Impulslaufzeiten werden 8 Impulspaare gemittelt, was zu einer Messfrequenz von 20.8 Hz führt. Das Ultraschallanemometer der Firma *Gill Instruments* ermöglicht außerdem die Übertragung von 5 zusätzlichen Analogsignalen über einen A/D-Konverter mit einem Bereich von -10 bis +10 V. Die Analogsignale (dabei auch die der  $\text{H}_2\text{O}$ - und  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen) werden mit

einer Auflösung von 10 Hz erfasst. Details zur prinzipiellen Funktion von Ultraschallanemometern wurden bereits von KAIMAL (1979), COPPIN & TAYLOR (1983), oder auch von KAIMAL & FINNIGAN (1994) beschrieben, deshalb wird hier nicht auf gerätespezifische Details eingegangen.

### 2.3.2 Infrarot-Gasanalysator

Die Konzentrationen von Wasserdampf und Kohlendioxid wurden mit einem Infrarotgasanalysator der Firma *LI-COR* (LI-6262) bestimmt. Wasserdampf und Kohlendioxid erzeugen im infraroten Bereich des elektromagnetischen Spektrums ausgeprägte Absorptionsbanden. Zur Verwendung kommen die Banden bei  $4.26 \mu\text{m}$  für Kohlendioxid und bei  $2.59 \mu\text{m}$  für Wasserdampf. Der LI-6262 ist ein differenzieller Analysator. Es wird hier in geschlossenen Messzellen (Länge 152 mm) die Absorption von Infrarotstrahlung über eine optische Bank in zwei Kammern vergleichend gemessen. MONCRIEFF ET AL. (1997) beschreiben den Gebrauch des Analysators im Detail. In einer Kammer befindet sich das Messgas, in der zweiten ein Referenzgas bekannter Konzentration. Im Absolutmodus des Analysators wird das Gas der Messzelle mit  $\text{CO}_2$ - und wasserdampffreiem Gas der Referenzzelle verglichen. Die Firma *LI-COR* empfiehlt dafür, der Luft durch Natronkalk und Magnesiumperchlorat Kohlendioxid und Wasserdampf in einem geschlossenen Referenzkreislauf zu entziehen. D. h. die Luft, die durch die Referenzzelle strömt wird über eine Pumpe mit geringer Flussrate immer wieder durch die Chemikalien geleitet und somit  $\text{CO}_2$ - und wasserdampffrei gehalten. Da aufgrund unvermeidbarer kleiner Lecks in diesem Kreislauf Außenluft nachströmt, verbrauchen sich die Chemikalien jedoch und müssen regelmäßig ausgetauscht werden. Bei Verwendung des Analysators im Absolutmessbetrieb kam als Referenzgas im Fichtelgebirge ab Mai 1997 reiner Stickstoff zur Anwendung. Es hatte sich gezeigt, dass Magnesiumperchlorat als Wasserdampf-Absorber im Referenzkreislauf bei sehr hohen relativen Luftfeuchten, wie sie im Fichtelgebirge häufig auftreten, in die Referenzzelle diffundieren und die Zelle zerstören kann. Die am Auslass zur Atmosphäre hin nun offene Referenzzelle wurde dazu mit einer Flussrate von ca. 20 ml/Minute mit Stickstoff gespült. Dämpfungen der Signale durch Wasserdampf werden durch die interne Software des Analysators korrigiert, Druckdifferenzen zwischen der Atmosphäre und der Messzelle werden durch einen eingebauten Drucksensor berücksichtigt. Dichtekorrekturen nach WEBB ET AL. (1980) erübrigen sich durch die Messung molarer Mischungsverhältnisse. Die maximale zeitliche Auflösung des Gasanalysators beträgt 0.1 s, die Messgenauigkeit für  $\text{CO}_2$  bei einem Bereich von  $300 \mu\text{mol mol}^{-1}$  beträgt  $0.146 \mu\text{mol mol}^{-1}$  und für  $\text{H}_2\text{O}$   $0.0146 \text{ mmol mol}^{-1}$  bei einem Bereich von  $30 \text{ mmol mol}^{-1}$ .

### Kalibrierung des Gasanalysators

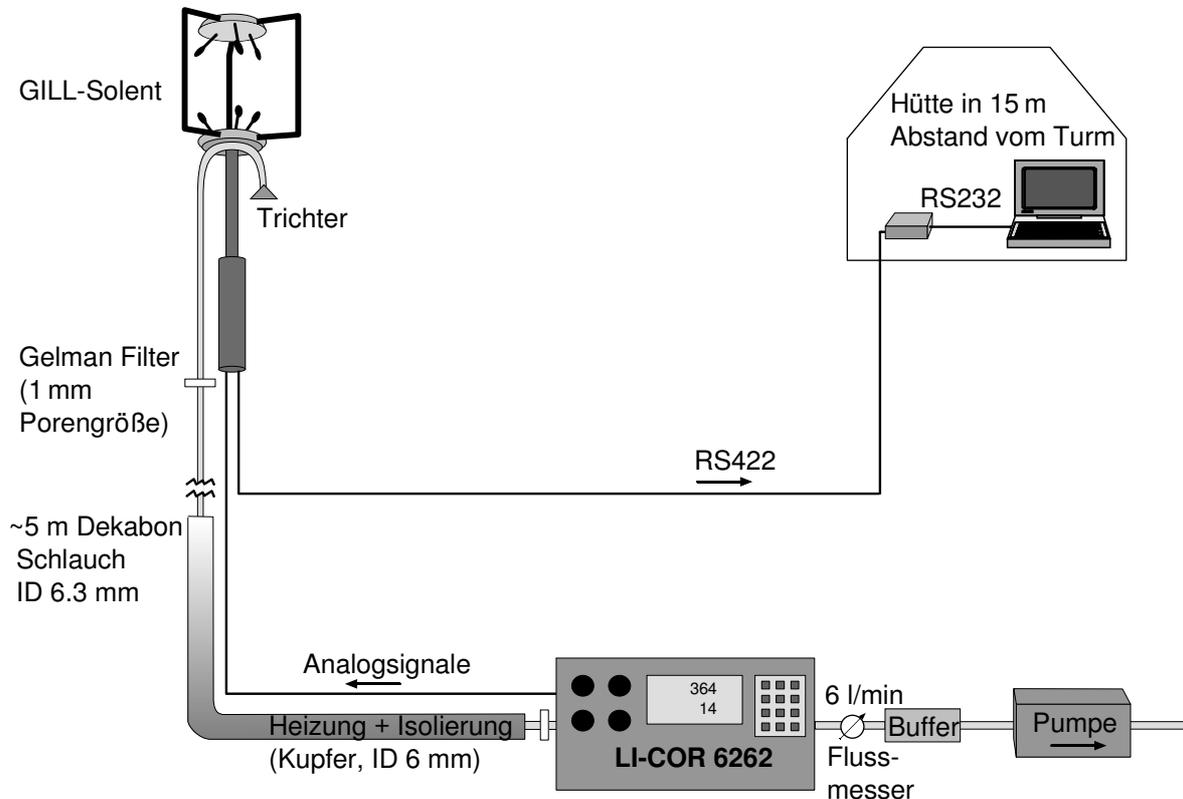
Atmosphärische Druck- und Temperaturänderungen führen dazu, dass sich der Nullpunkt des Gasanalysators verschiebt und die Konzentrationsspanne (Span) verändert. Aus diesem Grund muss der Analysator in regelmäßigen Abständen mit Gasen bekannter CO<sub>2</sub>- und H<sub>2</sub>O-Konzentrationen kalibriert werden. Diese Prozedur wurde wöchentlich durchgeführt. Als Nullgas kam dabei erneut Stickstoff zur Anwendung, für die Kalibrierung des CO<sub>2</sub>-Bereichs wurden Eichgase mit Konzentrationen um 360  $\mu\text{mol mol}^{-1}$  verwendet. Zur Kalibrierung des Wasserdampfbereichs wurde ein Taupunktgenerator verwendet. Es wurden damit Taupunktwerte eingestellt, die etwa der aktuellen atmosphärischen Luftfeuchte entsprachen. Die Kalibrierungen wurden wie folgt durchgeführt: Nach dem Feststellen des jeweiligen Nullpunkts mittels Stickstoff wurden die Eichgase durch den Analysator geleitet und so der Span eingestellt. Dadurch kann sich der Nullpunkt wieder verschieben und muss neu justiert werden. Dieses Verfahren muss so lange wiederholt werden, bis sowohl der Nullpunkt, wie auch der Span unverändert bleiben.

#### 2.3.3 Zusammensetzung der Komponenten zur Kovarianzmessung

Der sich nach oben verjüngende Gerüstturm ist in Nord-Süd-Richtung ausgerichtet und bietet in 30 m Höhe eine Arbeitsfläche von 2 x 2 m<sup>2</sup>. Das Ultraschallanemometer für das Hauptmesssystem war auf der südöstlichen Ecke des oberen Geländers des Turmes montiert, so dass die Messhöhe 32 m betrug. Der Gasanalysator befand sich zusammen mit einer Pumpe, einem Netzteil und weiterem Messzubehör in einer wetterfesten Box auf einer Plattform des Turmes in 28 m. Idealerweise sollte sich der Schlaucheinlass für die Gasanalyse in der Mitte des Messvolumens des Ultraschallanemometers befinden. Da er dort jedoch das zu messende Windfeld stören würde, wurde dieser direkt unterhalb des Messkopfes montiert und mit einem kleinen nach unten geöffneten Trichter versehen, um den Eintritt von Flüssigwasser zu vermeiden. Die Ansaugung der Luft zur Gasanalyse erfolgte mittels Vakuumpumpen (*Fürgut*, Aichstetten, DC2/560 bzw. *ASF Thomas*, Memmingen, G12/07), die die Luft durch den Analysator durch einen Teflonschlauch (Durchmesser: 6 mm, Länge: 1 m) und Dekabonschlauch (5 m, *Serto Jakob GmbH*, Fuldabrück) saugten. Der Dekabonschlauch wurde zur Vermeidung von Kondensation beheizt (siehe Abb. 3). Um Verschmutzungen der Kammern des Analysators zu vermeiden, wurden nahe am Einlass und direkt vor dem Analysator Partikelfilter (ACRO 50 PTFE, 1  $\mu\text{m}$ , *Gelman*, Ann Arbor, MI, USA) installiert und alle ein bis zwei Wochen ausgetauscht. Bei einer Flussrate von 6 m s<sup>-1</sup> wurden im Schlauch Reynoldszahlen von etwa 2650 und damit turbulente Strömung erreicht. Bei turbulenter Strömung im Schlauch können Dämpfungen von Konzentrationsschwankungen vermindert werden. Dennoch durch das Messsystem verursachte Dämpfungen der Fluktuationen müssen mittels Korrekturen berücksichtigt

werden (Kap. 2.4.9).

Ein identisches Messsystem war in 22 m Höhe am Messturm mit Ausrichtung nach Süden installiert.



**Abbildung 3:** Schematische Darstellung des Eddy-Kovarianzsystems mit Ultraschallanemometer GILL-Solent, Gasanalysator LI-6262 und Datenerfassungseinheit.

## 2.4 Software und Datenbearbeitung

Die aufgezeichneten Rohdaten wurden mittels externer Festplatten einmal wöchentlich ausgelesen und im Labor auf CDs gespeichert und weiterverarbeitet. Die Berechnung der Flüsse und weiterer turbulenter Parameter und die Einarbeitung von Korrekturen, die im Folgenden beschrieben werden, erforderte die Entwicklung einer Auswertesoftware (ED-DYFLUX), deren Ergebnisse im Rahmen des EUROFLUX-Projektes mit Testdatensätzen geprüft wurde (AUBINET ET AL., 2000). Die wichtigsten Berechnungen werden in den folgenden Absätzen erläutert.

### 2.4.1 Umrechnung der Rohdaten in physikalische Größen

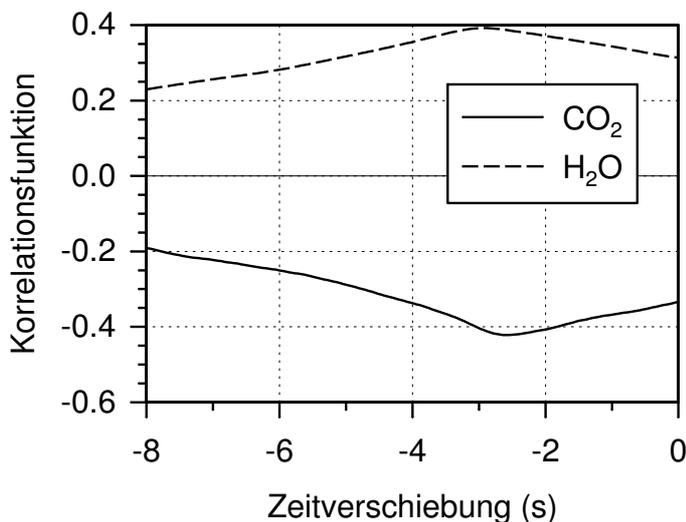
Als erster Schritt werden aus den Rohdaten des Ultraschallanemometers und des Gasanalysators die drei Windkomponenten  $u$ ,  $v$  (horizontal) und  $w$  (vertikal), die akustische

Temperatur  $T_S$  und die  $\text{CO}_2$ - und  $\text{H}_2\text{O}$ -Konzentrationen in meteorologische Einheiten konvertiert.

Die Kohlendioxid- und Wasserdampfkonzentrationen ( $[\text{CO}_2]$  in  $\mu\text{mol mol}^{-1}$  bzw.  $[\text{H}_2\text{O}]$  in  $\text{mmol mol}^{-1}$ ) berechnen sich aus den Minima und Maxima der am LI-6262 eingestellten Spannungsbereiche und dem gemessenen Spannungssignal des Analysators.

#### 2.4.2 Zeitverschiebung zwischen vertikaler Windkomponente und Gaskonzentrationen

Bei dem hier verwendeten Kovarianzmesssystem mit einem geschlossenen Gasanalysator benötigt die Luft eine bestimmte Zeit, um zur Analyse zu gelangen. Die aufgrund der Ansaugung durch einen Schlauch entstehende Zeitverschiebung zwischen vertikaler Windkomponente  $w$  und den Wasserdampf- bzw. Kohlendioxidkonzentrationen bei der Datenerfassung wird mit dem Unterprogramm EDDYCORR bestimmt. Dieses Unterprogramm wird zuerst vor der eigentlichen Auswertung genutzt, um die Zeitverschiebungen zu bestimmen. Hierzu wird die Kreuzkorrelationsfunktion zweier Zeitreihen, also zwischen vertikaler Windkomponente und  $\text{CO}_2$ - bzw.  $\text{H}_2\text{O}$ -Konzentration, ermittelt (Abb. 4). Für die Flussberechnung muss die Zeitverschiebung gewählt werden, bei der die Korrelationsfunktion ihren Extremwert erreicht. Die Zeitverschiebung ist abhängig von der Schlauchgeometrie und der Flussrate, mit der die Luft zum Analysator gesaugt wird. Dadurch kann die mittlere Zeitverschiebung  $t_l$  festgelegt werden. Im Auswerteprogramm EDDYFLUX wird der Extremwert der Funktion dann nur innerhalb eines Bereiches  $t_l \pm 1 \text{ s}$  zugelassen. Wird in diesem Bereich kein Extremwert gefunden, so wird die mittlere Zeitverschiebung  $t_l$  verwendet. Die  $\text{CO}_2$ - und  $\text{H}_2\text{O}$ -Zeitreihen werden um die ermittelten Zeitschritte verschoben und weiterverarbeitet. Je geringer die Absolutwerte der Flüsse, desto häufiger können keine Extremwerte gefunden werden, da



**Abbildung 4:** Kreuzkorrelationsfunktionen für  $w'$  mit  $[\text{CO}_2]'$  mit dem Extremwert bei 2.6 s bzw.  $[\text{H}_2\text{O}]'$  mit dem Extremwert bei 2.9 s.

die Korrelation zwischen  $w'$  und  $[\text{H}_2\text{O}]'$  bzw.  $[\text{CO}_2]'$  dann gering ist. Der dadurch entstehende Fehler bleibt dann ebenfalls klein. Beispielsweise konnte über einen Zeitraum von drei Monaten im Sommer 1998 in 81 % der Fälle beim  $\text{CO}_2$  der Extremwert gefunden wer-

den. Beim H<sub>2</sub>O wird mit zunehmender Luftfeuchte bzw. bei abnehmendem Sättigungsdefizit häufiger kein Extremwert mehr gefunden. Bei Sättigungsdefiziten < 5 hPa konnte im gleichen Zeitraum wie oben in ca. 50 % der Fälle kein Extremwert mehr gefunden werden, bei Sättigungsdefiziten nahe 0 hPa wurde nie ein Extremwert gefunden. Die Häufigkeit nimmt entsprechend einer Gauss-Verteilung ab. Da bei geringem Sättigungsdefizit jedoch kaum noch Verdunstung auftritt, bleibt auch hier der Fehler gering. Es wurde neben einer Vergrößerung der Zeitverschiebung mit höheren Luftfeuchten festgestellt, dass eine zunehmende Verschmutzung des Ansaugschlauches die Adsorption von Wasserdampfmolekülen an den Schlauchwandungen verstärkt und damit zu Vergrößerungen der Zeitverschiebungen führte. Eine regelmäßige Reinigung oder Austausch des Schlauches ist deshalb von großer Bedeutung und dringend anzuraten.

### 2.4.3 Koordinatenrotation

Im Hauptprogramm EDDYFLUX werden auf die Rohdaten der Windgeschwindigkeitskomponenten vor Berechnung der Flüsse Koordinatentransformationen angewendet, um das Koordinatensystem den mittleren Stromlinien anzugleichen (MCMILLEN, 1988; AUBINET ET AL., 2000). Der Mittelwert des Vertikalwindes, der durch eine Geländeneigung oder auch durch ungenaue Horizontierung des Ultraschallanemometers  $\neq 0$  sein kann, wird dadurch zu 0. Dies wird i. A. durchgeführt, obwohl insbesondere über hoher Vegetation und bei geneigtem Gelände Vertikalwinde auftreten können, die Flussdivergenzen oder -konvergenzen verursachen (LEE, 1998). Hier wurde entsprechend den Vereinbarungen des EUROFLUX-Projektes gehandelt und die Transformationen in folgender Form durchgeführt.

Die erste Rotation dreht das Koordinatensystem so, dass die longitudinale Windkomponente  $u$  parallel zum mittleren Windvektor verläuft, die mittlere  $v$ -Komponente wird dabei zu Null.

Die zweite Rotation bewirkt, dass  $\bar{w} = 0$  wird. Beide Rotationen zwingen die longitudinale Windkomponente in Richtung des mittleren Windes des dreidimensionalen Windvektors. Die dritte Rotation minimiert den lateralen Impulsfluss  $\overline{v'w'}$  (KAIMAL & FINNIGAN, 1994). Diese Rotation wird nur bis zu Winkeln von maximal 10° durchgeführt.

### 2.4.4 Enttrending

Kovarianzdaten müssen enttrendet werden, da ein Trend in der Zeitreihe unter bestimmten Bedingungen einen nicht reellen Fluss vortäuschen könnte. Hierzu werden unterschiedliche Methoden, wie beispielsweise die sog. ‚running mean‘-Enttrending verwendet. Diese findet vorrangig bei der on-line-Berechnung der Flüsse während der Datenerfassung Anwendung, hat jedoch zum Nachteil, dass turbulente Schwankungen niedriger Frequenzen,

die zum Fluss beitragen, unterschätzt werden. Bei der Berechnung von Flüssen nach der Datenerfassung kann deshalb eine lineare Enttrending stattfinden, um diesen Verlust der Beiträge niedriger Frequenzen zu vermeiden (z. B. GASH & CULF, 1996). Es wird dabei zuerst eine lineare Regression zwischen den Zeitwerten und den Messdaten bestimmt. Die Regressiongerade, die dem linearen Trend entspricht, wird dann von der Zeitreihe subtrahiert. Danach wird zu allen Datenpunkten eine Konstante addiert, damit der neue Mittelwert dem alten entspricht. Nach neuesten Empfehlungen der Ameriflux-Gemeinschaft (noch unveröffentlicht) soll von einer Enttrending der Zeitreihen Abstand genommen werden, da niederfrequente Schwankungen dadurch unberücksichtigt bleiben, was zu einer Unterschätzung der Flüsse führt.

### 2.4.5 Plausibilitätsprüfungen – Peaks

Durch eine Vorgabe von Grenzen, innerhalb derer die Messwerte liegen müssen, wird vor den endgültigen Berechnungen jeder Datenpunkt der Zeitreihen auf Plausibilität geprüft. Dabei werden bei allen Messgrößen individuell sowohl Absolutwerte wie auch Änderungsraten geprüft und bei Bedarf werden ‚Ausreißer‘ interpoliert. So können Zeitreihen auch ausgewertet werden, wenn z. B. durch Signaleinstreuungen anderer Geräte einzelne Messdaten gestört wurden.

### 2.4.6 Berechnung der Flüsse

Folgende turbulenten Flüsse werden im Hauptprogramm EDDYFLUX als Halbstundenmittel berechnet:

**Impulsfluss**  $\tau$ :

$$\tau = -\rho \cdot \overline{u'w'} \quad \text{in } \text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}, \quad (12)$$

wobei  $\rho$  die Luftdichte ist, die über die Gasgleichung mit dem Luftdruck  $p$  und der Temperatur  $T_S$  bestimmt wird.

Außerdem wird die **Schubspannungsgeschwindigkeit**  $u_*$  bestimmt:

$$u_* = \sqrt{-\overline{u'w'}} \quad \text{in } \text{m s}^{-1}. \quad (13)$$

**Fühlbarer Wärmestrom**  $H$  – **Auftriebsstrom**  $H_S$ :

$$H_S = \rho \cdot c_p \cdot \overline{w'T'_S} \quad \text{in } \text{W m}^{-2}, \quad (14)$$

mit  $H_S$  wird der direkt mit der akustischen Temperatur bestimmte Auftriebsstrom bezeichnet, bevor dieser in den fühlbaren Wärmestrom  $H$  umgerechnet wird (Kap. 2.4.9);  $\rho$  ist die Luftdichte,  $c_p$  repräsentiert die spezifische Wärme von Luft bei konstantem Druck.

**CO<sub>2</sub>-Fluss**  $F_{CO_2}$ :

$$F_{CO_2} = \frac{\rho}{m_a} \cdot \overline{w'[CO_2]'} \quad \text{in } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}, \quad (15)$$

wobei  $m_a = 0.02896 \text{ kg mol}^{-1}$  das Molekulargewicht von Luft ist.

**H<sub>2</sub>O-Fluss**  $F_{H_2O}$ :

$$F_{H_2O} = \frac{\rho}{m_a} \cdot \overline{w'[H_2O]'} \quad \text{in } \text{mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}, \quad (16)$$

oder als **latenter Wärmestrom**  $\lambda E$ :

$$\lambda E = F_{H_2O} \cdot 18.016 \cdot \lambda \quad \text{in } \text{W m}^{-2}. \quad (17)$$

Die Temperaturabhängigkeit der Verdunstungswärme von Wasser  $\lambda$  wird folgendermaßen berücksichtigt:  $\lambda = (2.5008 - 0.002372 \cdot \vartheta_S) \approx 2.45 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ ;  $\vartheta_S$  ist die aus den Ultraschallmessungen bestimmte Lufttemperatur in °C.

Des Weiteren werden folgende Parameter berechnet:

**Windkomponenten in meteorologischer Notation:**

Durch das Ultraschallanemometer werden die Windkomponenten entlang dessen Ausrichtung ausgegeben. Im Auswerteprogramm EDDYFLUX werden diese entsprechend der meteorologischen Definition,  $u$  von West nach Ost,  $v$  von Süd nach Nord und  $w$  positiv nach oben, umgerechnet.

**Stabilitätsparameter:**

**Obukhov-Länge**  $L$ :

Die charakteristische Länge  $L$  gibt die Relation zwischen dynamischen und thermischen Auftriebsprozessen an. Da auch der Wasserdampfgehalt der Luft den Auftrieb beeinflusst, wird in der folgenden Formel für die Berechnung der Obukhov-Länge die virtuelle Temperatur verwendet:

$$L = -\frac{u_*^3}{\kappa \cdot (g/T_v) \cdot \overline{w'T_v'}} \quad \text{in m.} \quad (18)$$

Um von Luftfeuchtemessungen unabhängig zu sein, wird im Programm EDDYFLUX statt der virtuellen Temperatur  $T_v$  die akustische Temperatur  $T_S$  zur Berechnung von  $L$  verwendet, da diese nahezu identisch sind (siehe Kap. 2.3.1).

$$L = -\frac{u_*^3}{\kappa \cdot (g/T_S) \cdot \overline{w'T_S'}} \quad \text{in m,} \quad (19)$$

$\kappa = 0.4$  ist die von-Karman-Konstante,  $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$  die Schwerebeschleunigung.

**Stabilitätsparameter  $\zeta$ :**

$$\zeta = \frac{z_m - d}{L} \quad . \quad (20)$$

Der dimensionslose Stabilitätsparameter  $\zeta$  ist negativ unter labilen atmosphärischen Schichtungsbedingungen, positiv unter stabilen und 0 unter neutralen Bedingungen.  $z_m$  ist die Messhöhe,  $d$  die Verdrängungshöhe.

#### 2.4.7 Stationaritätstests und integrale Turbulenzcharakteristiken

Die Messung turbulenter Flüsse über Vegetation hat im Allgemeinen zum Ziel, den charakteristischen Austausch von Energie und Spurenstoffen zwischen der Vegetation und der Atmosphäre zu bestimmen. Dafür müssen bestimmte Kriterien erfüllt sein (siehe Kap. 2.2.2). So sollten Turbulenzmessungen über flachem, horizontal homogenem Gelände durchgeführt werden, um den Voraussetzungen gerecht zu werden, die bei der Herleitung der Methode angesetzt werden. Variabilität und Inhomogenität sind bei natürlichen Landoberflächen jedoch die Regel.

Die Qualität von Eddy-Kovarianzmessungen hängt stark von der Erfüllung der Voraussetzungen ab. Im Falle des Waldsteinmassivs ist die Bestandesstruktur heterogen. Das Gebiet ist zwar vorwiegend mit Fichte bestockt, jedoch variiert das Alter, und damit die Höhe der Bestände (Abb. 1). Außerdem ist das Gebiet nicht eben, was zu geneigten Stromlinien des Windfeldes führen kann und damit zu  $\bar{w} \neq 0$ . Die dadurch entstehenden Advektionsterme wurden z. B. von LEE (1998) ermittelt und von BALDOCCHI ET AL. (2000) auf komplexes Gelände angewandt. Da es insbesondere in Mitteleuropa kaum Landschaften gibt, die alle Voraussetzungen der Methode erfüllen würden, trotzdem jedoch von Seiten der Ökologie Interesse besteht, Kohlenstoff- und Wasserbilanzen von Ökosystemen mittels indirekter Methoden, also ohne Beeinflussung der Vegetation und deren Umgebung, zu bestimmen, versucht man mit Hilfe von Qualitätstests und Fehlerabschätzungen die Methode auch in weniger geeignetem Gelände anzuwenden. So schlagen FOKEN & WICHURA (1996) verschiedene Qualitätstests vor, die in dieser Arbeit für die Messungen im Fichtelgebirge angewendet wurden.

#### Stationaritätstests

Stationarität bedeutet, dass die Mittelwerte der Messgrößen sich im Laufe des Mittelungsintervalls nicht ändern. Die Länge der Mittelungsintervalle muss jedoch so groß gewählt sein, dass auch niederfrequente Schwankungen, die noch zum Gesamtfluss beitragen, miterfasst werden. Instationarität kann bei sich ändernden Wetterbedingungen (Frontdurchgang etc.) auftreten, jedoch auch vormittags und nachmittags, wenn beispielsweise

die Lufttemperatur starken Änderungen unterworfen ist. Die Stationarität kann geprüft werden, indem die Varianz oder Kovarianz kürzerer Zeitabschnitte mit der Varianz bzw. Kovarianz des gesamten Messzeitraums verglichen wird (FOKEN & WICHURA, 1996).

In dieser Arbeit werden hierzu 5-Minuten-Abschnitte mit dem Halbstundenmittelwert der Größen verglichen. Nach FOKEN & WICHURA (1996) ist Stationarität dann gegeben, wenn sich die Kovarianzen um weniger als 30 % (bei Messungen zur Grundlagenforschung) unterscheiden. Unterschiede von bis zu 50 % sind bei Langzeitmessungen noch akzeptabel. Um Qualitätskontrollen auf alle Daten des Messzeitraumes von 1997 bis 1999 anzuwenden, wurde durch die Auswertesoftware EDDYFLUX zu jedem Messintervall und für alle Flüsse als Stationaritätskriterium entweder 0 (stationär) oder 1 (instationär) ausgegeben, sowohl für Unterschiede bis zu 30 % wie auch bis zu 50 %. Nach dem 50 %-Kriterium als instationär gewertete Flüsse wurden für Detailuntersuchungen und zur Entwicklung von Parametrisierungen nicht berücksichtigt.

### Integrale Turbulenzcharakteristiken

Der Turbulenzzustand der Atmosphäre kann ebenso wie die Homogenität der Bestandesoberfläche mit Hilfe von integralen Turbulenzcharakteristiken getestet werden (DE BRUIN ET AL., 1991; FOKEN & WICHURA, 1996). Dabei werden die gemessenen Streuungen (Varianzen) verschiedener Turbulenzparameter mit einem von der Stabilität der Atmosphäre abhängigen Parametrisierungsansatz verglichen, da zwischen dem turbulenten Fluss und der Varianz eine Proportionalität besteht (Fluss-Varianz-Beziehung). Diese gilt über den gesamten Frequenzbereich des atmosphärischen Spektrums und wird deshalb integrale Turbulenzcharakteristik genannt. Die prozentuale Abweichung der gemessenen Werte von den theoretisch berechneten integralen Turbulenzcharakteristiken (normierte Standardabweichung) ist ein Maß für die Qualität der gemessenen Größe. Es wird getestet, ob das turbulente Windfeld voll entwickelt ist oder ob durch Hindernisse (oder die Messgeräte selbst) zusätzlich erzeugte mechanische Turbulenz vorliegt.

Nach FOKEN & WICHURA (1996) ist die integrale Turbulenzcharakteristik für den Vertikalwind  $w$  folgendermaßen definiert:

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = a_1 \cdot [\Phi_m(z_m/L)]^{a_2} \quad , \quad (21)$$

und entsprechend für die Temperatur:

$$\frac{\sigma_T}{T_*} = a_1 \cdot [(z_m/L) \cdot \Phi_H(z_m/L)]^{a_2} \quad . \quad (22)$$

$\sigma$  ist jeweils die Varianz einer Größe,  $\Phi$  ist jeweils die universelle Funktion der Größe,  $z_m$  ist die Messhöhe (die Verdrängungshöhe  $d$  muss bei hohen Beständen durch  $z_m - d$  berücksichtigt werden) und  $L$  ist die Obukhov-Länge.  $T_*$  ist der Normierungsparameter

für die Temperatur und als Verhältnis von fühlbarem Wärmefluss zur Schubspannungsgeschwindigkeit definiert:  $T_* = -H/(\rho c_p u_*)$ . Für den Horizontalwind und die Luftfeuchte können entsprechende Gleichungen hergeleitet werden. MANGOLD (1999) hat verschiedene Ansätze und Koeffizienten mehrerer Autoren in seiner Arbeit aufgeführt und dabei die Stabilitätsabhängigkeit herausgestellt; so wird unterschieden zwischen stabilen und neutralen Schichtungsbedingungen und im labilen Bereich zwischen freier und erzwungener Konvektion. Für die Windkomponenten wurden von THOMAS (2001) neue Parametrisierungen für den Stabilitätsbereich  $-2 < \zeta < 0.4$  entwickelt, die den Einfluss der geographischen Breite berücksichtigen. Bei der Anwendung dieser Parametrisierungen als Qualitätstests wurden jedoch in der vorliegenden Arbeit nur minimale Unterschiede festgestellt. In Tabelle 1 sind die Parametrisierungen aus FOKEN ET AL. (1991, 1997) aufgeführt.

**Tabelle 1:** Koeffizienten  $a_1$  und  $a_2$  für die Modelle der integralen Turbulenzcharakteristiken

$ \zeta $	$\sigma_w/u_*$	$\sigma_u/u_*$	$\sigma_T/T_*$
$> 1$	$2.00(-z/L)^{1/6}$	$2.83(-z/L)^{1/6}$	$1.00(-z/L)^{-1/3}$
$0.0625 \dots 1$	$2.00(-z/L)^{1/8}$	$2.83(-z/L)^{1/8}$	$1.00(-z/L)^{-1/4}$
$0 \dots 0.0625$	1.41	1.99	$0.50(-z/L)^{-1/2}$

Da alle Parametrisierungen für ebenes, ideales Gelände bestimmt wurden, bietet sich mit Hilfe der integralen Turbulenzcharakteristiken die Möglichkeit einer Klassifizierung der Oberfläche (WICHURA & FOKEN, 1995) an.

Die Qualität der Messdaten gilt nach FOKEN & WICHURA (1996) als gut, wenn die Differenz zwischen den gemessenen und den modellierten Werten nach Gleichung 21 bzw. 22 nicht mehr als 20 – 30 % beträgt. Im Auswerteprogramm EDDYFLUX erhält jeder Halbstundenmittelwert der untersuchten Größen (Horizontalwind  $u$ , Vertikalwind  $w$ , akustische Temperatur  $T_S$ ) die Markierung 1, falls die Differenz von 30 % überschritten wurde (sonst 0).

#### 2.4.8 Quellgebiete

Im Auswerteprogramm EDDYFLUX werden die Entfernungen der Quellgebiete, aus denen 50 bzw. 90 % der Flüsse herrühren für jedes Halbstundenintervall nach dem analytischen Modell nach SCHUEPP ET AL. (1990) berechnet und ausgegeben (siehe Kap. 4.1).

### 2.4.9 Korrekturen

#### Schotanus-Korrektur

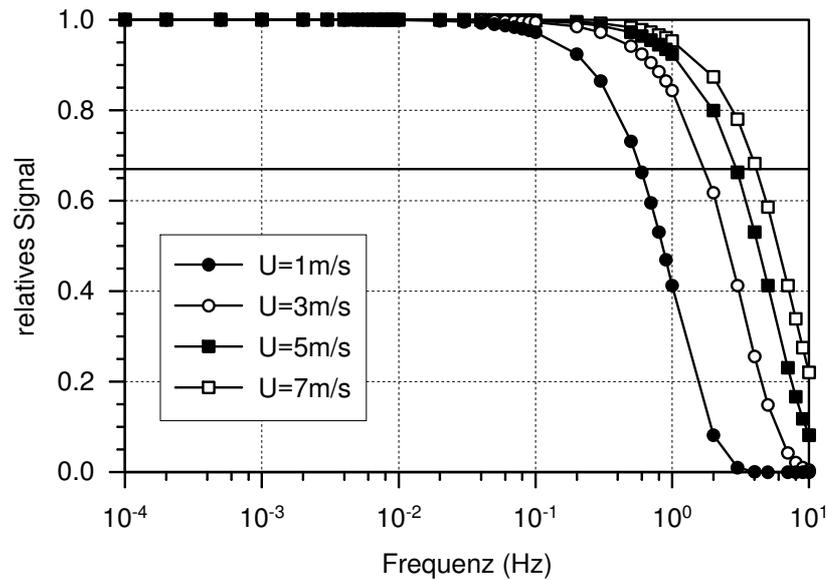
Da mit dem Ultraschallanemometer die der virtuellen Temperatur (Kap. 2.3.1) ähnliche akustische Temperatur und mit dieser der fühlbare Wärmestrom bestimmt wird, muss noch der Einfluss der Luftfeuchte berücksichtigt werden. Nach SCHOTANUS ET AL. (1983) wird die Schallgeschwindigkeit außerdem durch laterale Impulsflüsse gestört. Der korrigierte fühlbare Wärmestrom wird mit

$$H_{corr} = \frac{H_S + 2\rho c_p \frac{\overline{T_a \bar{u}}}{c^2} u'w'}{\rho c_p \left(1 + \frac{0.51 \overline{T_a c_p}}{\lambda \beta}\right)} \quad (23)$$

bestimmt.  $\lambda$  ist die Verdampfungswärme von Wasser,  $\beta$  das Bowen-Verhältnis  $H/\lambda E$ . Im Zähler wird für den Querwind, im Nenner für die Luftfeuchte korrigiert. Wie aus Gleichung 23 klar wird, kann diese Korrektur auf den Mittelwert des fühlbaren Wärmestroms angewendet werden. Neuere Gleichungen zur Bestimmung des Auftriebsstroms aus den Temperaturfluktuationen wurden von LIU ET AL. (2001) vorgestellt. Aufgrund des geringen Unterschieds wurden diese jedoch nicht berücksichtigt.

#### Korrektur der Dämpfungsverluste bei den Flüssen von CO<sub>2</sub> und H<sub>2</sub>O – Korrektur nach EUGSTER & SENN (1995)

Hochfrequente CO<sub>2</sub>- und H<sub>2</sub>O-Schwankungen können mit dem verwendeten Messsystem (LI-6262, geschlossener Infrarotgasanalysator mit Ansaugschlauch) nicht erfasst werden, da diese einerseits schon durch den Transport im Schlauch gedämpft werden und andererseits der Analysator selbst zu träge ist, um hochfrequente Schwankungen erfassen zu können. Außerdem trägt der räumliche Abstand der Messfühler (Ultraschallanemometer und Schlaucheinlass), die sog. Sensorseparation, zu einem Verlust von Informationen bei, da kleine Wirbel nicht gleichzeitig von beiden Sensoren erfasst werden können. Da jedoch auch die höherfrequenten Schwankungen zur Kovarianz und damit zum entsprechenden Stofffluss beitragen, müssen die resultierenden Fehler abgeschätzt bzw. Korrekturen für die nicht gemessenen Beiträge berücksichtigt werden. Jeder Messfehler kann durch eine Transferfunktion dargestellt und der Verlust an hohen Frequenzen deutlich gemacht werden (MOORE, 1986). So kann jeder einzelne Beitrag mittels Transferfunktionen separat korrigiert werden, was jedoch erheblichen Aufwand bedeutet. In der folgenden Abbildung ist beispielhaft die Transferfunktion für den Messfehler der Sensorseparation dargestellt.



**Abbildung 5:** Transferfunktion für den Messfehler der Sensorseparation (Abstand: 0.2 m) für unterschiedliche Windgeschwindigkeiten  $U$ , die waagerechte durchgezogene Linie bei 0.66 markiert den Abfall um  $1/e$  des Signals (nach MOORE, 1986).

Hohe Frequenzen werden stärker gedämpft, je geringer die Windgeschwindigkeit ist. Die Dämpfungen werden markant ( $> 33\%$ ) ab Frequenzen über 0.6 Hz und bei Windgeschwindigkeiten  $\leq 1 \text{ ms}^{-1}$ .

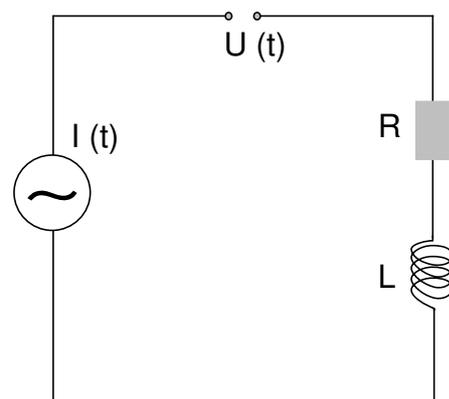
Eine weniger aufwändige Möglichkeit, die Gesamtverluste zu korrigieren bietet das Verfahren nach EUGSTER & SENN (1995). Dieses Korrekturverfahren (im Folgenden mit ES95 bezeichnet) beruht auf einem Analogiemodell aus der Elektronik: einem Wechselstromkreis mit einem Widerstand und einer Spule. Verursacht durch die Induktivität  $L$  der Spule fließt ein phasenverschobener Strom  $I_{0,L}$ . Die Induktivität ist also für eine frequenzabhängige Dämpfung der Amplituden des Stroms und eine Phasenverschiebung zwischen einem ungedämpften (ohne Induktivität) und einem gedämpften (mit Induktivität) Stromkreis verantwortlich.

Die Dämpfung  $D$  wird durch den Term

$$D(f) = \frac{I_{0,L}}{I_{0,L=0}} = \frac{1}{\sqrt{1 + (2\pi f)^2 \cdot L^2}} \quad (24)$$

beschrieben.

Die Induktivität  $L$  eines Stromkreises repräsentiert die Dämpfung des Turbulenzmess-

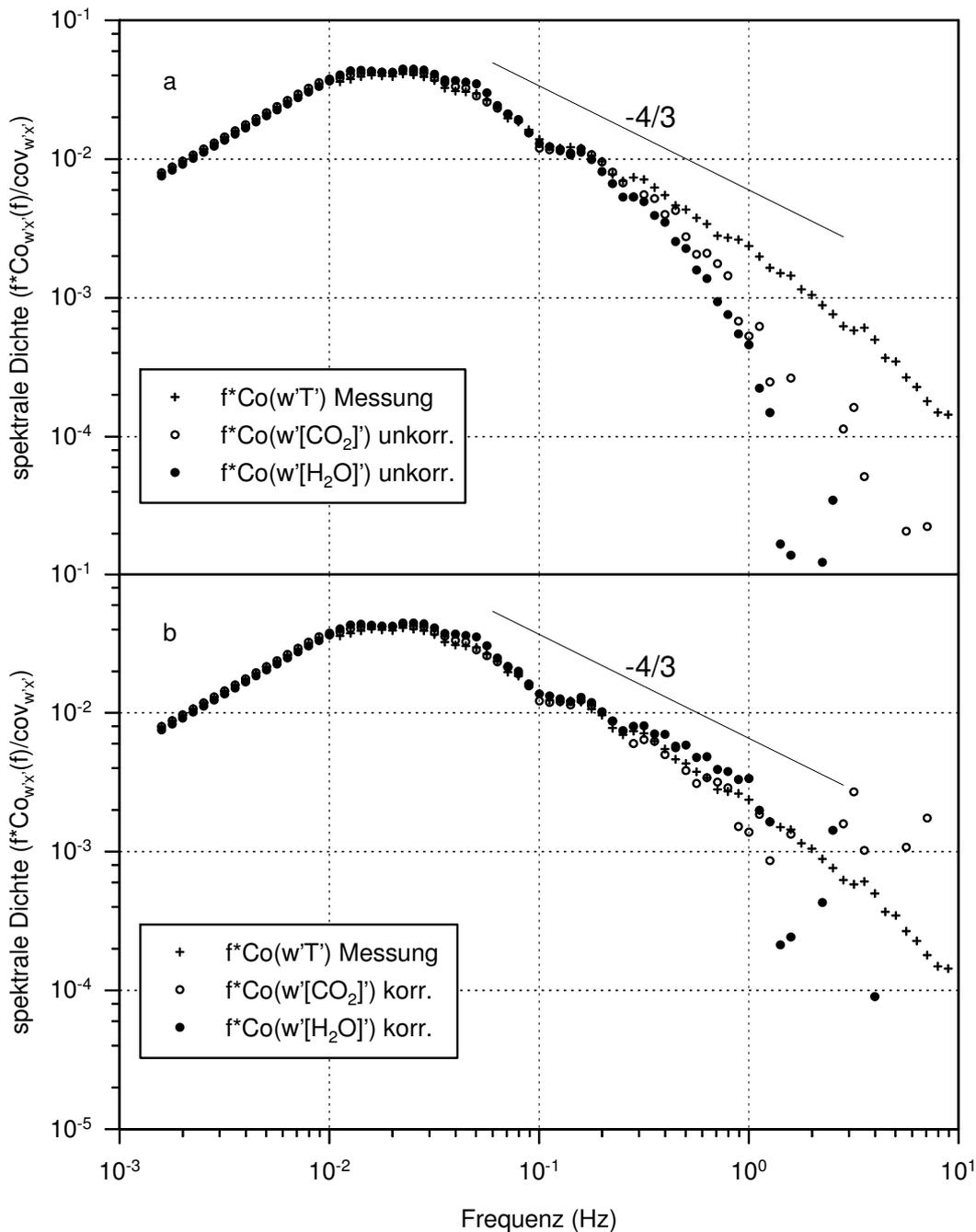


**Abbildung 6:** Wechselstromkreis mit Widerstand  $R$  und Spule  $L$  (nach ES95).

systems und kann aus Spektralanalysen bestimmt werden. Um die Phasenverschiebung zu eliminieren wird statt der gemessenen Zeitreihe die Varianz verwendet, die dazu aus dem Spektrum einer Zeitreihe bestimmt wird. Da sich Spektren ebenso wie Cospektren turbulenter skalarer Größen zueinander ähnlich verhalten (KAIMAL ET AL., 1972; PANOFSKY & DUTTON, 1984), können die Spektren der gedämpften Signale von Wasserdampf und Kohlendioxid mit den Spektren der ungedämpften Signale der Temperatur aus den Ultraschallmessungen verglichen werden. In Abbildung 7a sind die Cospektren von Temperatur und vertikaler Windgeschwindigkeit ( $\text{Co}(w'T')$ ), von  $\text{CO}_2$  und vertikaler Windgeschwindigkeit ( $\text{Co}(w'[\text{CO}_2]')$ ) und von  $\text{H}_2\text{O}$  und vertikaler Windgeschwindigkeit ( $\text{Co}(w'[\text{H}_2\text{O}]')$ ) dargestellt. Das Integral über das Cospektrum entspricht der Kovarianz. Das Cospektrum der Temperatur mit der vertikalen Windkomponente  $w$  entspricht dem ungedämpften, ‚idealen‘ Spektrum, wie es z. B. auch von KAIMAL ET AL. (1972) beschrieben wird. Unter idealen Bedingungen besitzt das Turbulenzspektrum im Inertialbereich<sup>2</sup> eine Steigung von  $-4/3$  (bei doppelt-logarithmischer Auftragung und Multiplikation der spektralen Dichten mit  $f$ ). Die Cospektren von  $\text{CO}_2$  und  $\text{H}_2\text{O}$  mit  $w$  dagegen sind bei Frequenzen ab 0.3 Hz ( $\text{H}_2\text{O}$ ) bzw. ab 0.5 Hz ( $\text{CO}_2$ ) gedämpft. Mit Hilfe des Vergleichs von gedämpften Cospektren mit ungedämpften Cospektren des fühlbaren Wärmestroms können nun Induktivitäten bestimmt werden, die für eine Korrektur der gedämpften Cospektren wie folgt genutzt werden können:

---

<sup>2</sup>Als Inertialbereich wird der Bereich des atmosphärischen Spektrums bezeichnet, in dem weder Energie produziert noch dissipiert wird, sondern nur Energie an kleinere Wirbel weitergegeben wird.



**Abbildung 7:** Mit der Frequenz multiplizierte und auf 1 normierte mittlere Cospektren aus Messungen am Turm im Weidenbrunnen in 32 m Höhe vom 2.7.1997 von 11:30 – 16:30 Uhr für Temperatur ( $f \cdot Co(w'T')$ ),  $CO_2$  ( $f \cdot Co(w'[CO_2]')$ ) und  $H_2O$  ( $f \cdot Co(w'[H_2O]')$ ), a: unkorrigiert, b: korrigiert.

In Abbildung 7b sind die mit dem Verfahren nach ES95 korrigierten Cospektren von  $CO_2$  und  $H_2O$  mit  $w$  im Vergleich zu dem bereits in Abbildung 7a dargestellten Cospektrum der Temperatur mit  $w$  wiedergegeben. Für  $CO_2$  wurde  $L = 0.2$ , für  $H_2O$   $L = 0.4$  verwendet. Ab Frequenzen über ca. 0.3 Hz werden die Datenpunkte an das Temperaturspektrum angeglichen. Oberhalb von 3 Hz ist nur noch ein Teil der Datenpunkte sichtbar, wobei

sich einige oberhalb des ‚idealen‘ Spektrums befinden, die anderen liegen unterhalb des dargestellten Bereichs und sind mitunter negativ. Die starken Schwankungen und Vorzeichenwechsel der Cospektren von  $w'[CO_2]'$  und  $w'[H_2O]'$  im hochfrequenten Bereich deuten darauf hin, dass die Messgrößenpaare nicht mehr in Phase sind, was durch das Phasenspektrum bestätigt wird. Der Gasanalysator ist also nicht in der Lage die hochfrequenten Fluktuationen aufzulösen, das Signal besteht vielmehr aus weißem Rauschen und liefert somit keinen Beitrag zum Fluss. Da die  $CO_2$ - und  $H_2O$ -Konzentrationen an den linearisierten Ausgängen des Gasanalysators nur mit 5 bzw. 3 Hz ausgegeben werden, ist dieses Verhalten nicht überraschend. Auf die Erfassung der nicht-linearisierten Ausgänge wurde jedoch verzichtet, da der Beitrag zum Fluss aus dem Frequenzbereich über 3 Hz im dargestellten Fall lediglich 0.3 % beträgt und den erheblich größeren technischen Aufwand bei der Datenerfassung wie auch bei der Auswertung nicht rechtfertigen würde.

Die Korrektur bewirkt im Zeitraum von 11:30 Uhr bis 16:30 Uhr eine Vergrößerung des  $CO_2$ -Flusses um 2.5 % und des  $H_2O$ -Flusses um 6.5 %. Sofern am Messsystem keine Änderungen vorgenommen werden, genügt es theoretisch, die Induktivitäten  $L$  einmalig zu bestimmen. Dann kann anhand von  $L$  ein Korrekturfaktor  $\xi$  bestimmt werden, mit dem der gemessene gedämpfte Fluss in Abhängigkeit von der atmosphärischen Stabilität korrigiert wird.

Nach ES95 lautet der Korrekturfaktor  $\xi$  für neutrale und labile Bedingungen ( $-2 \leq \zeta \leq 0$ ,  $\zeta = z_m - d/L$ , Stabilitätsparameter, siehe Kap. 2.4.6):

$$\xi = \alpha \cdot \arctan \left[ \beta \cdot \ln \left( \frac{z}{\bar{u} \cdot L} + 1 \right) + \gamma \right]. \quad (25)$$

$\alpha$ ,  $\beta$  und  $\gamma$  sind Koeffizienten, die von ES95 durch Regressionen bestimmt wurden. Für stabile Bedingungen ( $0 < \zeta \leq 2$ ) gilt:

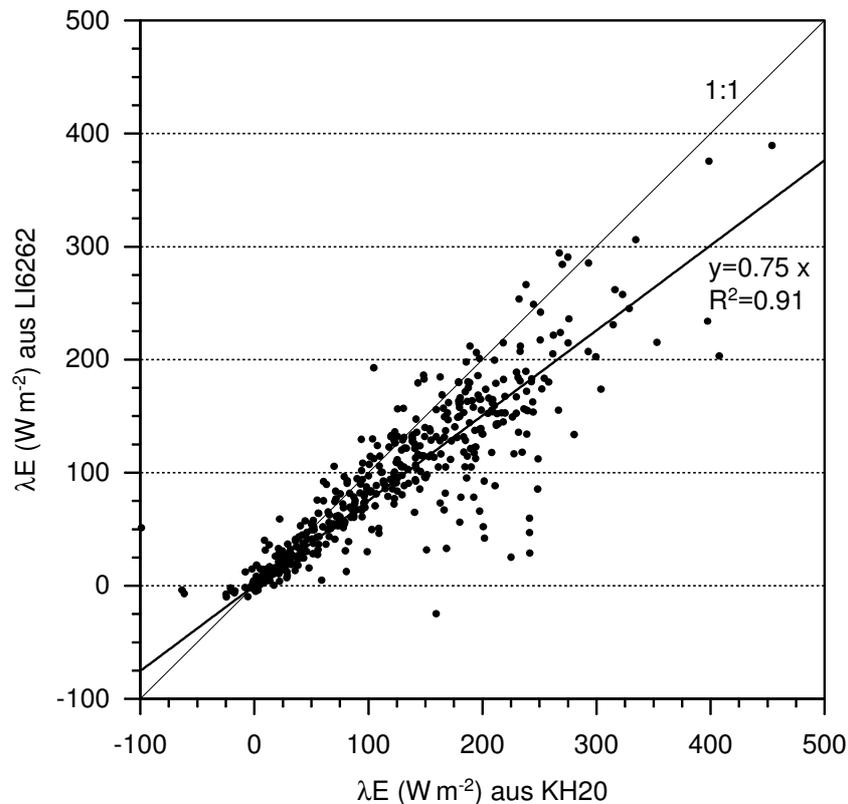
$$\xi = \frac{3}{\sqrt{6}} \cdot \frac{z}{\bar{u}} \cdot \frac{\sqrt{6} \cdot z/\bar{u} - 4\pi L n_o}{3(z/\bar{u})^2 - 8\pi^2 L^2 n_o^2}. \quad (26)$$

In der Praxis hat es sich gezeigt, dass hohe Frequenzen in den Spektren im Lauf der Zeit insbesondere beim Wasserdampf zunehmend stärker gedämpft waren. Dies konnte durch wiederholte Reinigung des Ansaugschlauches und durch regelmäßigen Filtertausch reduziert werden. Trotzdem mussten die verwendeten Induktivitäten nach ca. einem Jahr Messungen von 0.2 auf 0.3 beim  $CO_2$  bzw. von 0.4 auf 0.5 beim  $H_2O$  erhöht werden.

Auch diese Korrekturen können auf die Mittelwerte der Flüsse angewendet werden.

Der von MANGOLD im Juli und August 1998 am Turm im Weidenbrunnen mit einem Krypton-Hygrometer (KH20, open-path-Analysator) gewonnene Datensatz (unveröffentlicht) wurde zu Vergleichen mit den Verdunstungsmessungen aus dem LI-6262 herangezogen. Das Krypton-Hygrometer hat einen offenen Messpfad und damit nicht den Nachteil der Dämpfung der Signale in einem Ansaugschlauch. Die Absorption von UV-Strahlung

wird über einen Messpfad von ca. 1 cm bestimmt. Durch Taubildung und Niederschlag ist der Messpfad jedoch häufig beeinträchtigt. So gilt das Krypton-Hygrometer als ‚Schönwettermessgerät‘ und ist für den Dauereinsatz nicht geeignet. Es kann jedoch davon ausgegangen werden, dass der unter niederschlagsfreien Bedingungen mit dem Krypton-Hygrometer gemessene Verdunstungsfluss dem realen Fluss näher kommt als der mit dem geschlossenen System mit dem LI-6262-Analysator gemessene. Der Vergleich hat gezeigt (Abb. 8), dass der latente Wärmefluss aus den LI-6262-Messungen auch nach Korrekturen um ca. 20 – 25 % geringer ist als der mit dem Krypton-Hygrometer bestimmte. Die Unterschätzung nimmt mit der Flussdichte zu.



**Abbildung 8:** Halbstundenmittelwerte des latenten Wärmeflusses aus den Messungen des LI-6262-Gasanalytators ( $\lambda E$  aus LI-6262) gegen die Halbstundenmittel des Krypton-Hygromters ( $\lambda E$  aus KH20). Dargestellt ist zusätzlich die lineare Regression und die 1:1-Linie.

Deshalb wurde auf alle Verdunstungsdaten zusätzlich noch eine Korrektur (abhängig von der Größe des Flusses:  $\lambda E_{neu} = \lambda E_{alt} \cdot (1.061 + \lambda E_{alt} \cdot 0.0014)$ ) angewandt. Dies entspricht auch den Ergebnissen von GOULDEN ET AL. (1996), die eine Unterschätzung der Evapotranspiration von ca. 20% durch Adsorptions- und Desorptionsprozesse der Schlauchwandung und damit eine Dämpfung der hohen Frequenzen ab  $f > 0.2$  Hz feststellten. Da die ES95-Korrektur vor allem bei hohen Frequenzen wirksam ist, kann die noch vorhandene Unterschätzung durch Verluste im niederfrequenten Bereich verursacht sein.

### 3 Beschreibung der meteorologischen Parameter

Neben den Turbulenzmessungen wurden während des Messzeitraumes direkt am Turm bzw. in dessen unmittelbarer Umgebung und im sich nord-westlich befindenden Pflanzgarten verschiedene meteorologische Messungen zur Charakterisierung der Witterung und pflanzenphysiologische Messungen durchgeführt. Zu den gemessenen Parametern zählen:

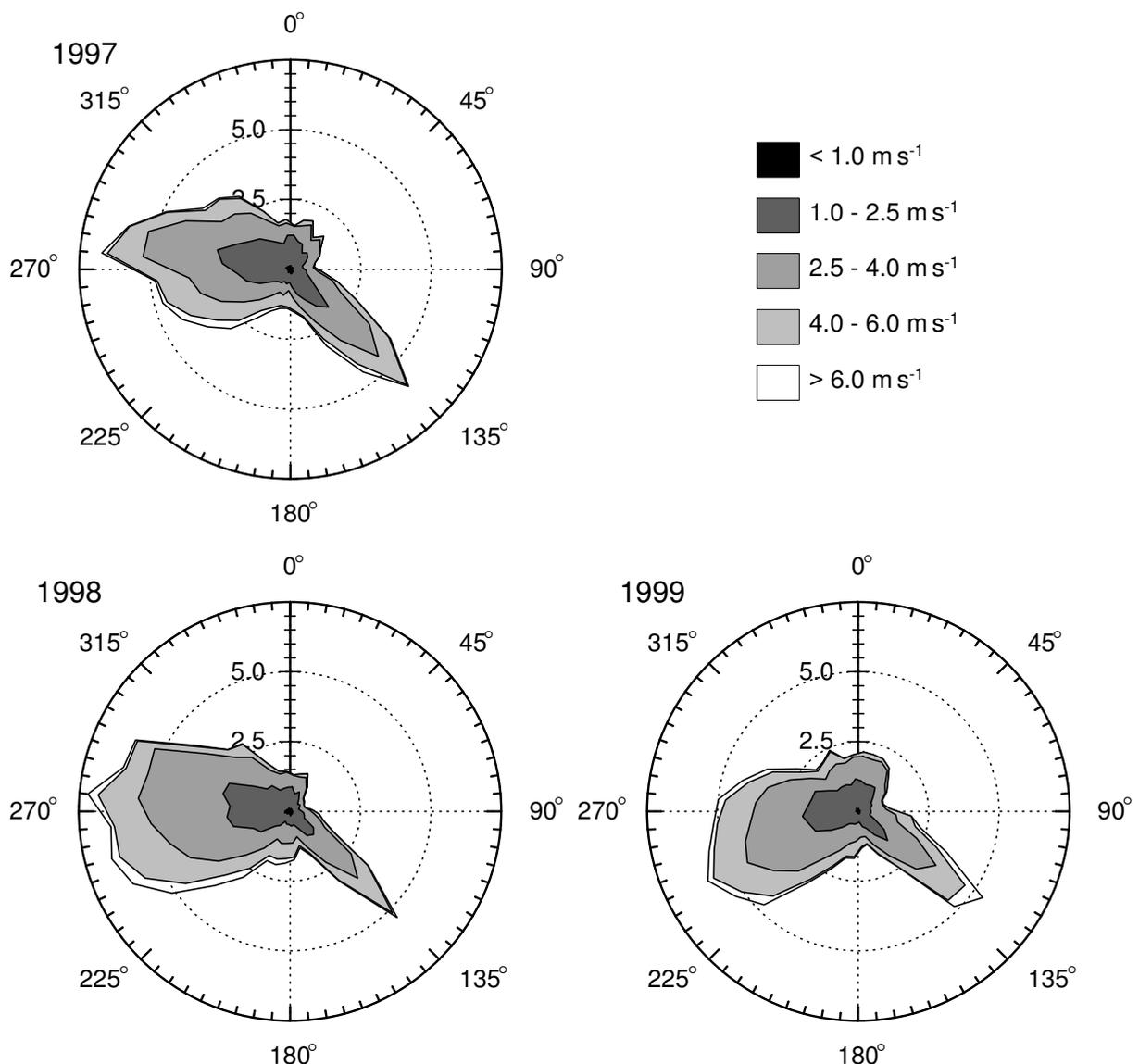
- Strahlungsbilanz  $R_n$
- Globalstrahlung  $R_g$
- Reflexstrahlung  $R_r$
- diffuse Himmelsstrahlung  $R_d$
- photosynthetisch aktive Strahlung  $PAR$
- Temperatur in mehreren Höhen am Turm  $T_a, \vartheta_a$
- Luftfeuchte in mehreren Höhen am Turm  $RH$
- Windgeschwindigkeit in mehreren Höhen am Turm  $U$
- Windrichtung  $WR$
- Niederschlag  $Nd$
- Bodenwärmestrom  $G$
- Bodentemperaturen in mehreren Tiefen  $\vartheta_g$  (1 cm bis 64 cm)
- Luftdruck  $p$
- $CO_2$ -Konzentrationen in 4 Höhen im und 2 Höhen über dem Bestand [ $CO_2$ ]
- $H_2O$ -Konzentrationen in 4 Höhen im und 2 Höhen über dem Bestand [ $H_2O$ ] (temporär)
- Xylemflüsse  $E_T$  (temporär)
- Bodenfeuchte
- Schneehöhe  $SH$
- Stammzuwachs  $dXyl$
- Stammtemperaturen  $T_b$

Messungen der meteorologischen Parameter wie Strahlungsbilanz, Bodenwärmestrom und der Speicherterme aus den Temperatur- und Feuchteprofilen und den Biomassetemperaturen sind beispielsweise erforderlich, um alle Terme der Energiebilanz zu erfassen. Weiterhin sind z. B. die Globalstrahlung bzw. die photosynthetisch aktive Strahlung, die diffuse Himmelsstrahlung, Lufttemperatur und Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und der Niederschlag von Interesse, um Reaktionen des Bestandes auf Umgebungsparameter zu erkennen, aber auch um die Kovarianzmessungen zu korrigieren (insbesondere den Wärmefluss und den  $CO_2$ -Fluss bzgl.  $CO_2$ -Speicherung im Bestand, siehe Kap. 3.6). Mit Hilfe der Globalstrahlung bzw. der photosynthetisch aktiven Strahlung als Hauptantrieb der Photosynthese kann z. B. die photosynthetische Aufnahme von  $CO_2$  parametrisiert werden, falls Messwerte fehlen. Auch sind viele dieser Parameter notwendig, um Ein-

gangsdaten für Modelle zu liefern, die den Kohlendioxid- und Wasserdampfaustausch von Pflanzenbeständen simulieren.

### 3.1 Wind

Den Windstatistiken liegen Halbstundenmittelwerte von Windrichtung und Windgeschwindigkeit des Ultraschallanemometers zugrunde. Bei Ausfall des Ultraschallanemometers wurden Daten der Windfahne und des Schalenkreuzanemometers (in gleicher Höhe am Turm) herangezogen. Letztere sind im Winter durch Vereisung jedoch häufiger nicht verfügbar.



**Abbildung 9:** Windstatistik für die Messstation Weidenbrunnen im Fichtelgebirge (32 m Höhe) für die Jahre 1997 (links oben), 1998 (links unten), 1999 (rechts unten).  $0^\circ$  entspricht Nord,  $90^\circ$  entspricht Ost,  $180^\circ$  entspricht Süd,  $270^\circ$  entspricht West.

Wie aus der Windstatistik (Abb. 9) deutlich wird, herrschen an der Messstation Weidenbrunnen Westwinde vor. Ein zweites Windrichtungsmaximum tritt im Südosten auf. Die Variabilität zwischen den Jahren ist nur schwach ausgeprägt. Trotz der Mittelgebirgslage sind die mittleren Windgeschwindigkeiten relativ gering. Werte über  $5 \text{ m s}^{-1}$  treten im Winter zu 18.1 %, im Sommer nur zu 4.8 % auf. Im Sommer sind die Windgeschwindigkeiten generell niedriger, das Maximum der Häufigkeitsverteilung liegt im Sommer bei  $2.5 \text{ m s}^{-1}$ , im Winter bei  $2.9 \text{ m s}^{-1}$ . Insgesamt ist die Verteilung der Windgeschwindigkeitsklassen im Winter breiter. Die Häufigkeit der Westwindlagen entspricht der allgemein vorherrschenden Zirkulation in Mitteleuropa und damit den langjährigen Klimazeitreihen (EIDEN, 1989). Bei Ostlagen wird die Strömung durch die lokale Topographie (siehe Abb. 1) kanalisiert; deshalb tritt ein zweites ausgeprägtes Maximum aus südöstlichen Richtungen auf. Dieser Kanalisierungseffekt wird bestätigt, wenn die Windstatistik des Ochsenkopfes (EIDEN, 1989) betrachtet wird, wo nur das Windrichtungsmaximum in westlicher Richtung auftritt. Im Jahr 1998 sind Westwetterlagen häufiger als in 1997, was sich auch in der Niederschlagsstatistik zeigt (Abb. 10); bei Ostlagen herrschen im allgemeinen trockene, im Winter meist sehr kalte Witterungsbedingungen vor.

### 3.2 Niederschlag

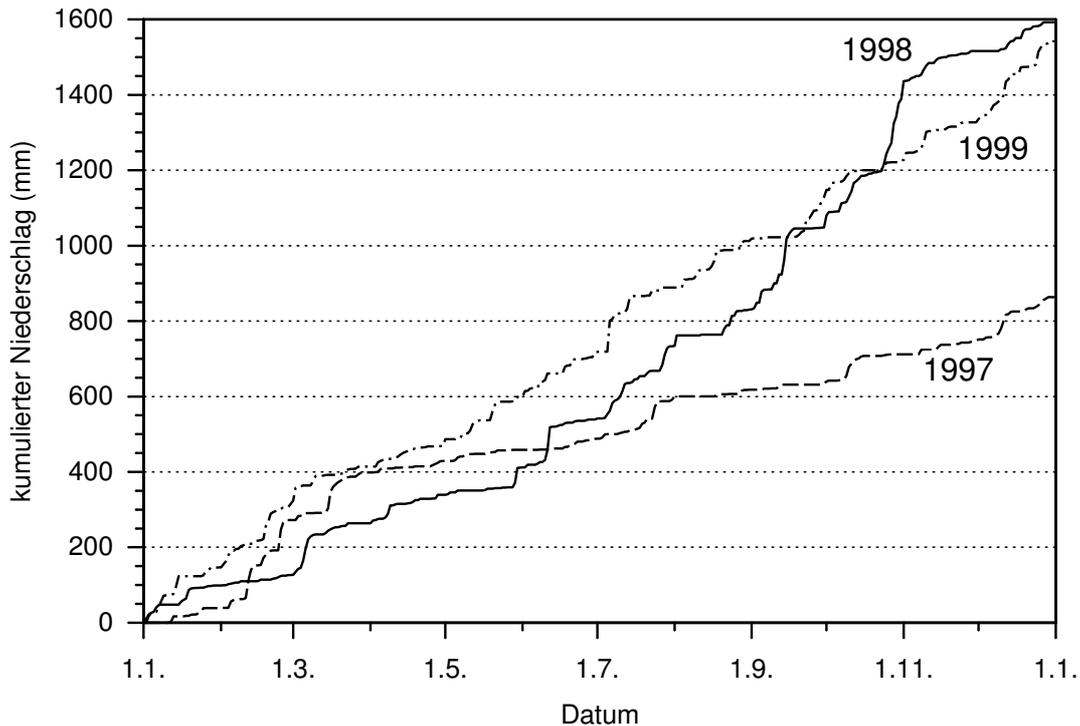
Die am Pflanzgarten gemessenen Niederschlagssummen sind während der Wintermonate unzuverlässig, da der Messfehler bei festem und Mischniederschlag von Schnee und Wasser zwischen 30 und 70 % erreichen kann (RICHTER, 1995). Die zuverlässig gewarteten Niederschlagsmessungen an der Station Weißenstadt des Deutschen Wetterdienstes müssen als Bezugswert herangezogen werden. Die Monatssummen können für diese Monate im Mittel aus den Daten der Station Weißenstadt durch Erhöhung um 11 % rekonstruiert werden (FOKEN, 2001a, 2001b). Benetzungs- und Windfehler müssen nach RICHTER (1995) mit einer Größenordnung von im Mittel 12 % im Gebirge für quantitative hydrologische Untersuchungen zusätzlich berücksichtigt werden. Die im Folgenden diskutierten Niederschlagssummen beruhen auf Messungen am Pflanzgarten einschließlich Korrekturen.

Das Jahr 1997 unterscheidet sich von den beiden anderen Jahren hinsichtlich der Niederschlagsverhältnisse sehr stark (Abb. 10). 1997 war mit 864 mm Jahresniederschlag außergewöhnlich trocken (mittlerer Jahresniederschlag: 1050 mm, siehe Kap. 2.1.2), die Jahre 1998 und 1999 mit nahezu 1600 mm bzw. 1542 mm sehr feucht.

Im Jahr 1997 waren insbesondere die Frühjahrsmonate sehr trocken (30 mm/Monat im Mittel von April bis Juni). Die hohe Niederschlagssumme im Februar scheint eher überschätzt, da hier die Korrekturen prozentual sehr hoch waren. In den Monaten August und September fiel ebenfalls extrem wenig Niederschlag (26 bzw. 16 mm). Nur im Juli tra-

ten mit 104 mm dem langjährigen Mittel der Normalperiode 1961 bis 1990 entsprechende (FOKEN, 2001a) Niederschläge auf, jedoch erheblich weniger als in den beiden anderen Jahren im Juli (195 bzw. 171 mm). Juli und Dezember (116 mm) waren insgesamt die niederschlagsreichsten Monate des Jahres.

Die Jahre 1998 und 1999 zeichnen sich durch moderate Niederschläge zu Beginn des Jahres aus.



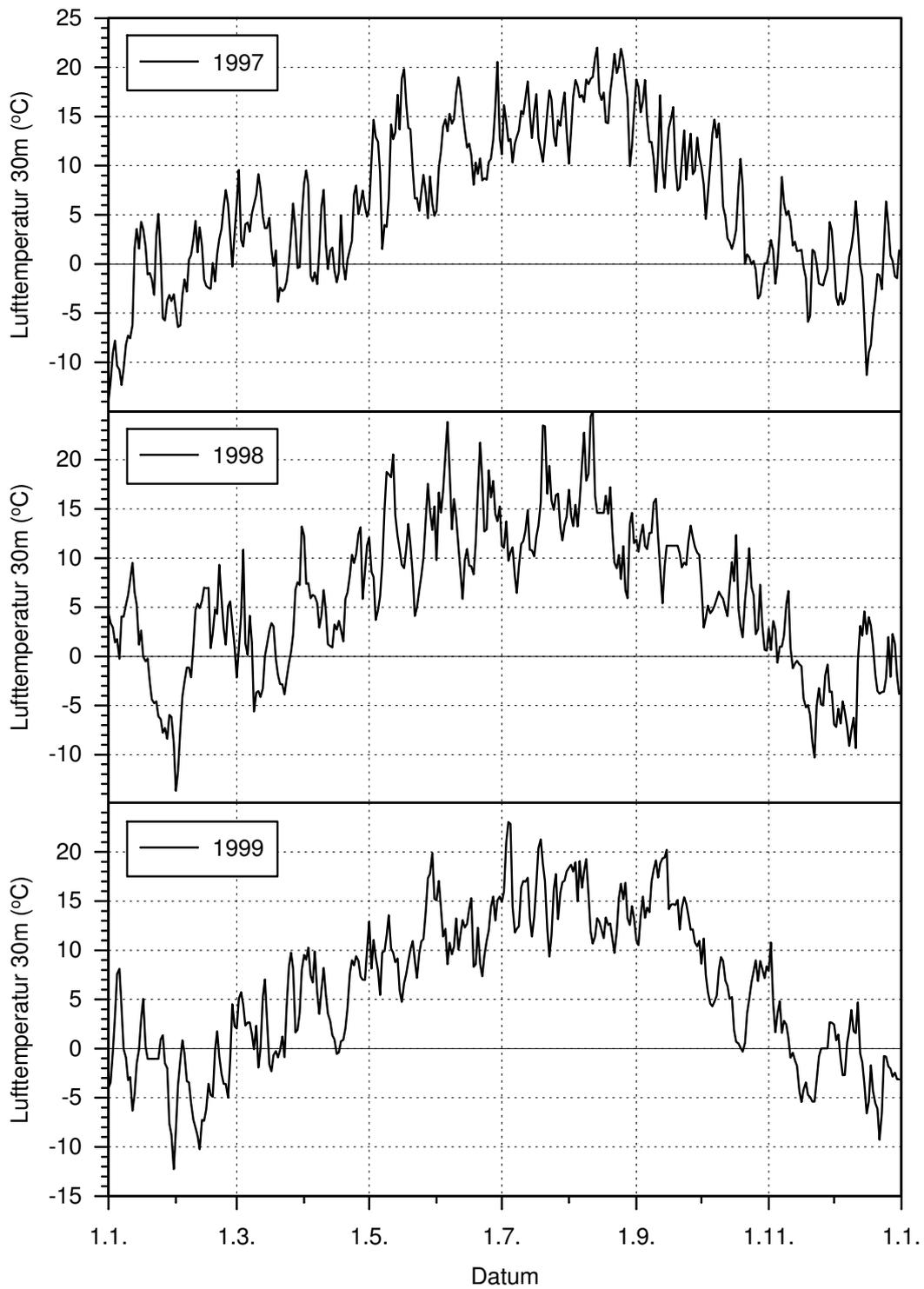
**Abbildung 10:** Kumulierter Jahresniederschlag für die Jahre 1997 (strichliert), 1998 (durchgezogen), 1999 (strich-punktiert).

Der Februar und die Frühjahrsmonate des Jahres 1998 waren insgesamt eher trocken. Ergiebige Niederschläge traten in 1998 im Juli mit 195 mm (davon allein 82 mm am 6.7.) und im September mit 218 mm auf. Der Monat Oktober war der regenreichste Monat dieses Jahres mit 341 mm. Die Wintermonate erhielten vergleichsweise wenig Niederschlag. Die Variabilität ist im Jahr 1999 nicht so ausgeprägt; außer im April betragen die Monatssummen des Niederschlags mindestens 95 mm. Das Frühjahr war insgesamt etwas trockener als in 1998. Der niederschlagsreichste Monat des Jahres war der Juli mit 171 mm, von Mai bis September betragen die Monatssummen durchgehend mehr als 115 mm.

### 3.3 Temperaturen

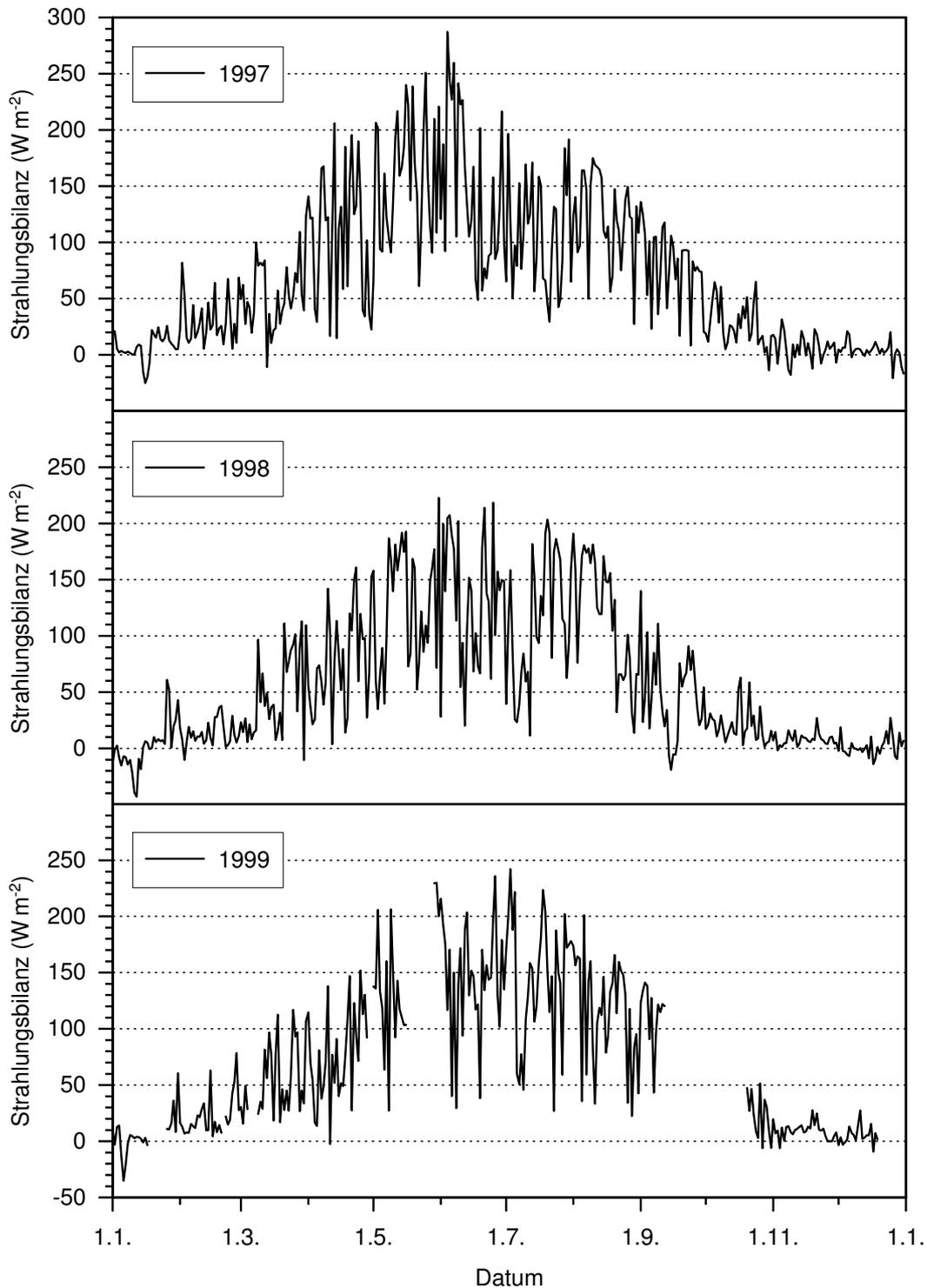
Bezüglich der Jahresmittelwerte unterscheiden sich die drei betrachteten Jahre nicht, sie betragen 1997 6.2°C, 1998 und 1999 jeweils 6.3°C, was gegenüber dem Normalwert der

Periode 1994 – 1999 (FOKEN, 2003) um mehr als 1 K erhöht ist. Im Jahr 1997 war der Januar sehr kalt ( $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$  im Mittel), die Frühjahrsmonate eher warm und die Sommermonate moderat. Das Jahr 1998 zeichnet sich durch ein sehr warmes Frühjahr aus, die Sommer- und Herbstmonate waren eher kühl, obwohl gelegentlich kurze Perioden mit Tagesmitteltemperaturen über  $20\text{ }^{\circ}\text{C}$  auftraten. Die Wintermonate des Jahres 1999 waren sehr kalt (Januar, Februar und Dezember im Mittel jeweils unter  $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), im Frühjahr herrschten durchschnittliche Temperaturen vor. Im Juli, September und Oktober wurden die höchsten Monatsmittel im Vergleich mit den anderen Jahren erreicht. Anhaltender Frost trat in 1997 zum letzten Mal am 20.4. auf, wogegen die Tagesmitteltemperatur in 1998 am 25.3. zum letzten Mal unter  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  lag. 1999 traten am 16. und 17.4. nochmals zwei Tage mit Tagesmitteln unter  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  auf nach einer ca. 20tägigen warmen Periode vom 25.3. bis 11.4. Der Beginn der Vegetationsperiode (Tagesmitteltemperatur über  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) unterschied sich zwischen den betrachteten Jahren kaum, sie begann in 1997 am 24.4., in 1998 am 20.4. und 1999 am 22.4. Allerdings war die Dauer der Vegetationszeiten deutlich unterschiedlich zwischen den Jahren und auch erheblich länger als mit 100 bis 130 Tagen aus der Literatur bekannt (Kap. 2.1.2). So endete sie in 1997 am 11.10. und betrug damit 171 Tage, im Unterschied zu 1998, wo die Tagesmitteltemperatur bereits ab 2.10. unter  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$  lag und so die Dauer der Vegetationszeit auf 165 Tage beschränkte. Das Jahr 1999 hatte mit 177 Tagen die längste Vegetationsperiode, sie endete am 15.10.



**Abbildung 11:** Tagesmittel der Lufttemperatur über dem Bestand (30 m) für die Jahre 1997 (oben), 1998 (Mitte), 1999 (unten).

### 3.4 Strahlung



**Abbildung 12:** Tagesmittel der Strahlungsbilanz  $R_n$  für die Jahre 1997 (oben), 1998 (Mitte), 1999 (unten).

Die Strahlungsbilanz  $R_n$  wurde ab Juni 1997 mit einem Radiometer nach Schulze-Däke (*Dr. Lange GmbH*, Berlin) erfasst (davor mit einem Radiometer nach Schenk). Die Jahresgänge der Strahlungsbilanz zeigen den typischen Verlauf mit Tagesmittelwerten nahe Null

oder negativ im Winter und zum Sommer hin zunehmende Werte auf bis zu  $270 \text{ W m}^{-2}$  im Jahr 1997. Entsprechend hohe Werte der Strahlungsbilanz traten in den Jahren 1998 und 1999 aufgrund der vermehrten und stärkeren Bewölkung nicht auf. Wegen häufigeren Ausfällen des Strahlungsbilanzgebers speziell bei Frost wird im Folgenden die Globalstrahlung ( $R_g$ ) als Bezugsgröße verwendet, mit der die Strahlungsbilanz eng korreliert. Bei Betrachtung der Monatsmittel wird deutlich, dass sich das Strahlungsangebot in den Sommermonaten nicht stark unterscheidet. So beträgt die maximale Differenz der Monatssummen zwischen 1997 und 1998 in den Monaten April bis August lediglich 4%. Ab September war das Strahlungsangebot in 1998 durchweg am geringsten mit Differenzen von im Mittel 46% gegenüber den anderen Jahren. Im Juli 1999 war das Strahlungsangebot trotz insgesamt ergiebigem Niederschlag gegenüber den beiden anderen Jahren um etwa 20% erhöht und im August um etwa 12% reduziert. Während der Vegetationszeit (Kap. 3.3) war das Strahlungsangebot in 1997 mit im Mittel  $181 \text{ W m}^{-2}$  am höchsten, in 1998 mit  $176 \text{ W m}^{-2}$  am geringsten. Die Monatsmittelwerte der Globalstrahlung betrugen für die Monate April bis September  $187 \text{ W m}^{-2}$  in 1997,  $172 \text{ W m}^{-2}$  in 1998 und  $181 \text{ W m}^{-2}$  in 1999. Jahresmittelwerte betrugen  $115 \text{ W m}^{-2}$  in 1997,  $108 \text{ W m}^{-2}$  in 1998 und  $113 \text{ W m}^{-2}$  in 1999.

Die photosynthetisch wirksame Strahlung  $PAR$  im Wellenlängenbereich von  $0.4$  bis  $0.7 \mu\text{m}$  korreliert linear mit der Globalstrahlung, wird jedoch wegen häufigen Wechsels der Sensoren mit unterschiedlichen Empfindlichkeiten hier nicht betrachtet, es konnte folgender Zusammenhang mit zuverlässigen Messdaten bestimmt werden:  $PAR$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ )  $\cong 2.2 \pm 9.0 \cdot R_g$  ( $\text{W m}^{-2}$ ).

### 3.5 Bodenwärmestrom und Speicherterme

Der Bodenwärmestrom  $G_{HFP}$  wurde mit sechs Bodenwärmestromplatten (*Rimco, McVan Instruments, Australien*) gemessen, die im Bestand so verteilt wurden, dass die Heterogenität des Waldes annähernd repräsentiert wurde.  $G_{HFP}$  wurde als einfacher Mittelwert aller Einzelmessungen der sechs Platten gebildet. Da sich die Bodenwärmestromplatten in einer Tiefe von  $5 \text{ cm}$  befanden, muss die Energiespeicherung  $G_P$  in der sich darüber befindenden Bodenschicht berücksichtigt werden. Diese wurde mit Hilfe des Bodentemperaturprofils bestimmt:

$$G_P = \int_{0\text{cm}}^{5\text{cm}} \rho_g c_g \cdot \frac{d\vartheta_g}{dt} dz \quad . \quad (27)$$

Das Integral der zeitlichen Änderung der Bodentemperatur  $\vartheta_g$  über die Tiefe  $z$  wird approximiert durch die Summation der Temperaturänderungen in den Schichten  $0 \text{ cm}$  bis  $5 \text{ cm}$ . Für die volumetrische Wärmekapazität  $\rho_g c_g$  wurde ein mittlerer Wert angenommen.

Der Bodenwärmestrom  $G$  setzt sich dann wie folgt zusammen:  $G = G_{HFP} + G_P$ .

Über unbewachsenen Oberflächen sind im Allgemeinen keine Speicherterme zwischen der Messhöhe und der Bodenoberfläche zu berücksichtigen. In hohen Waldbeständen kann es jedoch zur Speicherung von Energie unterhalb der Messebene sowohl in der Luft ( $S_A$ ), in Form von Wasserdampf ( $S_W$ ) und auch in der Biomasse ( $S_B$ ) kommen. Zusätzlich findet durch Photosynthese Energieumsetzung für die Kohlenstofffixierung statt (metabolische Wärme  $S_C$ ). Die Änderung des Wärmegehalts eines Volumens ist gleichbedeutend mit dem Fluss aus der Speicherung. Die Bestimmung erfolgte aus Messungen der Lufttemperaturen, der Luftfeuchte und der Biomassentemperaturen:

Für die Wärmeänderung der Luft  $S_A$  gilt:

$$S_A = \rho c_p \int_0^{h_c} \frac{dT_a}{dt} dz \quad . \quad (28)$$

$T_a$  repräsentiert die Lufttemperatur in 2 m Höhe.

Analog gilt für die Luftfeuchte:

$$S_W = \rho \lambda \int_0^{h_c} \frac{dq}{dt} dz \quad . \quad (29)$$

$q$  ist die spezifische Feuchte in 2 m Höhe.

Für den Energiespeicher in der Biomasse gilt:

$$S_B = \int_0^{h_c} C(z) \frac{dT_b(z)}{dt} dz + c_m M_{can} \frac{dT_C}{dt} \quad , \quad (30)$$

wobei der erste Term der Gleichung die Wärmespeicherung der Stämme, der zweite Term die Wärmespeicherung der Zweige und Blätter repräsentiert. Zweig- und Blattbiomasse reagieren nahezu sofort auf Änderungen der Lufttemperatur (MOORE & FISCH, 1986). Repräsentativ für die Temperatur der Biomasse  $T_C$  wird dafür der Mittelwert aus Strahlungstemperatur ( $T_{rad}$ ) und Lufttemperatur in 2 m ( $T_{2m}$ ) Höhe bestimmt:  $T_C = (T_{rad} + T_{2m})/2$ . Die Strahlungstemperatur  $T_{rad}$  lässt sich aus der langwelligen Ausstrahlung der Oberfläche bestimmen. Die Stammtemperaturen ( $T_b$ ) wurden an der Nordseite von 10 Fichten in ca. 50 m Entfernung vom Messturm in ca. 2 cm Stammtiefe mit Thermoelementen (R. Zimmermann, unveröffentlicht) bestimmt.

Die metabolische Wärme berechnet sich aus dem  $\text{CO}_2$ -Fluss  $\overline{w'\rho'_C}$  und der Umwandlungsenergie der Photosynthese  $\mu$  (OKE, 1987):

$$S_C = -\mu \overline{w'\rho'_C} \quad . \quad (31)$$

Zur Veranschaulichung der Größenordnung der Speicherterme werden in Abbildung 13 exemplarisch monatliche mittlere Tagesgänge für Sommer- und Wintermonate der Größen

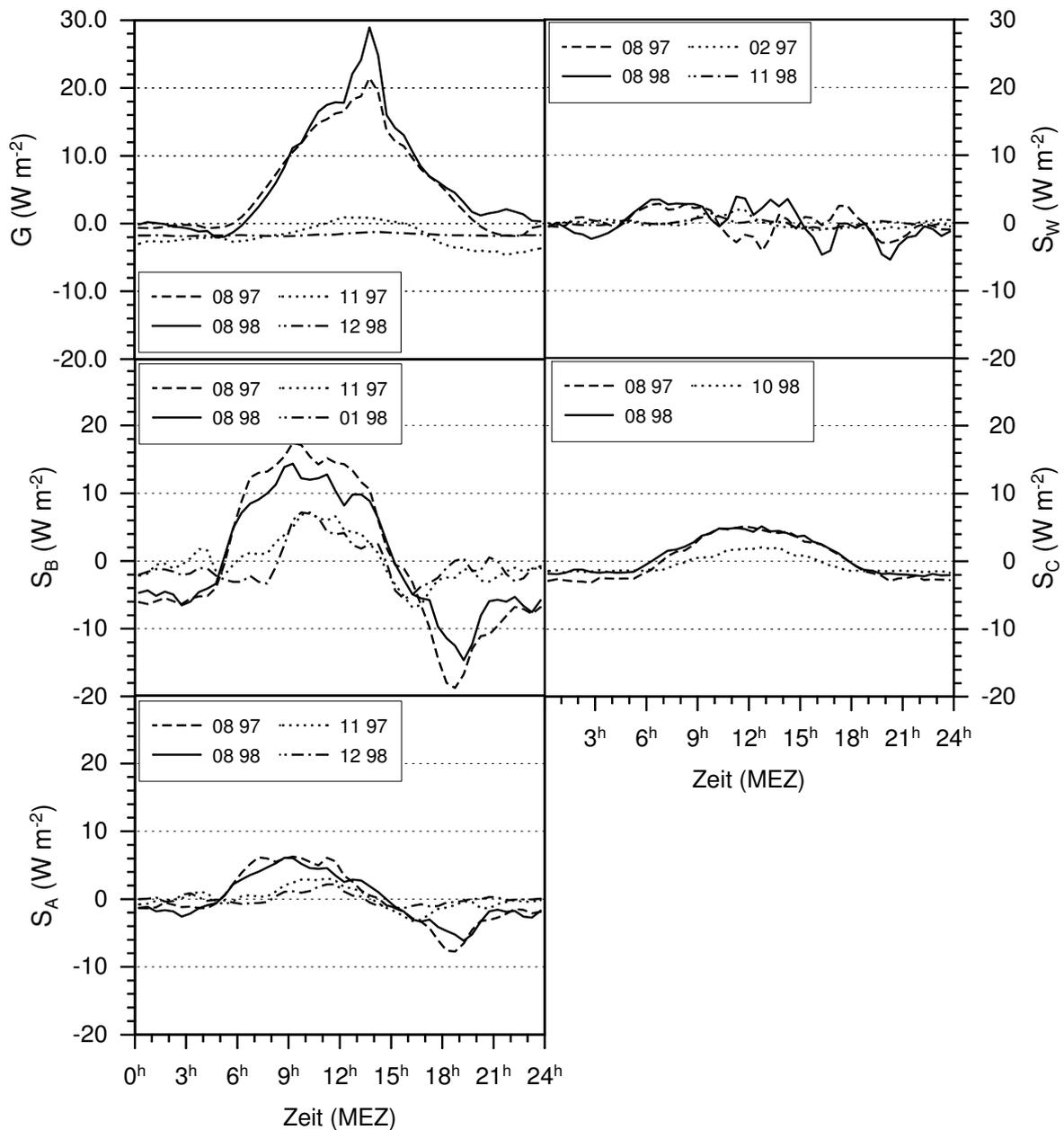
Bodenwärmestrom  $G$ , Wärmestrom aus der Biomasse  $S_B$ , der Luft  $S_A$ , aus Speicherung in Form von Wasserdampf  $S_W$  (latente Wärme) und aus der Umwandlungsenergie der Photosynthese  $S_C$  dargestellt.

Beim Bodenwärmestrom ist auffallend, dass der Tagesgang auch in den Sommermonaten im Vergleich zu niedriger Vegetation oder unbedecktem Boden gering ist; die maximale Amplitude beträgt im August 1998  $17 \text{ W m}^{-2}$ . In den Sommermonaten wird der Bodenwärmestrom selten negativ. Die Tagesmaxima sind gegenüber der Strahlungsbilanz um ca. eine Stunde verschoben. In den Wintermonaten ist der Tagesgang des Bodenwärmestroms stark gedämpft, bei Schneebedeckung wie im Dezember 1998 ist kein Tagesgang mehr vorhanden.

Der Wärmestrom aus dem Biomassenspeicher hat eine höhere Tagesamplitude, Maximalwerte betragen auch im Winter bis zu  $8 \text{ W m}^{-2}$ . Der Energiefluss aus dem Biomassenspeicher ist somit insgesamt der größte der Speicherterme und darf deshalb zumindest auf Tagesbasis nicht vernachlässigt werden.

Der Wärmestrom aus in Wasserdampf gespeicherter Energie innerhalb des Bestandes beträgt im Mittel nicht mehr als  $5 \text{ W m}^{-2}$ .

Auch die Energie, die für die Photosynthese verbraucht wird bzw. bei der Respiration freigesetzt wird, ist sehr klein und wird deshalb in den meisten Betrachtungen zur Energiebilanz vernachlässigt.



**Abbildung 13:** Monatsliche mittlere Tagesgänge für die Größen Bodenwärmestrom  $G$ , Fluss aus dem Biomassenspeicher  $S_B$ , aus der Luft  $S_A$ , aus Speicherung in Form von latenter Wärme  $S_W$  und aus der Umwandlungsenergie der Photosynthese  $S_C$  (alle in  $W m^{-2}$ ) exemplarisch für ausgewählte Sommer- und Wintermonate.

Insgesamt ist festzustellen, dass die Summe der Speicherterme im Mittel (Median) lediglich 10.3% (August 1997), bzw. 8.7% (August 1998) der Strahlungsbilanz ausmacht. Dies bedeutet, dass trotz einer mittleren Bestandeshöhe von 19 m und hohem Blattflächenindex vergleichsweise wenig Energiespeicherung stattfindet. Allerdings können Ungenauigkeiten bei den Berechnungen auftreten, da die Temperatur- und Feuchteverhältnisse nicht in ausreichender vertikaler Auflösung gemessen werden konnten.

### 3.6 CO<sub>2</sub>-Speicherterm

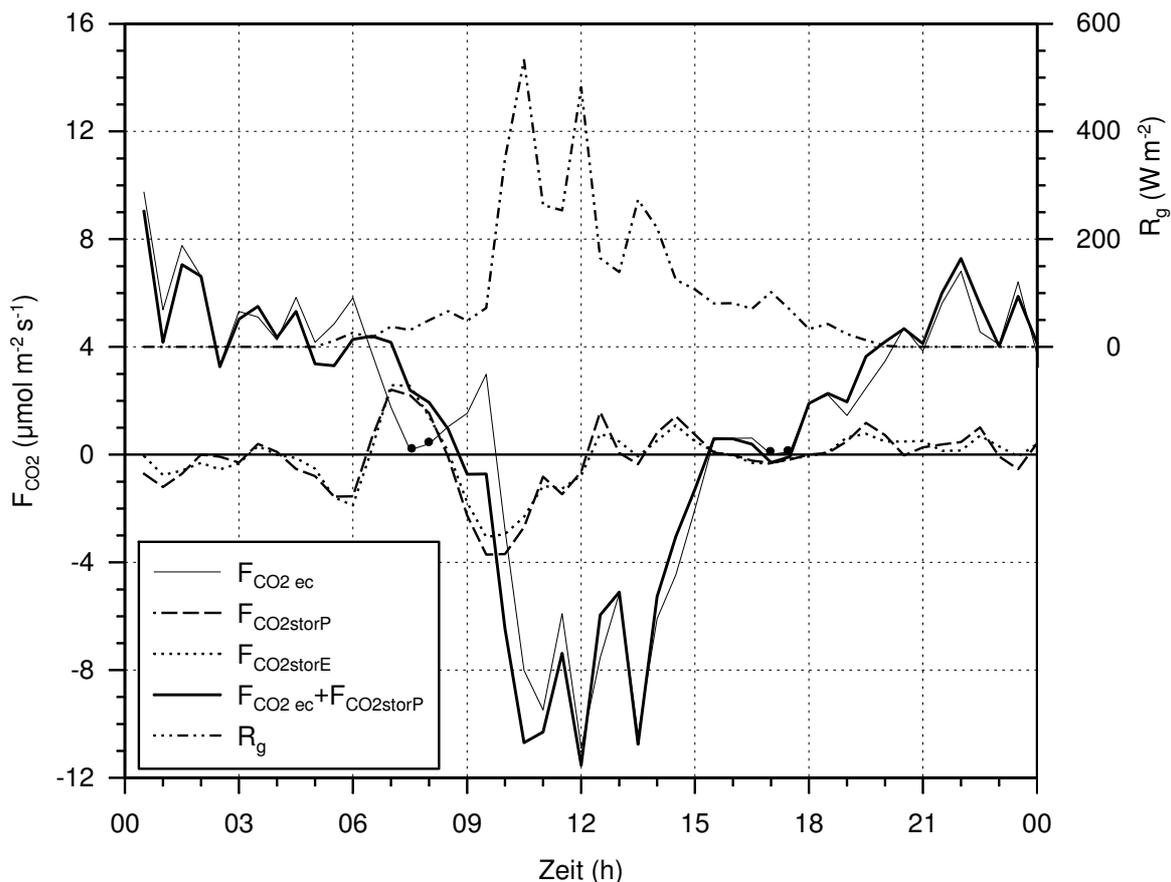
Zur Bestimmung des CO<sub>2</sub>-Speicherterms, der vor allem nachts bei stabiler Schichtung von Bedeutung sein kann, wurden mit einer Profilanlage in sechs Höhen im und über dem Bestand die CO<sub>2</sub>-Konzentrationen gemessen. Die Schlaucheinlässe waren mit Filtern des gleichen Typs wie bei der Kovarianzanlage versehen (ACRO 50 PTFE), um Verschmutzungen der Schläuche und des Analysators zu vermeiden. Alle Schläuche hatten unabhängig von der Messhöhe dieselbe Länge und die Luft wurde kontinuierlich zu einer Umschaltanlage gesaugt. Mit dieser wurde innerhalb von sechs Minuten die Luft jeder Messhöhe einmal für die Dauer von einer Minute zum Gasanalysator geleitet. Nach jeweils 30 s wurde bei einer Messfrequenz von 1 Hz gemessen und über 30 s gemittelt. Von Mai 1997 bis Mai 1998 wurde ein CO<sub>2</sub>-Gasanalysator der Marke BINOS (*Leybold Heraeus*, Deutschland) verwendet, ab Juni 1998 kam ein LI-6251 der Firma *LI-COR Inc.* (Lincoln, NE, USA) zum Einsatz. Aus je 5 Messwerten wurden 30-Minuten-Mittelwerte gebildet und der CO<sub>2</sub>-Speicherterm wurde durch Summation der zeitlichen Änderungen der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen der einzelnen Messhöhen ermittelt. Da Konzentrationsänderungen in Bodennähe sowohl zeitlich wie auch vertikal erheblich stärker variieren als im Bestand und darüber, wurde hier räumlich am höchsten aufgelöst. So befanden sich Schlaucheinlässe in 0.1, 0.5 und 1.0 m Höhe in ca. 10 m Entfernung vom Turm und in 12.0, 22.0 und 32.0 m Höhe am Turm. Die Messungen pro Messhöhe wurden als repräsentativ für unterschiedlich dicke Luftschichten angenommen ( $h_1 = 0.1$  m:  $\Delta h_1 = 0.2$  m,  $h_2 = 0.5$  m:  $\Delta h_2 = 0.6$  m,  $h_3 = 1$  m:  $\Delta h_3 = 4.2$  m,  $h_4 = 12$  m:  $\Delta h_4 = 14$  m,  $h_5 = 22$  m:  $\Delta h_5 = 4$  m,  $h_6 = 32$  m:  $\Delta h_6 = 9$  m). Damit wurde der CO<sub>2</sub>-Speicherterm wie folgt berechnet:

$$F_{CO_2storP} = \sum_{h_1}^{h_6} \Delta h \frac{\Delta CO_2}{m \cdot \Delta t} \quad , \quad (32)$$

wobei  $\Delta CO_2$  die Änderung der CO<sub>2</sub>-Konzentration pro Zeiteinheit darstellt,  $m$  ist das Molvolumen von CO<sub>2</sub> und  $\Delta t$  ist die Zeiteinheit (30 Minuten).

Da das zuerst verwendete System häufiger ausfiel bzw. auch nicht von Anfang an verfügbar war, wurde der Speicherterm zusätzlich aus den Konzentrationsänderungen des LI-6262 der Kovarianzanlage bestimmt (HOLLINGER ET AL., 1994:  $F_{CO_2storE} = \frac{z_m \cdot \Delta CO_2}{m \cdot \Delta t}$ ) und mit den Resultaten der Profilanlage verglichen. Lineare Regressionen auf Monatsbasis ergaben maximale Abweichungen von 10 % zwischen den unterschiedlich bestimmten Speichertermen. In Abbildung 14 ist beispielhaft der Tagesgang vom 29.7.1998 des mit der Kovarianzmethode gemessenen CO<sub>2</sub>-Flusses ( $F_{CO_2ec}$ ) zusammen mit dem CO<sub>2</sub>-Speicherterm aus der Profilanlage ( $F_{CO_2storP}$ ) und dem CO<sub>2</sub>-Speicherterm aus den zeitlichen Differenzen des Analysators in 32 m Höhe ( $F_{CO_2storE}$ ) dargestellt. Mit Punkten markiert sind die Halbstundenwerte des CO<sub>2</sub>-Flusses, die als instationär gewertet wurden (Kap. 2.4.7). Der

Tagesgang des Speicherterms ist in diesem Beispiel nicht typisch. Üblicherweise findet zu Beginn der Nacht eine Akkumulation von CO<sub>2</sub> mit einem Maximum vor Mitternacht statt und bei einsetzender Turbulenz am frühen Morgen wird dieses wieder abgebaut oder direkt wieder assimiliert („Recycling“). Dieser Tag wurde gewählt, da hier der Ausgleichseffekt durch den Speicherterm bei als instationär gewerteten Daten (siehe Kap. 2.4.7) markant ist. Offensichtlich sind Instationaritäten hier durch CO<sub>2</sub>-Akkumulation am Morgen und nachfolgende blasenhafte Ablösung entstanden. Durch die Addition von  $F_{CO_2storP}$  zu  $F_{CO_2ec}$  wird der Verlauf des Gesamtflusses ausgeglichener. Die als instationär gewerteten Flüsse am Abend zeichnen sich nicht durch starke Änderungen jedoch durch absolut betrachtet sehr geringe Nettoflüsse aus. Nach starker Bewölkung am Tag, die auch durch die geringen und wechselhaften assimilatorischen Flüsse reflektiert wird, stieg die Globalstrahlung zu dieser Zeit noch einmal an. Dadurch nahm die Photosynthese wieder zu und glich die Respiration aus, die bereits früh am Nachmittag die Photosynthese überlagerte. Damit wurde der Nettofluss von CO<sub>2</sub> annähernd Null.



**Abbildung 14:** CO<sub>2</sub>-Flüsse (in  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) und Globalstrahlung (in  $\text{W m}^{-2}$ ) am 29.7.1998. Die Punkte markieren die als instationär gewerteten Daten.

Generell ist festzustellen, dass der CO<sub>2</sub>-Speicherterm in der Tagessumme häufig von 0 verschieden ist. Unter idealen Geländebedingungen müsste die Tagessumme jedoch 0 sein.

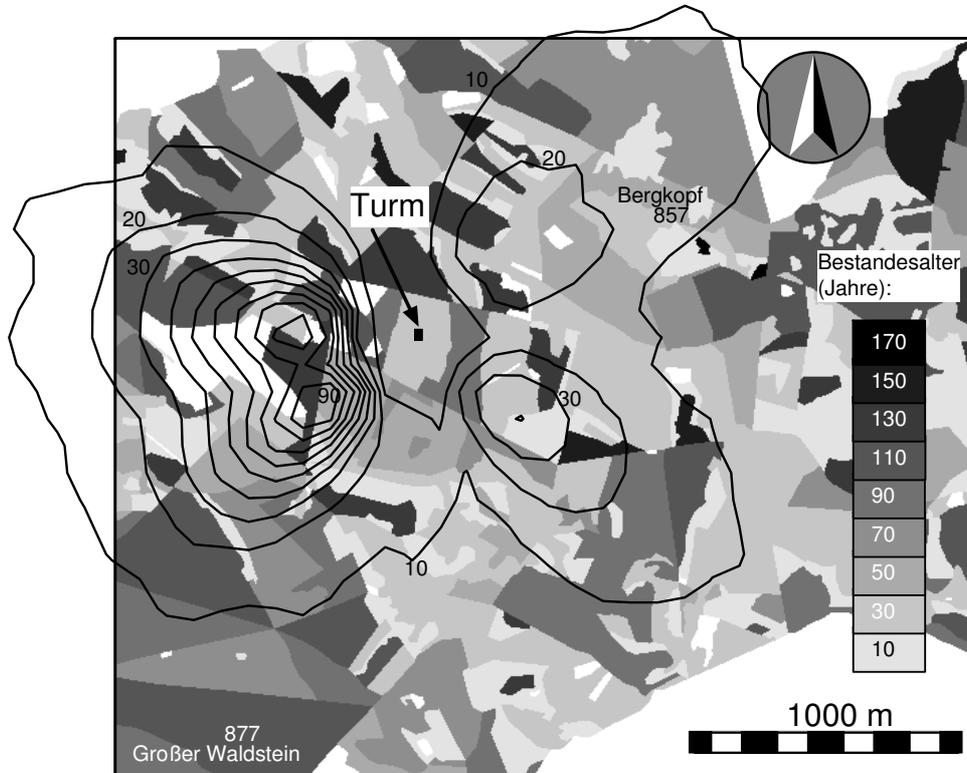
Allerdings ist die Abweichung von 0 nicht nur auf die nicht idealen Bedingungen zurückzuführen, sondern auch auf die direkte Assimilation des akkumulierten CO<sub>2</sub>, welches durch die Kovarianzmessungen nicht erfasst wird. Die Tagessummen des CO<sub>2</sub>-Speicherterms für April bis September der Jahre 1998 und 1999 sind annähernd gleichverteilt um Null. So sind 47% der betrachteten Tagessummen des aus der Profilmethode bestimmten CO<sub>2</sub>-Speicherterms > 0 und 53% der Fälle < 0 mmol m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>. 67% der betrachteten Fälle liegen zwischen -8 und +8 mmol m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (N = 228).

## 4 Qualitative Beurteilung des Messstandortes

### 4.1 Bestimmung der Quellgebiete

Die Bestimmung der Gebiete, aus denen die gemessenen Flüsse herrühren, sind insbesondere unter inhomogenen Bedingungen von Bedeutung, da Beiträge aus unterschiedlichen Landnutzungen unerwünschte Mischsignale erzeugen. Zur gemessenen Konzentration oder zum gemessenen Fluss tragen viele Punkt- oder Flächenquellen luvseitig vom Messpunkt bei, wobei der Einfluss mit dem Abstand  $x$  vom Messort und der Messhöhe  $z_m$ , wie auch mit den herrschenden Turbulenzeigenschaften und der atmosphärischen Stabilität variiert. Modelle zur Bestimmung der Quellgebiete (Footprints) wurden von verschiedenen Arbeitsgruppen (LECLERC & THURTELL, 1990; SCHUEPP ET AL., 1990; SCHMID, 1994, 1997; RANNIK ET AL., 2000) entwickelt. Alle Modelle setzen eine ungestörte Prandtlschicht mit logarithmischem Windprofil und voll entwickelter Turbulenz voraus. Ebenso wird davon ausgegangen, dass das umgebende Gelände flach und das Quellgebiet homogen ist und aus vielen einzelnen Punktquellen besteht. In den meisten Fällen wird der Abstand des Quellgebiets vom Sensor berechnet bzw. der Abstand der Punktquelle mit dem maximalen Beitrag zum gemessenen Fluss bestimmt. Weiter ist die Größe bzw. die Ausdehnung des Gebietes aus dem z. B. 50 oder 90 % des Flussbeitrags herrühren (Effektlevel) von Interesse. Das analytische Modell von SCHMID (1997) bestimmt neben dem Abstand auch die Dimensionen des Quellgebiets, welche mit verschiedenen relativen Beiträgen zum Fluss angegeben werden (meist 10 – 90 %-Effektlevel). Es wurde für ideales Messgelände mit niedriger Vegetation entwickelt. Für einen Zeitraum von ca. 2 Monaten wurde dieses Modell von MANGOLD (1999) auf das Waldsteingebiet angewandt. Im Rahmen des CarboEuroflux-Projektes wurde zusätzlich eine detailliertere Analyse der mit dem nach SCHMID (1997) berechneten Quellgebiete durchgeführt (GÖCKEDE ET AL., 2004; REBMANN ET AL., 2004). Die Ausdehnungen der Quellgebiete für stabile ( $\zeta > 0.0625$ ) und labile ( $\zeta < -0.0625$ ) atmosphärische Bedingungen sind in den Abbildungen 15 und 16 dargestellt. Datengrundlage ist der Zeitraum Mai bis August 1998 mit den relativen Häufigkeiten der Quellgebiete mit 90 %-Beitrag zum Fluss für Messungen in 32 m. Die Berechnungen erfolgten mit einem Programmpaket von GÖCKEDE ET AL. (2004) bei Gitterweiten von  $100 \times 100 \text{ m}^2$  für insgesamt 4155 Halbstundenwerte. Unter stabilen Bedingungen konnten aufgrund von numerischen Instabilitäten nur 38 % (698) der verfügbaren Fälle gerechnet werden. Unter diesen Bedingungen ist jedoch die Turbulenz häufig so schwach ausgeprägt, dass die gemessenen Flüsse ohnehin verworfen werden müssen (siehe Kap. 5.2.2). Unter labilen und neutralen Bedingungen wurden im gleichen Zeitraum 1659 (94 %) bzw. 1798 (100 %) Halbstundenwerte berücksichtigt. Unterlegt ist jeweils Abbildung 1, das Wassereinzugsgebiet Lehstenbach, dessen

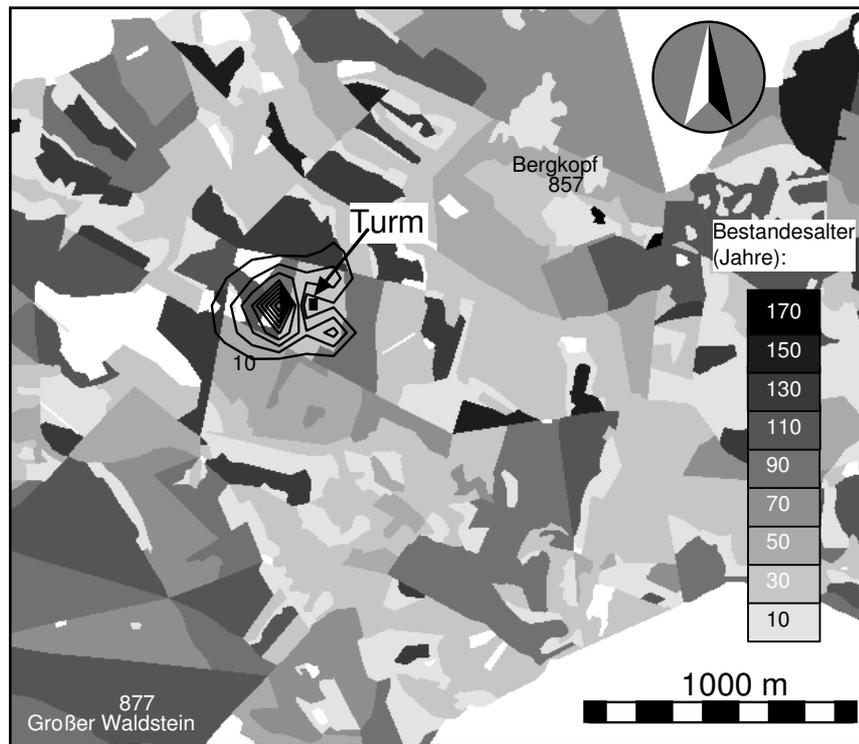
Ausdehnung nach Westen hin jedoch für die stabilen Fälle nicht ausreichend. Nach Osten hin wurde Abbildung 1 reduziert.



**Abbildung 15:** Relative Häufigkeiten der Beiträge zum Footprint nach SCHMID (1997) unter stabilen Bedingungen ( $\zeta > 0.0625$ ) für den Zeitraum Mai bis August 1998 mit Altersstruktur der Bestände des Wassereinzugsgebiets Lehstenbach (Abb. 1). Zahlen an den Topolinien markieren den relativen Beitrag in %.

Entsprechend der vorherrschenden Hauptwindrichtung an der Station (Kap. 3.1) befinden sich die Quellgebiete überwiegend westlich des Messturms. In bis zu 20% der stabilen Fälle ist das Quellgebiet mehr als 1100m vom Messturm entfernt und in bis zu 70% der Fälle tragen bei Windrichtungen aus West Landnutzungen, die nicht erwünscht sind (weiße Flächen), zu den Messungen bei. Der Bestand Weidenbrunnen hat unter stabilen Bedingungen nahezu keinen Einfluss auf das gemessene Signal.

Demgegenüber rühren die gemessenen Flüsse unter labilen Bedingungen zumindest teilweise aus dem Weidenbrunnen her (Abb. 16), häufig trägt jedoch auch der westlich angrenzende 112-jährige Bestand zum gemessenen Signal bei. Die geringe Auflösung der Eingabematrix von  $100 \times 100 \text{ m}^2$  und die Tatsache, dass das Gitterelement in dem sich der Turm befindet bei der Modellierung nicht berücksichtigt werden kann, beeinflussen die Analyse insbesondere unter labilen Bedingungen.



**Abbildung 16:** Relative Häufigkeiten der Beiträge zum Footprint nach SCHMID (1997) unter labilen Bedingungen ( $\zeta < -0.0625$ ) für den Zeitraum Mai bis August 1998 mit Altersstruktur der Bestände des Wassereinzugsgebiets Lehstenbach (Abb. 1). Zahlen an den Topolinien markieren den relativen Beitrag in %.

Unter neutralen Bedingungen ( $-0.0625 \leq \zeta \leq 0.0625$ , nicht dargestellt) liegen die Footprints zwischen den bei labilen und stabilen Fällen berechneten Entfernungen.

Auf alle Halbstundenflüsse des gesamten Messzeitraums von 1997 bis 1999 wurde das analytische Footprint-Modell von SCHUEPP ET AL. (1990) angewendet, dessen Vorteil gegenüber dem Modell von SCHMID der geringere Rechenaufwand ist. Es beruht ursprünglich auf einer Entwicklung von GASH (1986) mit der Lösung der allgemeinen Diffusionsgleichung. Es wurde jedoch auch auf Fälle mit höheren Oberflächenrauigkeiten (Wälder) angewandt und um den Einfluss der atmosphärischen Stabilität erweitert. Der relative Beitrag von Quellen der Entfernung  $x$  stromaufwärts zum vertikalen Fluss  $Q$  am Punkt  $(0, z)$  kann nach SCHUEPP ET AL. (1990) wie folgt bestimmt werden:

$$\frac{1}{Q} \frac{dQ}{dx} = \frac{U(z_m - d)}{u_* k x^2} \exp(-U(z_m - d)/k u_* x) \quad . \quad (33)$$

Die Autoren nennen dies auch den eindimensionalen Footprint, im Gegensatz zu Quellgebietsbestimmungen, bei denen auch die lateralen Ausmaße bestimmt werden.  $d$  ist die Verdrängungshöhe,  $k$  die Karman-Konstante,  $u_*$  die Schubspannungsgeschwindigkeit und

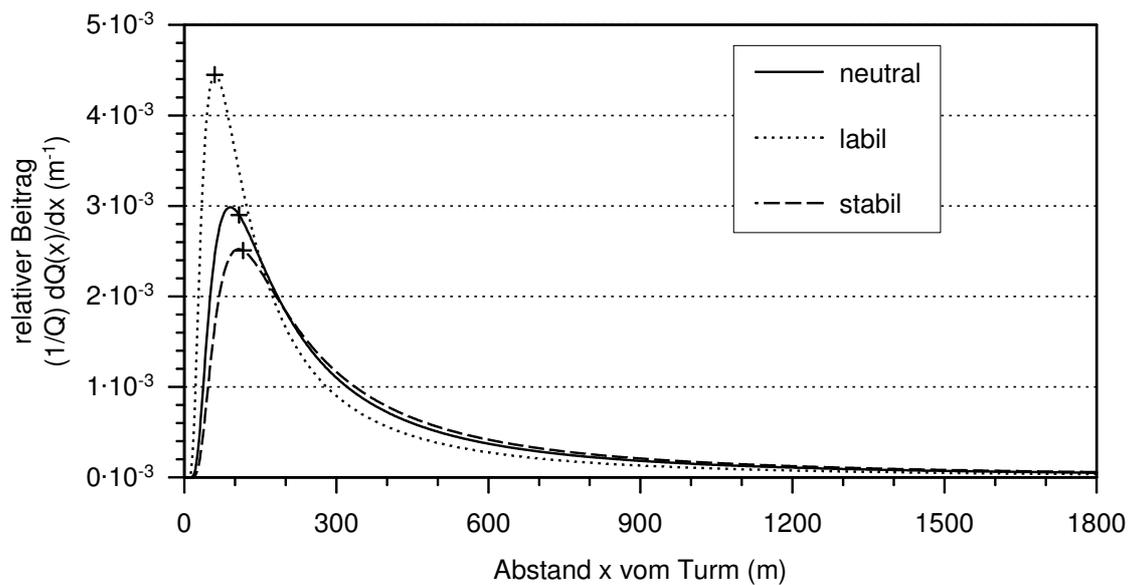
$U$  die Windgeschwindigkeit. Die Verdrängungshöhe wurde als  $2/3$  der Bestandeshöhe angenommen. Die Position des maximalen Beitrages (Footpeak,  $x_{max}$ ), das Maximum der Verteilungsfunktion bzw. Quelledichtefunktion kann aus der Ableitung von Gleichung 33 bestimmt werden:

$$x_{max} = \frac{U}{u_*} \frac{(z_m - d)}{2k} \quad . \quad (34)$$

Die Integration der Gleichung 33 ergibt den kumulativen Beitrag zum Fluss:

$$\frac{Q(x)}{Q} = \exp\left(\frac{-U(z_m - d)}{ku_*x}\right) \quad . \quad (35)$$

Der Einfluss der atmosphärischen Stabilität kann nach SCHUEPP ET AL. (1990) berücksichtigt werden, indem das Verhältnis  $U/u_*$  mit der Stabilitätskorrekturfunktion für den Impulsfluss  $\Phi_m = (1 - 16(z_m - d)/L)^{-1/4}$  multipliziert wird. Beispielhaft sind in Abbildung 17 für drei Stabilitätsbereiche die nach Gleichung 33 berechneten Verteilungsfunktionen dargestellt. Markiert sind zusätzlich die von MANGOLD (1999) mit dem numerischen Modell von SCHMID (1997) beispielhaft ermittelten mittleren nahesten Abstände der 90%-Effektlevel vom Sensor. Der nahesten Entfernung des 90%-Effektlevelrings nach SCHMID (1997) befindet sich damit in der Nähe der Maxima der Verteilungsfunktion nach SCHUEPP ET AL. (1990).



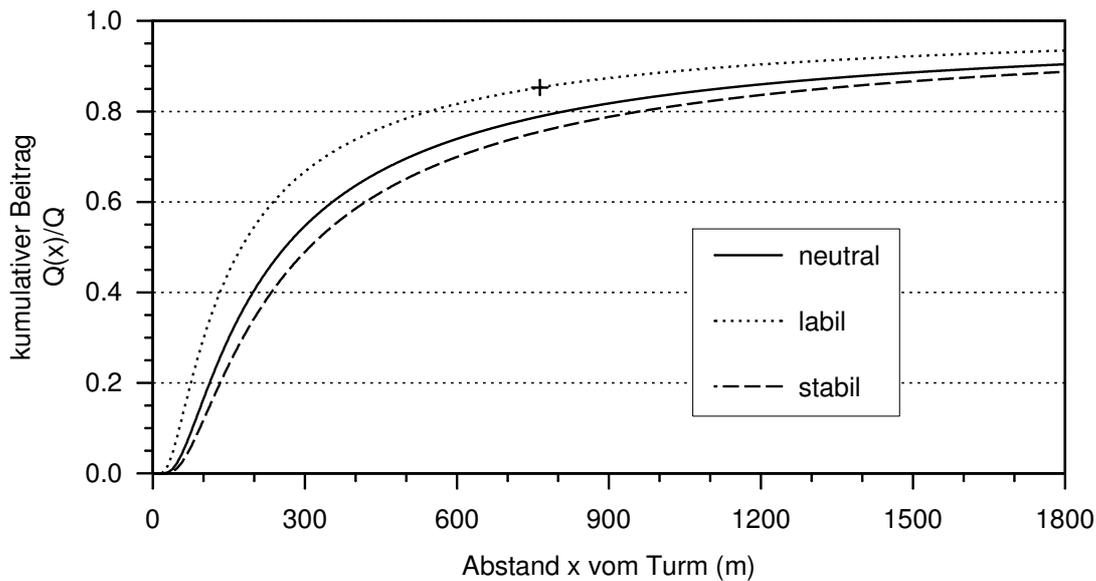
**Abbildung 17:** Eindimensionale Footprints (nach SCHUEPP ET AL., 1990) für die Messungen am Turm in 32 m Höhe für unterschiedliche Stabilitätsklassen:

nahe neutral:  $\zeta = -0.014$ ,  $H = 5 \text{ W m}^{-2}$ ,

labil:  $\zeta = -0.331$ ,  $H = 120 \text{ W m}^{-2}$  und stabil:  $\zeta = 0.0275$ ,  $H = -10 \text{ W m}^{-2}$ .

Als Kreuze markiert sind die nach SCHMID (1997) bestimmten nächsten Entfernungen des 90 %-Effektlevelrings.

In Abbildung 18 sind die kumulierten Beiträge zum gemessenen Fluss in 32 m Höhe für die drei oben schon betrachteten Stabilitätsbereiche dargestellt. Markiert ist für den labilen Fall ( $H=120 \text{ W m}^{-2}$ ) der Mittelwert der weitesten Entfernung des 90 %-Effektlevels ( $e = 764 \text{ m}$ , MANGOLD, 1999). Die entsprechende Entfernung beträgt bei Verwendung des Modells nach SCHUEPP 1154 m. Für die beiden anderen Stabilitätsbereiche liegen diese Maße nach SCHMID (1997) außerhalb des dargestellten Bereiches bei 2089 m (neutral-labil) bzw. bei 2654 m (stabil).



**Abbildung 18:** Kumulative Beiträge der Quellgebiete für die Messungen am Turm in 32 m Höhe für die auch in Abbildung 17 betrachteten Stabilitätsbereiche. Markiert ist zusätzlich für den labilen Fall die weiteste Entfernung des 90%-Effektlevels aus den Ergebnissen nach SCHMID (1997).

Nach SCHUEPP ET AL. (1990) rühren 50% der gemessenen Flüsse unter labilen Schichtungsverhältnissen aus der Umgebung bis 175 m her. Das Maximum der Verteilungsfunktion liegt bei ca. 60 m und damit innerhalb des Bestandes Weidenbrunnen. Bei neutralen und stabilen Bedingungen jedoch entfernen sich die Quellgebiete um einige hundert Meter. So befindet sich das Maximum unter neutralen Bedingungen bei etwa 90 m und unter schwach stabilen Verhältnissen bereits bei ca. 110 m. Die Größe des Quellgebiets weitet sich auf ca. 2 km aus. Das heißt, die Methode nach SCHUEPP ET AL. (1990) liefert bei neutralen bis stabilen Schichtungsbedingungen geringere Entfernungen der Quellgebiete, bei labilen Verhältnissen befinden sich die berechneten Gebiete nach SCHMID (1997) näher am Messort.

Zu berücksichtigen ist allerdings, dass die betrachteten Stabilitätsbereiche beim SCHMID-Modell relativ eng gehalten werden mussten, da dies bei hohen Werten von  $z_0$  (Rauigkeitslänge) und  $\zeta$  (Stabilitätsparameter) numerisch instabil wurde. Derartige Einschränkungen treten beim SCHUEPP-Modell nicht auf. Wie aus Gleichung 33 deutlich wird, nimmt die Entfernung des Quellgebiets mit zunehmender Messhöhe zu. Eine geringere Messhöhe würde also die Limitierungen durch sich verändernde Oberflächeneigenschaften reduzieren. Die Höhe der Sensoren sollte jedoch einen gewissen Abstand zur Unterlage auch nicht unterschreiten, da die Turbulenz in der Rauigkeitsunterschicht, dicht über der Vegetationsoberfläche noch nicht voll ausgeprägt sind. Deshalb wurden ergänzend Kovarianzmessungen in 22 m Höhe durchgeführt. Für die gleichen Bedingungen wie oben, jedoch für die Messhöhe 22 m liefert das Modell nach SCHUEPP ET AL. (1990) für die

Entfernungen der Maxima der Quelledichtefunktion Werte zwischen 25 (labil) und 31 m (stabil).

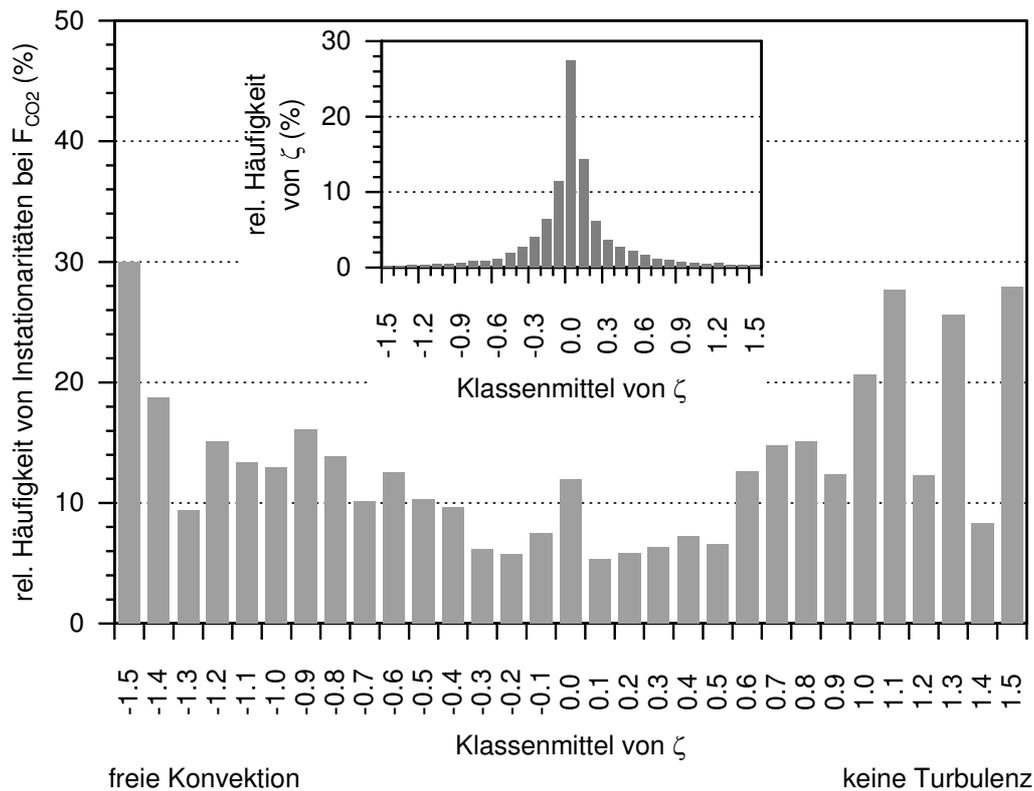
Bei der Auswertung der Daten muss also berücksichtigt werden, dass die Quellgebiete für die gemessenen Flüsse nicht nur den Bestand Weidenbrunnen repräsentieren, sondern dass auch am Tage unter labilen Bedingungen unterschiedliche Altersklassen der Fichte zum Signal beitragen. Unter neutralen und stabilen Bedingungen sind die Flussmessungen kaum noch durch den Weidenbrunnen beeinflusst. Allerdings ist zu bemerken, dass sowohl das Footprintmodell nach SCHMID (1997) wie auch das nach SCHUEPP ET AL. (1990) im Vergleich zu Lagrange'schen Footprint-Modellen (RANNIK ET AL., 2000; MARKKANEN ET AL., 2003) weitere Abstände der Maximalbeiträge und der Quellgebiete berechnet, so dass die hier vorgestellten Modellierungen vermutlich eher ungünstige Fälle darstellen. Lagrange'sche Footprint-Modellierungen befinden sich jedoch noch in Entwicklung und der Rechenaufwand ist vergleichsweise hoch.

## 4.2 Stationaritätstests

Stationarität ist eine der Grundvoraussetzungen für Kovarianzmessungen. Instationaritäten der Flüsse entstehen, wie bereits erwähnt, bei sich ändernden Wetterbedingungen, wie auch bei Wechsel der Quellgebiete innerhalb eines Messintervalls. Stabile atmosphärische Bedingungen, die den vertikalen Austausch unterdrücken sind ebenfalls häufig Ursache für Instationaritäten der Flüsse. Die im folgenden betrachteten Fälle von Instationaritäten gelten für Differenzen von größer 50 % zwischen den einzelnen Zeitabschnitten und dem 30-Minuten-Mittelwert (siehe Kap. 2.4.7). Eine Differenz der Kovarianzen von 50 % gilt als maximal akzeptabel bei Langzeitmessungen (FOKEN & WICHURA, 1996).

Instationarität beim **CO<sub>2</sub>-Fluss** tritt vor allem nachts bei hohen Kohlendioxidkonzentrationen und geringer turbulenter Durchmischung auf. Dies wird in Abbildung 19 demonstriert. Dargestellt sind die relativen Häufigkeiten der Vorkommen von Instationaritäten beim CO<sub>2</sub>-Fluss in Abhängigkeit von der Stabilität der Schichtung  $\zeta$  für Daten der Vegetationsperioden 1997 und 1998.

Je höher der Absolutbetrag von  $\zeta$ , dem Stabilitätsparameter ist, desto häufiger tritt Instationarität beim CO<sub>2</sub>-Fluss auf. Stark negative Werte von  $\zeta$  treten bei freier Konvektion auf. In diesem Stabilitätsbereich sind Skalierungsgesetze nicht mehr gültig. Bei stark stabiler atmosphärischer Schichtung wird die Turbulenz und damit der Austausch von Spurenstoffen unterdrückt. Bei nächtlicher stabiler Schichtung akkumuliert Kohlendioxid, das durch Atmungsprozesse freigesetzt wird, im Stamm- und Kronenraum und kann teilweise blasenartig abgelöst werden, was dann zu sich plötzlich ändernden CO<sub>2</sub>-Konzentrationen und damit zu Instationaritäten im CO<sub>2</sub>-Fluss führt.

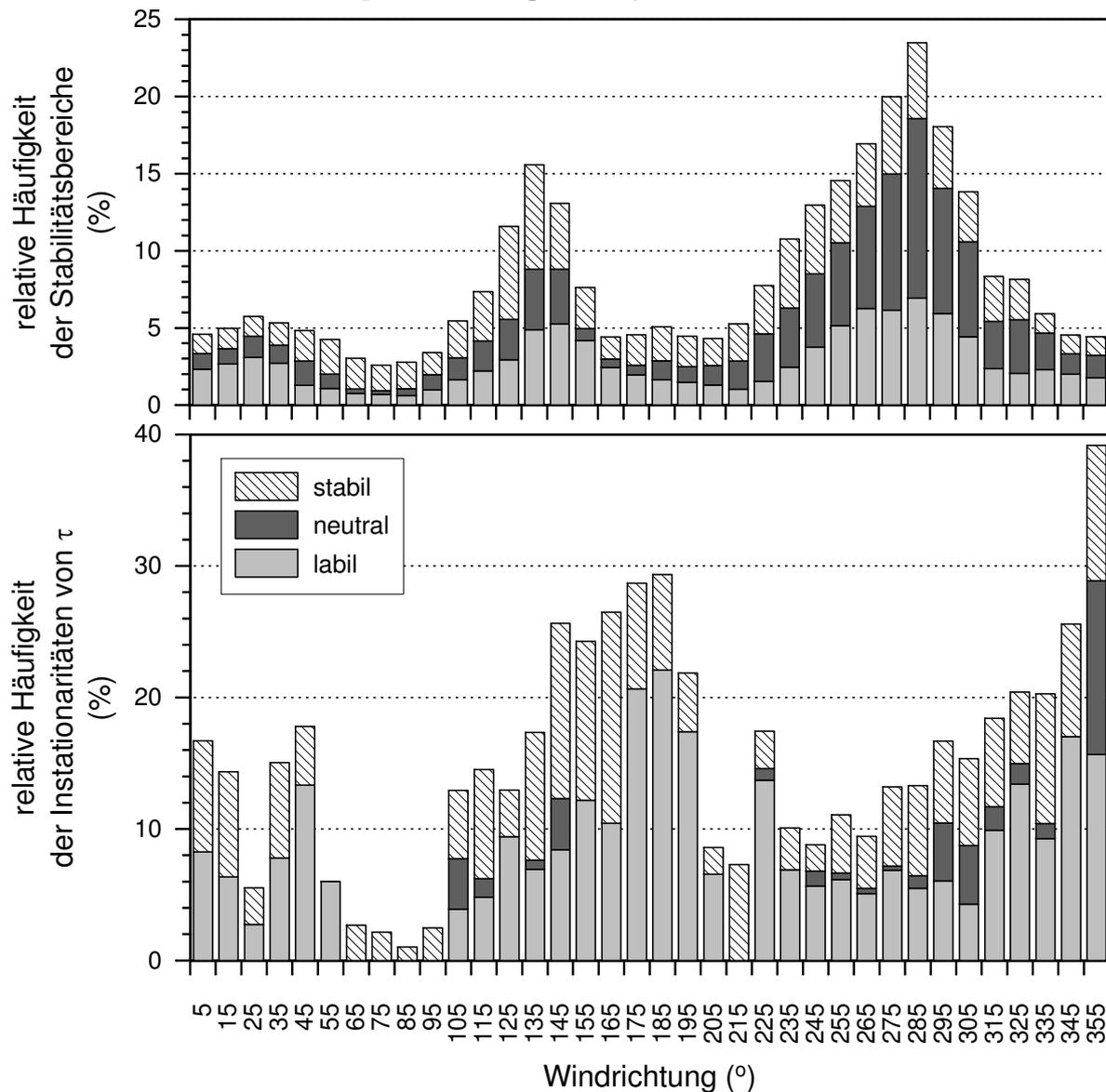


**Abbildung 19:** Relative Häufigkeit von Instationaritäten beim  $CO_2$ -Fluss in Abhängigkeit von der atmosphärischen Stabilität  $\zeta$ . Zusätzlich ist die Häufigkeitsverteilung von  $\zeta$  für den selben Zeitraum dargestellt.

So kann es natürlich auch vorkommen, dass zwei aufeinander folgende Halbstundenwerte in der Summe korrekt sind, obwohl beide als instationär gewertet wurden. Wie aus der Häufigkeitsverteilung von  $\zeta$  deutlich wird, sind entsprechend stabile und labile Fälle jedoch äußerst selten.

Beim **Impulsfluss** nimmt die Häufigkeit von Instationaritäten zwar mit zunehmender Stabilität zu. Es treten jedoch auch unter labilen Schichtungsbedingungen insbesondere bei Windrichtungen aus Süd vergleichsweise oft Instationaritäten auf (Abb. 20, unten). Diese Windrichtung hat insgesamt jedoch wenig Einfluss auf die Messungen am Turm (Abb. 20, oben und Kap. 3.1). Unter neutralen atmosphärischen Schichtungsbedingungen treten Instationaritäten äußerst selten auf, insgesamt nur in 1.7% der Fälle. Bei Windrichtungen aus  $350 - 360^\circ$  verursachen Einflüsse des Turmes eine Störung des Windfeldes und damit vermehrt Instationaritäten (13%). Diese Windrichtung ist jedoch insgesamt kaum vertreten. Unter labilen und stabilen Schichtungsbedingungen treten Instationaritäten häufiger auf, jedoch auch hier insgesamt in weniger als 10% der Fälle (6.0% unter stabilen, 8.5% unter labilen Schichtungsbedingungen). Allerdings ist in beiden Fällen eine Windrichtungsabhängigkeit des Vorkommens von Instationaritäten festzustellen. So treten unter labilen Bedingungen leicht vermehrt Instationaritäten bei Windrichtungen

aus Südwest bis Südost auf, was vermutlich auf die Bestandesgrenze in ca. 100 m zurückzuführen ist. In diesem Bereich befindet sich unter labilen Bedingungen das Maximum des Footprints. Unter stabilen Bedingungen, wenn die Quellgebiete weiter entfernt sind (siehe Kap. 4.1), ist die Ursache für das Maximum an Instationaritäten aus Süd bis Südost nicht klar auszumachen. Unterschiedliche Alters- und Höhenklassen der Fichte, die sich unter stabilen Bedingungen im Footprint befinden, tragen jedoch auch hier zum Messsignal bei. Die insgesamt geringe Häufigkeit von Instationaritäten beim Impulsfluss bestätigt die Ergebnisse von MANGOLD (1999), der für die Messungen am Turm im Weidenbrunnen durch verschiedene Bewertungen eine akzeptable Qualität attestierte.

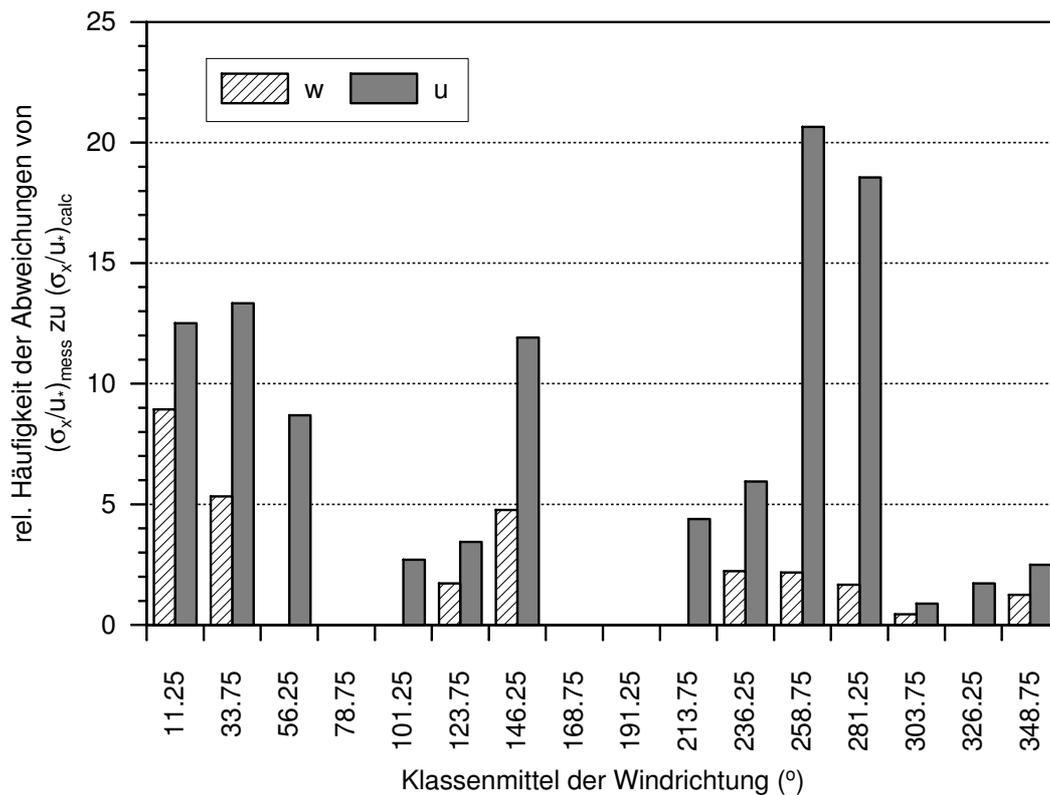


**Abbildung 20:** Relative Häufigkeit von Instationaritäten beim Impulsfluss  $\tau$  für die Vegetationsperioden 1997 und 1998 für labile ( $\zeta \leq -0.05$ ), neutrale ( $-0.05 < \zeta < 0.05$ ) und stabile ( $\zeta \geq 0.05$ ) Schichtungsbedingungen in Abhängigkeit von der Windrichtung (unten) mit Häufigkeitsverteilung der Stabilitätsklassen in Abhängigkeit von der Windrichtung (oben) für den entsprechenden Zeitraum.

### 4.3 Integrale Turbulenzcharakteristiken

Mit Hilfe der integralen Turbulenzcharakteristiken kann geprüft werden, ob das turbulente Windfeld voll entwickelt ist oder ob durch Hindernisse (oder die Messgeräte selbst) zusätzlich erzeugte mechanische Turbulenz vorliegt. Änderungen der Oberflächeneigenschaften innerhalb des Footprints würden zu Reduzierungen der Datenqualität, also zu größeren Abweichungen zwischen gemessenen und modellierten integralen Turbulenzcharakteristiken führen (FOKEN & LECLERC, 2004). MANGOLD (1999) hat mit einem Datensatz von wenigen Wochen hierzu bereits Untersuchungen durchgeführt. Für die Messstation Weidenbrunnen konnte festgestellt werden, dass sich die integralen Turbulenzcharakteristiken für den Horizontalwind  $u$  im südlichen bis südwestlichen Sektor vom Parametrisierungsansatz insbesondere bei labiler Schichtung um weniger als 20% unterscheiden. Sowohl unter labilen wie stabilen Bedingungen treten die größten Abweichungen vom Parametrisierungsansatz bei Windrichtungen zwischen  $135^\circ$  und  $157.5^\circ$  auf ( $34.8 \pm 3.8\%$  bzw.  $35.9 \pm 4.5\%$ ).

Auch die eigenen Untersuchungen zur Stabilitätsabhängigkeit der integralen Turbulenzcharakteristiken für die  $u$ - und  $w$ -Komponenten bestätigen, dass Abweichungen vom Modellansatz am häufigsten im stark stabilen Bereich auftreten. Im schwach-labilen bis schwach-stabilen Bereich ist das Auftreten von Abweichungen für die vertikale Windkomponente  $w$  vom Modellansatz kleiner 5%. Innerhalb des Stabilitätsbereichs  $-0.1 < \zeta < 0.1$  weichen die Messwerte der vertikalen Windkomponente  $w$  in maximal 9% der Fälle bei Windrichtungen aus Nord vom Modellansatz ab (Abb. 21). Hier verursacht möglicherweise der Turm selbst Strömungsdeformationen, da sich das Anemometer auf der südöstlichen Ecke des Turms befindet. Die longitudinale Windkomponente  $u$  wird häufiger als ‚schlecht‘ gewertet, d. h. der Messwert weicht dann um mehr als 30% vom Modellansatz ab. Am häufigsten treten diese Abweichungen um  $20^\circ$  (Nordnordost),  $140^\circ$  (Südost) und  $260^\circ$  (West-südwest) auf. Dies legt die Vermutung nahe, dass die Haltestreben des Ultraschallanemometers, die im Abstand von  $120^\circ$  angeordnet sind, zusätzliche mechanische Turbulenz verursachen und somit das Strömungsfeld bei Wind aus diesen Richtungen beeinflussen.



**Abbildung 21:** Relative Häufigkeit der Abweichungen der gemessenen  $((\sigma_x/u_*)_{mess})$  integralen Turbulenzcharakteristiken  $\sigma_w/u_*$  (schraffiert) und  $\sigma_u/u_*$  (grau) vom Modellansatz  $((\sigma_x/u_*)_{calc})$  in Abhängigkeit von der Windrichtung.

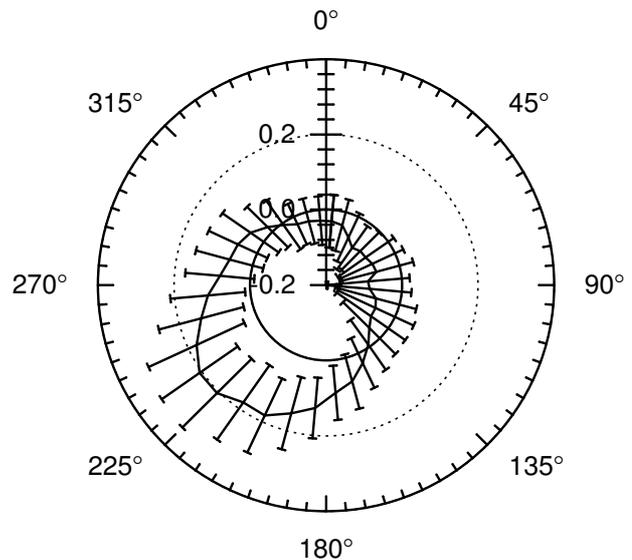
Im Vorfeld wurde davon ausgegangen, dass diese Effekte durch die interne Anemometer-Software korrigiert werden. Windtunnelkalibrierungen von Ultraschallanemometern gleichen Typs (GRELL & LINDROTH, 1994) haben jedoch auch gezeigt, dass der Impulsfluss dadurch um bis zu 20% beeinflusst sein kann, Einflüsse auf den sensiblen Wärmefluss sind allerdings bedeutend geringer (4%). Es kann jedoch trotzdem nicht ausgeschlossen werden, dass das Gelände für das Vorkommen der Abweichungen der integralen Turbulenzcharakteristiken verantwortlich ist, da sich im Westen der Pflanzgarten befindet, im Norden der Altbestand Coulissenhieb mit einer Bestandeshöhe von ca. 30m und auch im Osten höhere Bestände angrenzen. Windtunnelkalibrierungen sollten u. U. für jedes Ultraschallanemometer in Erwägung gezogen werden, um diese Effekte klar trennen zu können, konnten im Rahmen der vorliegenden Arbeit jedoch nicht durchgeführt werden.

#### 4.4 Mittlerer Vertikalwind

Eine weitere Voraussetzung, die den Kovarianzmessungen zu Grunde liegt, ist dass der mittlere Vertikalwind  $\bar{w}$  gleich Null ist. Mittlere Vertikalbewegungen bewirken einen zusätzlichen vertikalen, nicht-turbulenten Stofffluss. Bei geneigtem Gelände ist der mittlere

Vertikalwind von Null verschieden, da die Stromlinien kon- und divergieren (FINNIGAN, 1999). Dadurch können advektive Transportprozesse bedeutend werden. Durch geeignete Koordinatenrotation vor Berechnung der Flüsse (Kap. 2.4.3) wird  $\bar{w} = 0$ . Bei zu großen Absolutwerten von  $\bar{w}$  wird diese Methode jedoch nicht mehr empfohlen, dann sollten geländeabhängige Korrekturen angewandt werden (PAW U ET AL., 2000; WILCZAK ET AL., 2001). Diese Notwendigkeit wird im Folgenden anhand des mittleren Vertikalwinds geprüft. Datengrundlage für die Analyse ist wie oben der Zeitraum von April bis September der Jahre 1997 und 1998. Insgesamt sind in der Messhöhe 32 m 61 % aller Mittelwerte von  $|\bar{w}| \leq 0.1 \text{ m s}^{-1}$  ( $N = 16942$ ), für die Messhöhe in 22 % sind dies 73 % der Werte ( $N = 16540$ ). Innerhalb von  $|\bar{w}| \leq 0.2$  befinden sich 87 bzw. 95 % der Messwerte. Die Verteilung ist jeweils symmetrisch um 0, d. h. im Mittel treten gleichviel Auf- wie Abwinde auf. Es kann eine deutliche Windrichtungsabhängigkeit des mittleren Vertikalwindes  $\bar{w}$  festgestellt werden: Die höchsten positiven Mittelwerte ( $0.21 \text{ m s}^{-1}$ ) treten bei Windrichtungen um  $230^\circ$  auf, bei Windrichtungen aus  $150$  bis  $320^\circ$  sind die Mittelwerte des Vertikalwindes durchweg positiv. Die Abwinde aus Nordwest bis Südost sind im Mittel weniger stark (max.  $0.09 \text{ m s}^{-1}$ ) und weisen kein ausgeprägtes Maximum auf. Es treten also bevorzugt Aufwinde auf, wenn die Strömung aus Richtung Großer Waldstein erfolgt. Das Gegenteil ist bei Windrichtungen aus Nordost, der Richtung des Bergkopfes, der Fall. Hier fließt die Strömung den Hang herab, was im Mittel zu negativen Vertikalwinden führt. Bei Strömungen aus der Hauptwindrichtung um West (siehe Kap. 3.1) sind die Aufwinde im Mittel allerdings weniger stark (um  $0.1 \text{ m s}^{-1}$ ). Das gleiche gilt für das Nebenmaximum der Windrichtungsstatistik bei Südost, wo die mittleren Vertikalwinde nahezu 0 sind.

Gleichzeitig ist eine Abhängigkeit des Vertikalwindes von der atmosphärischen Stabilität festzustellen. So treten  $|\bar{w}| \geq 0.2 \text{ m s}^{-1}$  vermehrt im nahe-neutralen Stabilitätsbereich auf, d. h. bei geringer turbulenter Durchmischung haben Hangwinde einen verstärkten Effekt. Die Untersuchung des Vertikalwindes in Kombination mit Footprint-Analysen, wie sie im Rahmen des CarboEuroflux-Projektes durchgeführt wurde, lieferte vergleichbare Ergebnisse (REBMAN ET AL., 2004). Hier wurde  $0.35 \text{ m s}^{-1}$  als Grenzwert für noch akzeptable



**Abbildung 22:** Abhängigkeit des mittleren Vertikalwindes  $\bar{w}$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) von der Windrichtung.

---

Vertikalwindbewegung betrachtet. In lediglich 2% aller betrachteten Fälle (4155) wurde dieses Limit überschritten. Das Auftreten dieser Fälle ist entsprechend der oben beschriebenen Windrichtungen aus Südwest, Südost und Nordost. Davon ist nur der südöstliche Sektor als Quellgebiet für die Flüsse bedeutsam. Advektion kann unter diesen Bedingungen nicht ausgeschlossen werden, auch wenn das Vorkommen hoher Werte von  $|\bar{w}|$  trotz der Mittelgebirgslage eher selten ist.

## 5 H<sub>2</sub>O- und CO<sub>2</sub>-Flüsse in Abhängigkeit von Umgebungsparametern und Ableitung von Parametrisierungen

Aufgrund von Ausfällen des Gasanalysators bei Stromausfall, insbesondere nach Gewittern, durch Wartungsarbeiten am Turm, Defekte am Analysator, Vereisungen am Ultraschallanemometer oder durch die Kalibrierung und Wartung des Messsystems selbst ist es unvermeidbar, dass in den Messreihen Datenlücken auftreten. Neben Datenlücken in den Kovarianzmessreihen können auch bei den meteorologischen Parametern wie Lufttemperatur, Luftfeuchte und Strahlung, die für Modellierungen notwendig sind, Ausfälle vorkommen. Datenlücken der meteorologischen Parameter sind jedoch eher selten (< 5 %). Da die Globalstrahlung außer am Turm im Weidenbrunnen auch im Pflanzgarten gemessen wurde, konnte diese i. A. bei Ausfall am Turm ersatzweise verwendet werden. Datenlücken bei der Lufttemperatur konnten entsprechend berücksichtigt werden.

Um Jahresbilanzen der Verdunstung und der CO<sub>2</sub>-Flüsse aufstellen zu können, müssen fehlende Werte durch Interpolationen, Modellierungen oder Parametrisierungen ersetzt werden. Das Vorgehen zur Berücksichtigung fehlender Messdaten bei diesen beiden Flüssen wird in den folgenden Abschnitten erläutert.

### 5.1 Latenter Wärmestrom – Verdunstung

#### 5.1.1 Gesamtverdunstung – Evapotranspiration

Die mit der Kovarianzmethode bestimmte Verdunstung  $\lambda E$  beinhaltet die Bodenevaporation, die Transpiration der Bäume und des Unterwuchses und die Interzeptionsverdunstung. Fehlende Messdaten führten im Falle der Verdunstung dazu, dass über den Zeitraum von 1997 bis 1999 nur für 57 % der Tage komplette Tagesgänge vorliegen. Datenlücken, die kürzer als 2 Stunden waren und z. B. durch die Stationswartung entstanden, wurden i. A. interpoliert. Um größere Datenlücken sinnvoll zu ersetzen, wurde für jeden Monat zuerst separat eine Beziehung zwischen potentieller Verdunstung und gemessenen Halbstundenwerten des latenten Wärmestroms ermittelt.

Die Modellierung der potentiellen Verdunstung  $E_{pot}$  von Pflanzenbeständen wird im Allgemeinen mit Hilfe der Kombinationsgleichung nach Penman (DOORENBOS & PRUITT, 1977) unter Berücksichtigung der stomatären Leitfähigkeit durchgeführt. In 82 % der Fälle lieferte die Anpassung der Halbstundenwerte des latenten Wärmestroms an die Penman-Formel

$$E_{pot} = c_k \cdot \left[ \frac{s}{s + \gamma} \cdot R_a + \left( 1 - \frac{s}{s + \gamma} \right) \cdot (e_s - e) \cdot 0.27 \cdot \left( 1 + \frac{U}{100} \right) \right] \quad (36)$$

eine bessere Regression als die Formulierung der Verdunstung nach PRIESTLEY & TAYLOR (1972), die für eine gut mit Wasser versorgte, vegetationsbedeckte Landoberfläche entwickelt wurde:

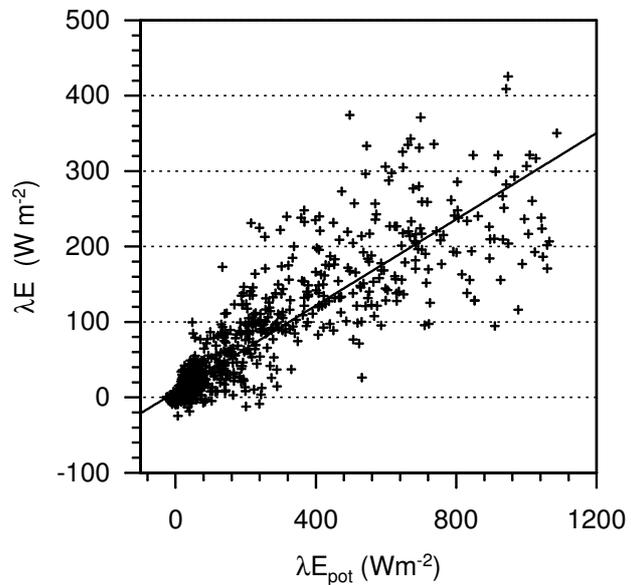
$$E_{pot} = 1.25 \cdot \frac{s}{s + \gamma} \cdot R_a \quad . \quad (37)$$

Die Kombinationsgleichung nach Penman enthält neben der verfügbaren Energie ( $R_a = R_n - G - S_A - S_W - S_B - S_C$ ) das Dampfdruckdefizit  $e_s - e$  und die Windgeschwindigkeit  $U$ . Der Korrekturfaktor  $c_k = 0.79 - 0.034 \cdot U + 0.028 \cdot R_{g,v}$  berücksichtigt das klimatypische Verhältnis der Windgeschwindigkeit  $U$  für mitteleuropäische Verhältnisse (nach SCHRÖDTER, 1985), sowie das Verdunstungsäquivalent der Globalstrahlung  $R_{g,v}$  in mm.  $s$  ist die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve in hPa und  $\gamma$  die Psychrometerkonstante in K.

Die für jeden Monat individuell ermittelte lineare Regression zwischen korrigierten Messdaten und potentieller Verdunstung nach Penman

$$\lambda E = a + b \cdot \lambda E_{pot} \quad (38)$$

wurde anschließend für fehlende Daten angewandt. Beispielhaft ist dieser Vergleich in Abbildung 23 für Juli 1999 dargestellt. Der gemessene Verdunstungsfluss erreichte im Mittel nur 29 % der potentiellen Verdunstung. Im Mittel über alle betrachteten Monate erreichte die aktuelle Verdunstung 30 % der potentiellen Verdunstung nach Penman. Mit der Anpassung der Messdaten an die



**Abbildung 23:** Halbstundenwerte des latenten Wärmestroms  $\lambda E$  dargestellt gegen die potentielle Verdunstung  $\lambda E_{pot}$  mit Regressionsgerade für Juli 1999.

nach Priestley-Taylor bestimmte Verdunstung wurden hier zwar höhere Werte erreicht, die Korrelationskoeffizienten sind im Allgemeinen jedoch schlechter, insbesondere da die potentielle Verdunstung nach Priestley-Taylor nachts häufig sehr stark negativ wird, was durch die Messdaten nie wiedergegeben wurde. Bei der Anpassung an die potentielle Verdunstung nach Penman beträgt der Korrelationskoeffizient im Juli 1999 0.89. Die Steigung der Regressionsgeraden  $b$  variiert zwischen 0.15 im November 1997 und 0.48 im Oktober 1998, die aktuelle Verdunstung erreichte also zwischen 15 und 47 % der potentiellen Verdunstung.

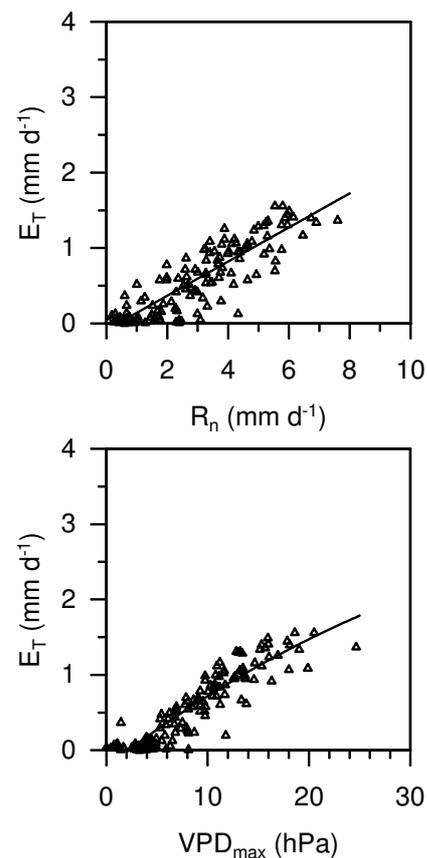
Für Monate, in denen aufgrund zu weniger Daten oder wie im März und April 1997 wegen

Ausfalls des Gasanalysators keine Regression möglich war, wurden die Koeffizienten vergleichbarer Monate verwendet. Da die Formulierung der potentiellen Verdunstung nach Penman relativ viele Eingangsgrößen benötigt, traten Fälle auf, in denen die potentielle Verdunstung nicht nach dieser Formel bestimmt werden konnte. Dann wurde die nach Priestley-Taylor angeglichene Verdunstung verwendet.

Da nachts kaum Verdunstung stattfindet, war es hier nicht wie beim CO<sub>2</sub>-Fluss (Kap. 5.2.2) notwendig, unterschiedliche Entfernungen der Quellgebiete durch Einbeziehung der Messdaten aus 22 m Höhe zu berücksichtigen.

### 5.1.2 Transpiration

Vom 21. Juni bis Ende Oktober 1997 wurden im Bestand Weidenbrunnen Xylemflussmessungen mit der Granier-Methode (GRANIER, 1985; 1987) durchgeführt (ZIMMERMANN, unveröffentlicht). Die Transpiration ( $E_T$ ) von 10 Bäumen wurde auf den Bestand hochgerechnet. Auf Halbstundenbasis beträgt der Anteil der Transpiration an der Gesamtverdunstung danach im Mittel 41 % ( $r^2 = 0.82$ ,  $N = 2865$ ). Tagessummen der Transpiration wurden entsprechend KÖSTNER (2001), die im Jahr 1995 Xylemflussmessungen mit der Granier-Methode im Weidenbrunnen durchführte, in Beziehung zur Strahlungsbilanz  $R_n$  und zum Tagesmaximum des Sättigungsdefizits  $VPD_{max}$  gestellt (Abb. 24). Nach KÖSTNER (2001) wurden knapp 50 % ( $r^2 = 0.80$ ) der Strahlungsbilanz in die Verdunstung der Bäume umgesetzt. Entsprechend den Messungen in 1997 betrug dieser Anteil lediglich 23 %, wobei in 1997 87 % der Varianz durch die Strahlungsbilanz erklärt werden. Es muss berücksichtigt werden, dass die Strahlungsbilanz in 1995 und 1997 nicht mit den gleichen Instrumenten gemessen wurde, dass nicht genau die selben Bäume gemessen wurden und das Jahr 1997 außergewöhnlich



**Abbildung 24:** Tagessummen der Transpiration  $E_T$  (in  $\text{mm d}^{-1}$ ) für Juni bis Oktober 1997 in Abhängigkeit von der Strahlungsbilanz (in  $\text{mm d}^{-1}$ , als Verdunstungsäquivalent) und vom Tagesmaximum des Sättigungsdefizit (in hPa).

trocken war. Auf Tagesbasis erklärt das Maximum des Sättigungsdefizits in 1995 dennoch einen größeren Anteil der Varianz im Vergleich zur Strahlung ( $E_T = -0.003 \cdot VPD_{max}^2 - 0.174 \cdot VPD_{max} - 0.271$ ,  $r^2 = 0.84$ ) als in 1997 ( $E_T = -0.001 \cdot VPD_{max}^2 + 0.102 \cdot VPD_{max} - 0.213$ ,  $r^2 = 0.83$ ). Maxima der Transpiration lagen in 1997 mit ca. 1.5 mm Tag<sup>-1</sup> jedoch auch deutlich niedriger als in 1995 bestimmte Tagessummen (2.2 mm Tag<sup>-1</sup>). Maximalraten wurden nach KÖSTNER (2001) bei  $VPD_{max}$  zwischen 20 und 25 hPa ermittelt. Entsprechend hohe Sättigungsdefizite traten in 1997 lediglich zweimal auf, wobei die Transpirationssummen an diesen Tagen 1.4 und 1.6 mm betragen.

## 5.2 CO<sub>2</sub>-Flüsse

Da im Rahmen der vorliegenden Arbeit insbesondere die Kohlenstoffbilanzierung von Bedeutung ist, mussten fehlende oder qualitativ ungenügende Messdaten – wie auch bei den Wasserdampfströmen – durch parametrisierte Daten aufgefüllt werden. Zusätzlich soll untersucht werden, welche meteorologischen Parameter neben der Globalstrahlung  $R_g$  bzw. der photosynthetisch aktiven Strahlung ( $PAR$ ) und der Lufttemperatur die Kohlenstoffaufnahme der Fichten im Wassereinzugsgebiet des Lehstenbachs mitbestimmen und welchen Einfluss saisonale Effekte haben. So bestimmte Abhängigkeiten können wiederum auch zur Verbesserung von Modellen beitragen. Mit der Kovarianzmethode wird der Netto-Ökosystem-Fluss von CO<sub>2</sub> (net ecosystem exchange,  $NEE$ ) zwischen Vegetation und Atmosphäre bestimmt. Er setzt sich am Tage während der Vegetationsperiode aus der Photosynthese – einem Fluss von Kohlendioxid aus der Atmosphäre in die Vegetation – und der Respiration – einer CO<sub>2</sub>-Abgabe der Vegetation an die Atmosphäre – zusammen. Nachts findet nur Respiration statt, wobei diese sowohl die Atmung photosynthetisierender Zellen der Pflanzen, die Atmung von Ästen und Stämmen, als auch die autotrophe und heterotrophe Atmung des Bodens beinhaltet. Die Trennung für assimilatorische und respiratorische Bedingungen erfolgte mit Hilfe der Globalstrahlung und der Lufttemperatur. Bei Strahlungswerten  $> 10 \text{ W m}^{-2}$  und Lufttemperaturen  $> -5 \text{ °C}$  ist Photosynthese bei Fichten grundsätzlich möglich.

Wie bei den Energieflüssen setzt sich auch der Nettofluss von Kohlendioxid über hoher Vegetation aus dem über dem Bestand gemessenen turbulenten Fluss  $F_{CO_2ec}$  sowie dem Speicherterm zusammen. Der Speicherterm ( $F_{CO_2stor}$ ) resultiert aus Konzentrationsänderungen des unter der Messfläche akkumulierten CO<sub>2</sub>. Der CO<sub>2</sub>-Speicherterm wurde entsprechend Kap. 3.6 bestimmt und ist in den folgenden Daten berücksichtigt. CO<sub>2</sub>-Flüsse einschließlich Speicherterm werden im Folgenden mit  $F_{CO_2}$  bezeichnet, ein negatives Vorzeichen bedeutet einen Fluss aus der Atmosphäre zum Bestand (einen Verlust für die Atmosphäre).

### 5.2.1 Assimilatorische CO<sub>2</sub>-Flüsse

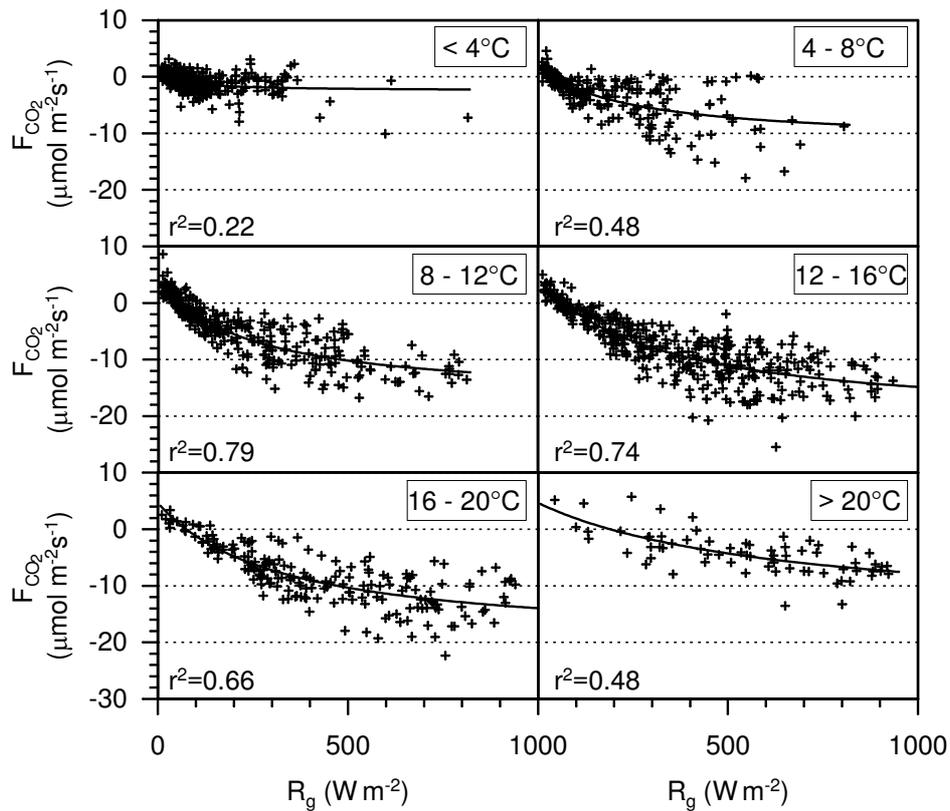
Koniferen können auch außerhalb der Vegetationszeit Photosynthese betreiben. So findet durchaus bei Temperaturen um 0 °C und moderaten Strahlungsbedingungen auch im Winter eine Kohlendioxidaufnahme durch die Fichten statt. Die Kältengrenze liegt nach LARCHER (2001) für immergrüne Nadelbäume bei -5 bis -3 °C. Erst wenn Eis im Gewebe entsteht, erlischt die Photosyntheseaktivität. Die winterlichen Messdaten wurden aus diesem Grund bei den folgenden Betrachtungen mitberücksichtigt. Es wurden verschiedene mögliche Abhängigkeiten der Netto-Assimilation von Umgebungsparametern geprüft.

#### 5.2.1.1 Methode 1: Berücksichtigung von Windrichtung und Lufttemperatur

Für die Nettoassimilation (Differenz aus Photosynthese und Respiration) wurde die Lichtsättigungsfunktion nach Michaelis-Menten (z. B. LANDSBERG & GOWER, 1997; SCHOPFER & BRENNICKE, 1999; HOLLINGER ET AL., 1994)

$$F_{CO_2} = \frac{\alpha \cdot R_g \cdot F_{C_{sat}}}{\alpha \cdot R_g + F_{C_{sat}}} - R_{day} \quad (39)$$

aus Regressionen windrichtungsabhängig an die Messdaten angepasst. Die Windrichtung musste berücksichtigt werden, da sich gezeigt hatte, dass sich die Flüsse bei gleichen Strahlungs- und Feuchtebedingungen aus unterschiedlichen Windsektoren unterscheiden und da die umgebenden Gebiete nicht homogen sind. Die Globalstrahlung  $R_g$  wurde stellvertretend für die photosynthetisch aktive Strahlung ( $PAR$ ) verwendet, da Letztere nicht zuverlässig vorlag und beide linear korrelieren (siehe Kap. 3.4). Die Bestimmung der Regressionsparameter  $\alpha$  (anfängliche Steigung der Sättigungskurve [ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$ ] bzw. Quantenausbeute [ $\text{mol CO}_2 / \text{mol absorbiertes Photon}$ ]),  $F_{C_{sat}}$  (Brutto-Photosyntheserate bei Lichtsättigung [ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ]) und  $R_{day}$  (Ökosystemrespiration am Tag [ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ] als y-Achsenabschnitt der Funktion) erfolgte pro Jahr in Abhängigkeit von der Windrichtung und getrennt in Temperaturklassen von 4 K. Dabei wurde die Lichtsättigungsfunktion (Gl. 39) über eine Optimierung der Summen der kleinsten Quadrate an die Messdaten angepasst. Beispielfhaft sind in Abbildung 25 die CO<sub>2</sub>-Flüsse des Jahres 1999 für den Windsektor 180 – 270° und für die sechs Temperaturklassen mit den aus der Regression ermittelten Funktionen nach Gleichung 39 dargestellt. Deutlich wird hier, dass die Netto-Photosynthese im Temperaturbereich von über 20 °C bereits gegenüber niedrigeren Temperaturen reduziert ist, was in allen drei Jahren und aus allen Windsektoren der Fall ist. Geringere Luftfeuchten als Folge hoher Lufttemperaturen bewirken dann bereits Schließungsreaktionen der Stomata.



**Abbildung 25:** Halbstundenwerte der CO<sub>2</sub>-Flüsse des Jahres 1999 in Abhängigkeit von der Globalstrahlung ( $R_g$ ) für den Windsektor 180 – 270° und sechs Temperaturklassen mit Regressionen nach Gleichung 39.

### 5.2.1.2 Methode 2: Saisonale Veränderungen der Photosyntheseaktivität

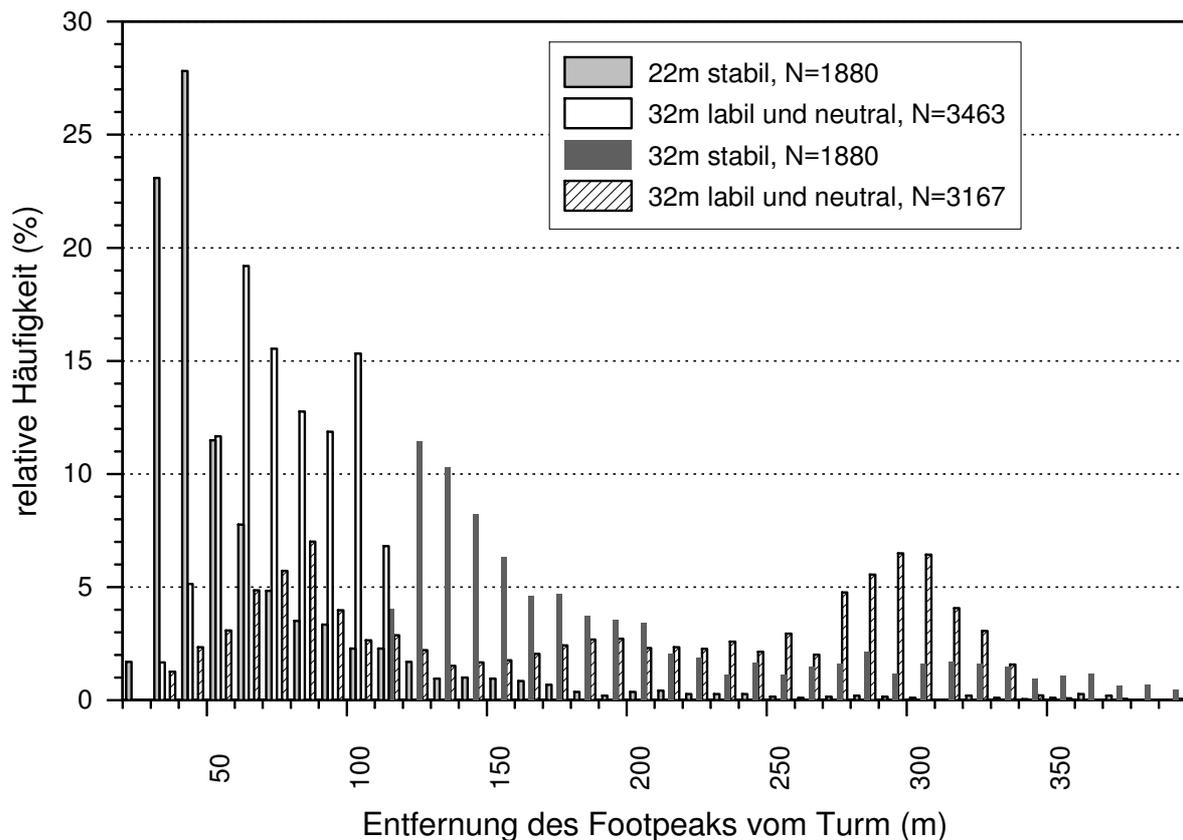
Die saisonale Abhängigkeit der physiologischen Parameter  $\alpha$ ,  $F_{C_{sat}}$  und  $R_{day}$  wurde untersucht, indem diese aus der Lichtsättigungsfunktion (Gl. 39) für jeden Tag, an dem mindestens 10 Halbstundenwerte unter Strahlungsbedingungen ( $R_g > 10 \text{ W m}^{-2}$ ) vorlagen, ermittelt wurden. Speziell während der Wintermonate konnten diese Regressionen auf Tagesbasis aufgrund häufigerer Datenausfälle und der kürzeren Taglänge nur selten abgeleitet werden. Die so ermittelten Parameter wurden nur dann verwendet, wenn das Bestimmtheitsmaß  $r^2 > 0.7$  war und die Quantenausbeute  $\alpha$ , sowie der Lichtsättigungswert  $F_{C_{sat}}$  zumindest annähernd realistische Werte annahmen (SCHULZE ET AL., 1994; LARCHER, 2001). Die Bestimmung der Parameter auf Wochenbasis ergab für die Winterdaten keine erhebliche Verbesserung. Teilweise mussten die Zeiträume für die Bestimmung der Parameter  $\alpha$ ,  $F_{C_{sat}}$  und  $R_{day}$  während der Wintermonate aufgrund der geringen Datenbasis auf Monatsmittel und mehr ausgedehnt werden, wobei die Regressionen dann bei Bestimmtheitsmaßen bis  $r^2 > 0.5$  akzeptiert wurden. Ausfallzeiten im Winter treten vor allem bei Lufttemperaturen unter 0°C in Verbindung mit Nebel oder starkem Frost auf, was zur Vereisung der Anemometerstreben führt. Bei Nebel ist die Turbulenz

schwach ausgeprägt und unter diesen Bedingungen treten keine assimilatorischen Flüsse auf. Situationen, an denen im Winter Photosynthese auftrat, konnten also i. A. gemessen werden, so dass dann keine Notwendigkeit zur Parametrisierung fehlender Messdaten bestand. Die Bestimmung der Parameter auf Wochenbasis ist dennoch hilfreich, um fehlende Daten zu ersetzen und den saisonalen Verlauf der Netto-Photosynthese zu erkennen.

### 5.2.2 Respiration

Wie durch viele Untersuchungen belegt, ist die Respiration die Komponente des Kohlenstoffhaushalts von Ökosystemen, die am stärksten durch Temperaturerhöhungen beeinflusst werden kann (z. B. RYAN, 1991; Valentini et al., 2000; Janssens et al., 2001), da sie exponentiell mit der Temperatur zunimmt. Zwischen 30 und 80 % der Brutto-Photosynthese werden durch die Respiration wieder als CO<sub>2</sub> an die Atmosphäre abgegeben. Erhöhte Atmungsraten führen zu geringeren Netto-Produktionen von Beständen. Dies macht die Untersuchung der Bestandesatmung zu einem äußerst wichtigen Thema. Mit der Kovarianzmethode können rein respiratorische Flüsse nur nachts gemessen werden, da Nettoflüsse des Kohlendioxids bestimmt werden.

Bei Nacht unter stabilen atmosphärischen Bedingungen treten für die Flussmessungen mit der Kovarianzmethode jedoch – wie bereits angedeutet – verschiedene Probleme auf. Einerseits nimmt die Entfernung der Quellgebiete mit zunehmender Stabilität und abnehmender Turbulenz zu. Dieser Zusammenhang wurde sowohl von MANGOLD (1999) für den Standort Weidenbrunnen bearbeitet wie auch in Kap. 4.1 detailliert besprochen. Da das Waldgebiet im Fichtelgebirge nicht über viele Kilometer homogen ausgedehnt ist, beinhaltet das Messsignal bei Tag und bei Nacht Beiträge aus unterschiedlichen Landnutzungen. Wie in Kap. 4.1 ersichtlich wurde, erstrecken sich die Quellgebiete bei Nacht unter stabilen Bedingungen auf mehrere Kilometer vom Messort entfernt, dagegen befinden sie sich bei Tag innerhalb weniger hundert Meter. In Abbildung 26 wird zusätzlich demonstriert, wo sich die Maximaleinflüsse (Footpeaks) der Quellgebiete für Messungen, die in 22 m Höhe durchgeführt wurden, gegenüber denen für 32 m Höhe befinden (nach SCHUEPP ET AL., 1990). Die Quellgebiete für die geringere Messhöhe von 22 m befinden sich näher am Messturm bzw. beinhalten auch unter stabilen Bedingungen häufiger Beiträge aus dem Bestand Weidenbrunnen und stimmen mit denen aus 32 m Höhe unter labilen und neutralen Bedingungen besser überein. Zusätzlich sind in der Grafik die Maxima der Quellgebiete nach SCHMID (1997) markiert.



**Abbildung 26:** Relative Häufigkeiten der Abstände der Maximalbeiträge der Quellgebiete für den Zeitraum Mai bis August 1998: grau: Ergebnisse für die Messungen in 22 m Höhe unter stabilen Bedingungen ( $\zeta \geq 0.05$ ), weiß: Ergebnisse für die Messungen in 32 m Höhe unter labilen und neutralen Bedingungen ( $\zeta < 0.05$ ), schwarz: Ergebnisse für die Messungen in 32 m Höhe unter stabilen Bedingungen ( $\zeta \geq 0.05$ ), jeweils nach SCHUEPP ET AL. (1990); und schraffiert: Ergebnisse nach SCHMID (1997) für die Messungen in 32 m Höhe unter labilen und neutralen Bedingungen.

Bei den folgenden Untersuchungen wurde unter stabilen Bedingungen ( $\zeta > 0.05$ ) der in 22 m Höhe gemessene CO<sub>2</sub>-Fluss vergleichend verwendet, um die unterschiedlichen Einflüsse der Quellgebiete zu minimieren. Das heißt, sowohl Parametrisierungen der CO<sub>2</sub>-Flüsse wie auch anschließende Extrapolationen beruhen unter diesen Bedingungen auf der Kombination beider Messhöhen.

Die Turbulenz ist unter stabilen Bedingungen außerdem häufig so stark unterdrückt, dass insbesondere das Kohlendioxid, welches durch autotrophe und heterotrophe Atmung freigesetzt wird, im Bestand akkumuliert und blasenweise aus dem Kronenraum entweichen kann. Dies geschieht natürlich nicht zwingend im Bereich der Messfühler, so dass es für die Messungen verloren gehen kann. Das akkumulierte CO<sub>2</sub> kann außerdem durch advective Prozesse abtransportiert werden und somit gleichfalls nicht durch die Messungen erfasst werden. Am Morgen bei einsetzender Photosynthese kann das bei der Atmung

freigesetzte CO<sub>2</sub> direkt wieder assimiliert werden (BUCHMANN ET AL., 1997) und gelangt dadurch ebenfalls nicht an die Messfühler. Dieses ‚Recycling‘ zu bestimmen war Inhalt der Arbeiten von WICHURA ET AL. (2000). Aufgrund der unterdrückten Turbulenz bei Nacht kann der CO<sub>2</sub>-Speicherterm in hohen Waldbeständen betragsmäßig recht hohe Werte annehmen und darf nicht vernachlässigt werden (BALDOCCHI ET AL., 2000, siehe Kap. 3.6). Trotzdem sind die gemessenen Flusswerte bei Nacht sehr variabel, obwohl der nächtliche CO<sub>2</sub>-Fluss hauptsächlich von der Temperatur abhängig ist. Speziell die Bodentemperaturen im Wald unterliegen jedoch einem sehr geringen Tagesgang. 50 – 80 % der Gesamtökosystematmung stammen laut verschiedenen Untersuchungen aus der Bodenatmung (LAVIGNE ET AL., 1997; LAW ET AL., 1999). Die Bodenfeuchte variiert im Waldsteingebiet nur gering und hat nach BUCHMANN (2000) kaum Einfluss auf die Variabilität der Bodenatmung.

Die nächtlichen Messungen sind jedoch von großer Bedeutung, da die Variabilität der Bestandesatmung den Netto-CO<sub>2</sub>-Austausch stark beeinflusst. Die Bestimmung der Gesamtatmung des Ökosystems *TER* (total ecosystem respiration) ist nur mit Hilfe der nächtlichen Daten möglich. Die Respiration bei Tag kann aus den nächtlichen Daten abgeleitet und die Brutto-Kohlendioxid-Aufnahme (gross ecosystem exchange, *GEE*) als Differenz aus dem direkt gemessenen Nettoaustausch (*NEE*) und der Respiration (*TER*) abgeleitet werden.

Zur Füllung von Datenlücken ist es außerdem notwendig, aus den vorhandenen Daten Zusammenhänge und Parametrisierungen abzuleiten, um z. B. die Gesamtatmung des Ökosystems über ein Jahr zu bestimmen. Dafür werden in Kap. 6.2 unterschiedliche Methoden vergleichend betrachtet. Im folgenden Kapitel werden Parametrisierungen aus den nächtlichen Daten abgeleitet. Da sich Tag- und Nachtatmung der Nadeln durch physiologische Prozesse um bis zu 50 % unterscheiden (LORETO ET AL., 2001; VILLAR ET AL., 1995), wird als weitere Methode zur Bestimmung von Tagessummen der Respiration der aus Gleichung 39 auf Tagesbasis ermittelte Atmungswert  $R_{day}$  hochgerechnet.

### 5.2.2.1 Methode 1: Nächtliche CO<sub>2</sub>-Flüsse

Da die Respiration hauptsächlich von der Temperatur abhängt, werden in der Literatur üblicherweise – wie bei Kammermessungen der Boden- oder Stamm- und Zweigatmung auch – für den Gesamtökosystemaustausch Beziehungen zwischen Luft- oder Bodentemperaturen und dem nächtlichen CO<sub>2</sub>-Fluss hergestellt. So z. B. von GOULDEN ET AL. (1996), die einen exponentiellen Zusammenhang zwischen Bodentemperatur und nächtlichen CO<sub>2</sub>-Flüssen fanden. Auch LINDROTH ET AL. (1998) können mit einer exponentiellen Regression zwischen nächtlichem CO<sub>2</sub>-Fluss und Lufttemperatur 79 % der Varianz erklären. WOFSY ET AL. (1993) beziehen die nächtlichen CO<sub>2</sub>-Flüsse dagegen

linear zur Bodentemperatur, wobei 70 % der Varianz erklärt werden können. HOLLINGER ET AL. (1994) können zwischen Halbstundenwerten der nächtlichen Atmung und der Lufttemperatur keinen Zusammenhang finden, die Autoren stellen jedoch fest, dass mittlere nächtliche CO<sub>2</sub>-Flüsse und Mittelwerte der Temperatur einen exponentiellen Zusammenhang ( $r^2 = 0.43$ ) aufweisen.

Bei der vorliegenden Arbeit wurden Beziehungen zwischen den nächtlichen, stationär gewerteten CO<sub>2</sub>-Flüssen ( $R_g < 10 \text{ W m}^{-2}$ ) und den Luft- und Bodentemperaturen untersucht. Als funktionelle Abhängigkeit ergab eine abgewandelte Arrhenius-Funktion, wie sie von LLOYD & TAYLOR (1994) für die Bodenatmung vorgeschlagen wurde, mit der Lufttemperatur in 2 m Höhe die besten Korrelationen. Diese Abhängigkeit der Ökosystematmung hat auch bei einem Vergleich verschiedener Methoden, der von FALGE ET AL. (2003) auf die EUROFLUX-Bestände angewandt wurde, die besten Ergebnisse geliefert. Sie hat folgende Form:

$$R = R_{10} \cdot e^{E_0 \left( \frac{1}{283.15 - T_0} - \frac{1}{T - T_0} \right)}, \quad (40)$$

$R_{10}$  ist dabei die Respirationsrate bei 10 °C,  $E_0 = 308.56 \text{ K}$ , exponentieller Faktor bezogen auf die Aktivierungsenergie und  $T_0 = 227.13 \text{ K}$  die Temperatur, bei der die Aktivierung stattfindet.

Nach Anwendung der erwähnten Qualitätskriterien (Kap. 2.4.7), wurden die nächtlichen Daten für die weiteren Untersuchungen verwendet. Regressionen wurden sowohl für verschiedene gemessene Temperaturen (Lufttemperatur in 2 m und in 30 m Höhe, Bodentemperatur in 0.05 m und in 0.1 m Tiefe) wie auch für die CO<sub>2</sub>-Flüsse (einschließlich Speicherterm) aus 32 und 22 m Höhe ermittelt. Die Regressionen verbesserten sich deutlich, wenn nur Flüsse betrachtet wurden, die bei gut durchmischten Verhältnissen auftraten. Als Kriterium für die turbulente Durchmischung wurde die Schubspannungsgeschwindigkeit  $u_*$  (Kap. 2.4.6) ab einem Wert von  $0.3 \text{ m s}^{-1}$  herangezogen. Dieser Grenzwert von  $u_*$  liegt innerhalb eines Bereiches wie er auch von anderen Autoren berichtet wird (Tab. 2).

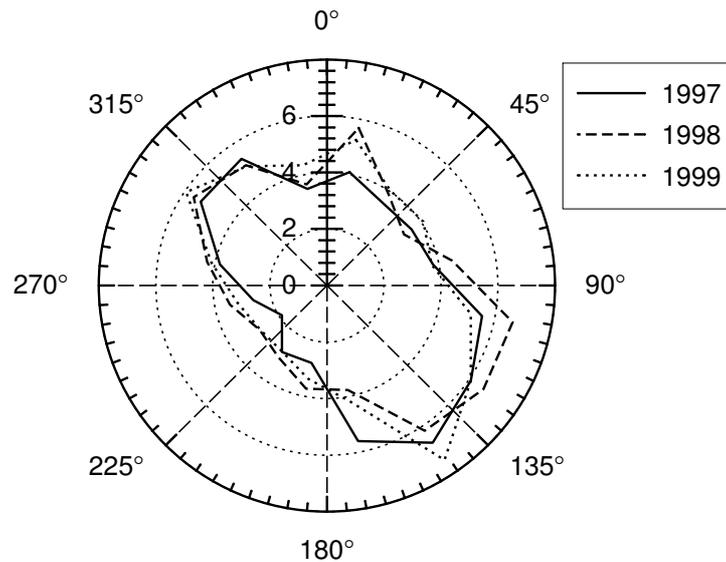
**Tabelle 2:** Grenzen für Schubspannungsgeschwindigkeiten verschiedener Autoren.

Referenz	Ökosystem	mittlere Bestandeshöhe (m)	Grenzwert von $u_*$ ( $\text{m s}^{-1}$ )
GOULDEN ET AL. (1996)	Laubmischwald	20-24	0.17
LINDROTH ET AL. (1998)	borealer Fichtenwald	23	0.50
FAN ET AL. (1995)	borealer Fichtenmischwald	6.5	0.20
GRECO & BALDOCCHI (1996)	Laubmischwald	24	0.20
GOULDEN ET AL. (1997)	borealer Fichtenwald	10	0.20
GRIFFIS ET AL. (2003)	borealer Fichtenwald	7.2	0.35

Auch andere Autoren konnten nachweisen, dass unterhalb eines bestimmten Wertes der Schubspannungsgeschwindigkeit, der offensichtlich bestandesabhängig ist, die Halbstundenwerte der CO<sub>2</sub>-Flüsse stark schwanken und sogar nachts negativ werden können. Über einem bestimmten Wert der Schubspannungsgeschwindigkeit verringert sich die Streuung i. A. signifikant. Deshalb wurde auch in dieser Arbeit entsprechend vorgegangen. So verbessert der Ausschluss von Daten mit  $u_* < 0.3 \text{ m s}^{-1}$  den Regressionskoeffizienten von 0.31 ( $N = 3441$ ) auf 0.52 ( $N = 2145$ ) für die Regression der in 32 m Höhe gemessenen CO<sub>2</sub>-Flüsse mit der Temperatur anhand von Gleichung 40 im Jahr 1997 und von 0.46 ( $N = 5137$ ) auf 0.64 ( $N = 3936$ ) im Jahr 1998.

Die nächtlichen CO<sub>2</sub>-Flüsse im Untersuchungsgebiet hängen jedoch auch stark von der Windrichtung ab. Dies kann sowohl für Klassenmittel (für Windrichtungsklassen von 22.5°) der CO<sub>2</sub>-Flüsse, wie auch für den für die entsprechenden Windrichtungsklassen bestimmten  $R_{10}$ -Wert dargestellt werden. In Abbildung 27 sind die aus den Regressionen der Arrhenius-Funktion nach LLOYD & TAYLOR (1994) ermittelten  $R_{10}$ -Werte für Windrichtungssektoren von 22.5° für die Jahre 1997 bis 1999 dargestellt.

Die mittleren Respirationsraten bei 10 °C sind mit  $6.3 \pm 0.6 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  aus südöstlichen und mit  $5.4 \pm 0.3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  aus nordwestlichen Richtungen deutlich höher als aus den übrigen Windrichtungen ( $3.8 \pm 0.9 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ). Der gleiche Zusammenhang konnte auch für Halbstundenwerte der Atmung aus den entsprechenden Sektoren festgestellt werden, ohne dass ein ähnlicher Zusammenhang für die Temperaturen gefunden werden konnte.



**Abbildung 27:** Mittlere Respirationsraten bei 10 °C ( $R_{10}$ ,  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) bei Einteilung in Windrichtungssektoren von  $22.5^\circ$  für die Jahre 1997 (durchgezogen), 1998 (gestrichelt) und 1999 (gepunktet), bestimmt aus nächtlichen stationären Messwerten ( $R_g < 10 \text{ W m}^{-2}$ ) in 32 m Höhe und der Lufttemperatur in 2 m Höhe.

Diese Unterschiede können zumindest teilweise auf physiologische Ursachen zurückgeführt werden: So können die hohen  $R_{10}$ -Werte im Nordwesten durch eine erhöhte Atmungsaktivität des regelmäßig bearbeiteten und gedüngten Bodens des Pflanzgartens erklärt werden. Ähnliches gilt auch für die hohen Werte aus Südosten, hier befinden sich Fichtenbestände auf Hang- und Quellgleiböden mit stellenweise anmoorigen Verhältnissen in Footprint-Entfernung, die unter trockenen Bedingungen ebenfalls höhere Atmungsaktivitäten verursachen können. Im Südosten befindet sich außerdem ein Anfang der 90er Jahre durch Sturm verursachter Kahlschlag auf feuchtem Boden, wo zusätzlich Biomasse abgebaut wird. In Richtung Westsüdwest befindet sich ein Steinbruch in Footprint-Entfernung, dessen Einfluss zu geringeren Atmungsraten beiträgt. Nördliche und nordöstliche Windrichtungen sind generell gering vertreten (Kap. 3.1 und 4.1). Da für diese Untersuchungen nur CO<sub>2</sub>-Flüsse bei ausreichender Turbulenz verwendet wurden, können advektive Verluste durch Hangabwinde aus nordöstlichen Richtungen ausgeschlossen werden. Insgesamt werden die Unterschiede der Atmungsraten vergleichbar zu Kap. 5.2.1 wiedergegeben, wo Atmungsraten aus den CO<sub>2</sub>-Flüssen am Tage abgeleitet wurden.

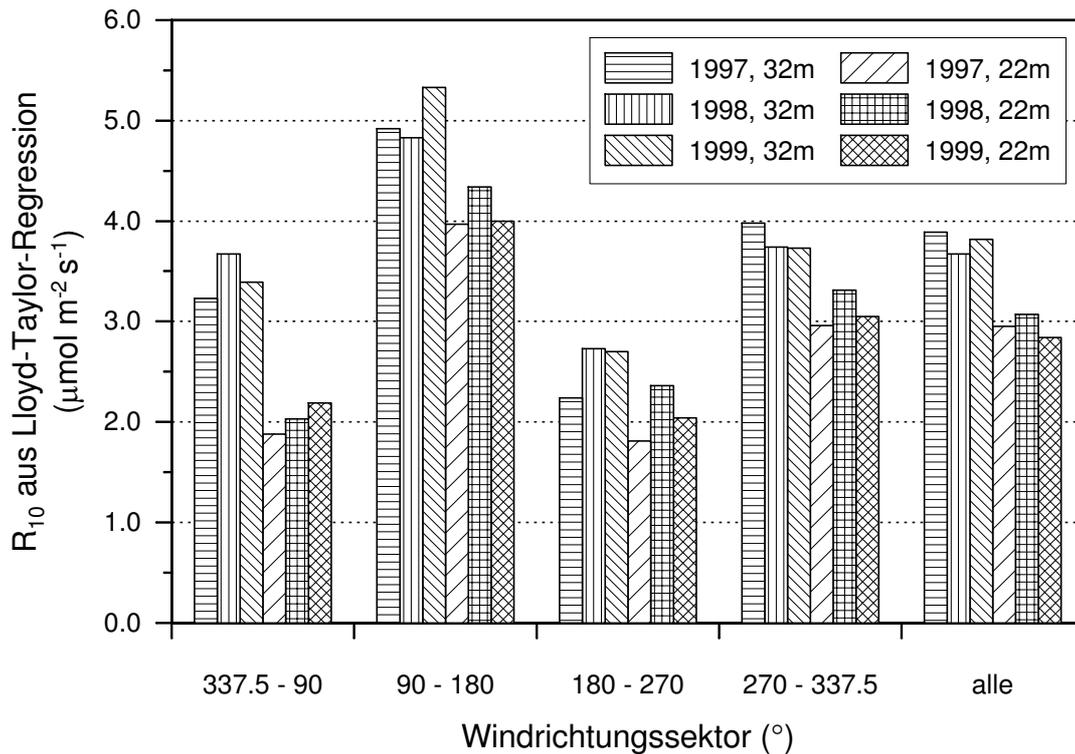
Für die Entwicklung der Parametrisierungen wurden die 16 Windrichtungssektoren zu 4 Klassen analog zu Kap. 5.2.1 zusammengefasst: Nordwest – Ost:  $337.5 - 90^\circ$ , Südost:  $90 - 180^\circ$ , Südwest:  $180 - 270^\circ$  und West – Nordwest:  $270 - 337.5^\circ$ . Die resultierenden  $R_{10}$ -Werte sind in Tabelle 3 zusammengefasst. Aufgeführt sind hier zusätzlich die  $R_{10}$ -Werte, die aus den in 22 m Höhe gemessenen Daten mit der Lufttemperatur in 2 m Höhe bestimmt wurden. Für die Parametrisierung wurden diese dann verwendet, wenn

stabile Verhältnisse auftraten ( $\zeta > 0.05$ ). Die aus den Messungen in 22 m Höhe bestimmten Werte sind generell niedriger und die Regressionskoeffizienten im allgemeinen höher als die aus Messungen in 32 m Höhe. Die geringere Ausdehnung der Quellgebiete für Messungen in 22 m bewirkt hier geringere Streuungen. Nur im Jahr 1997 waren die Regressionskoeffizienten schwächer. Hier liegen jedoch nur Daten ab Ende Mai vor. Die Windrichtungsabhängigkeit tritt jedoch bei beiden Messhöhen in gleicher Form auf (siehe auch Abb. 28). Der Unterschied zwischen den Ergebnissen der beiden Messhöhen ist bei Windrichtungen aus Nordwest bis Ost ( $337.5 - 90^\circ$ ) am ausgeprägtesten, was durch veränderte Turbulenzbedingungen bei der Turmdurchstömung verursacht sein kann.

**Tabelle 3:** Mittlere Respirationsraten bei 10°C ( $R_{10}$ ) für 4 Windrichtungssektoren der Jahre 1997 bis 1999, bestimmt aus nächtlichen stationären Messwerten ( $R_g < 10 \text{ W m}^{-2}$ ,  $u_* > 0.3 \text{ m s}^{-1}$ ) in 32 m und 22 m Höhe und der Lufttemperatur in 2 m Höhe mit Regressionskoeffizienten ( $r^2$ ) aus Lloyd-Taylor-Arrhenius-Regressionen.

Wind- richtungs- sektor	32 m						22 m					
	1997		1998		1999		1997		1998		1999	
	$R_{10}$	$r^2$										
337.5° – 90°	3.23	0.28	3.67	0.33	3.39	0.35	1.88	0.25	2.03	0.38	2.19	0.53
90° – 180°	4.92	0.15	4.83	0.18	5.33	0.39	3.97	0.44	4.34	0.47	4.00	0.46
180° – 270°	2.24	0.15	2.73	0.21	2.70	0.31	1.81	0.12	2.36	0.41	2.04	0.51
270° – 337.5°	3.98	0.17	3.74	0.28	3.73	0.33	2.96	0.12	3.31	0.50	3.05	0.48
gesamt	3.89	0.21	3.67	0.23	3.82	0.32	2.95	0.26	3.07	0.40	2.84	0.45

Diese Abhängigkeiten der nächtlichen CO<sub>2</sub>-Flüsse wurden verwendet, um fehlende nächtliche Messdaten zu ersetzen. Es wurden außerdem solche Daten ersetzt, bei denen die Schubspannungsgeschwindigkeit  $u_* < 0.3 \text{ m s}^{-1}$  war. Weiterhin wurden die Abhängigkeiten verwendet um die respiratorischen Flüsse am Tage abzuleiten und die Gesamtatmung  $TER$  des Ökosystems zu ermitteln.



**Abbildung 28:** Mittlere Respirationsraten bei 10°C ( $R_{10}$  in  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) für 4 Windrichtungssektoren und den Gesamtdatensatz für die Jahre 1997 bis 1999 und für die beiden Messhöhen 22 m und 32 m.

### 5.2.2.2 Methode 2: Bestimmung der Respiration aus Kovarianzmessungen am Tage

Eine Möglichkeit zur Bestimmung der respiratorischen Flüsse besteht zusätzlich mit Hilfe des aus der Lichtsättigungskurve abgeleiteten Atmungsterms  $R_{day}$  (Kap. 5.2.1, Gl. 39), welcher auf Bestandesebene die Atmung der Mikroorganismen und Pflanzenwurzeln (Bodenatmung), des Holzes und neben der Dunkelatmung die sog. Licht- oder Photorespiration der Blätter reflektiert. Auch die Lichtatmung nimmt mit zunehmenden Temperaturen zu (JONES, 1992), ist jedoch gegenüber der Dunkelatmung gehemmt. Die Extrapolation der nächtlich bestimmten Atmungswerte gibt also nicht den korrekten physiologischen Zusammenhang der Atmungsprozesse am Tage wieder. So wird der Unterschied zwischen Dunkel- und Lichtatmung vernachlässigt, wenn die aus den nächtlichen Messdaten abgeleiteten Zusammenhänge auf die Tagstunden projiziert werden. Es muss also tagsüber die Atmung aus  $R_{day}$  und nachts aus der Lloyd-Taylor-Arrhenius-Regression abgeleitet werden. Der Anteil der Blattatmung an der Gesamtökosystematmung beträgt etwa 30% (siehe Kap. 5.2.2.3). Da die Turbulenz tagsüber i. A. gut ausgeprägt ist, sind diese Flüsse jedoch zuverlässiger als die nachts bestimmten Flüsse. Zur Bestimmung von Tagessummen der Ökosystematmung wurde  $R_{day}$  mittels Gleichung 39 für alle Tage der Jahre 1997

bis 1999 ermittelt, wenn mehr als 10 Halbstundenwerte bei  $R_g > 10 \text{ W m}^{-2}$  zur Verfügung standen. Tagessummen der Atmung wurden dann als Kombination aus Gleichung 40 unter nächtlichen Bedingungen und aus dem mittleren  $R_{day}$  tagüber gebildet. So konnten in 1997 an 76, in 1998 an 95 und in 1999 an 125 Tagen Respirationssummen berechnet werden. Diese so gebildeten Tagessummen sind im Mittel in 1997 ca. 6 % und in 1999 ca. 3 % geringer als die Tagessummen aus der Extrapolation der nächtlichen in 32 m Höhe gemessenen CO<sub>2</sub>-Flüsse. In 1998 ist der Unterschied zwischen den beiden Methoden zur Bestimmung der Tagessummen der Respiration nahezu 0.

Die Photorespiration müsste sich jedoch auch vormittags und nachmittags aufgrund unterschiedlicher Enzymaktivitäten im Tagesverlauf unterscheiden. Dieser Zusammenhang wurde mit den Daten der Jahre 1997 bis 1999 ebenfalls untersucht. Dazu wurden nur Daten verwendet, bei denen – wie oben – die Globalstrahlung  $R_g > 10 \text{ W m}^{-2}$  war und kein Frost herrschte. Der Datensatz wurde windrichtungsabhängig in Vormittags- und Nachmittagsstunden separiert. Um die Respirationen vergleichbar zu machen, wurde hierfür der aus den Gesamtdatensätzen bestimmte mittlere Sättigungswert  $F_{C_{sat}}$  pro Jahr konstant gehalten (1997:  $18.6 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , 1998:  $19.4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , 1999:  $18.5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ). Bis auf den Windrichtungssektor  $337.5 - 90^\circ$  im Jahr 1997 ist der so bestimmte mittlere Atmungswert  $R_{day}$  vormittags generell höher als nachmittags. Im Jahr 1998 sind beide Werte aus dem Windrichtungssektor  $180 - 270^\circ$  nahezu gleich ( $2.81$  bzw.  $2.86 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ). Durchschnittlich liegt  $R_{day}$  am Nachmittag ca. 12 % unter dem am Vormittag bestimmten Wert. Dies kann auf verstärkte Atmung am Vormittag hinweisen, da die Wasserverfügbarkeit im Boden dann höher ist und die Bodenatmung den Hauptbeitrag zur Gesamtatmung liefert. Jedoch evt. auch auf die stärkere Atmung der Nadeln am Vormittag, da bei geringerem Sättigungsdefizit die stomatäre Leitfähigkeit höher ist. Der Beitrag der Nadeln lässt sich mit dem vorliegenden Datensatz nicht explizit separieren. Eine weitere Unterteilung der Datensätze in Monate zeigt zwar dasselbe Verhalten – Zunahme der Atmung im Sommer, generell höhere Raten am Vormittag – lässt jedoch eine Hochrechnung nicht zu, da insbesondere in den Wintermonaten zu wenig Daten für die Bestimmung von  $R_{day}$  vorliegen.

### 5.2.2.3 Methode 3: Modellierung der Respiration

Die Gesamtatmung des Ökosystems wurde neben der Hochrechnung aus den Kovarianzdaten über Modellierungen der Atmungsterme der Einzelkomponenten Bodenatmung, Holz- und Blattatmung bestimmt. Diese Modellierungen beruhen auf Messungen von Stamm-, Zweig- und Blattatmung an mehreren Bäumen im Bestand Weidenbrunnen, die 1995 von MIRSCHKORSCH (1996) durchgeführt wurden, und auf Messungen der Bodenatmung, die im Jahr 1999 von SUBKE (2002) im angrenzenden 112-jährigen Bestand ‚Weidenbrunnen 2‘

durchgeführt wurden. Die Atmungsterme wurden separat nach folgenden abgewandelten Arrhenius-Funktionen in Abhängigkeit von der Temperatur auf Halbstundenbasis berechnet (FALGE, pers. Mit.):

Atmung der Stämme (erster Term) und kahlen Äste (zweiter Term):

$$R_{wood} = \left( 0.31 \cdot e^{\left( 17.65 - \frac{42670}{R^* \cdot (T+273.16)} \right)} + 0.17 \cdot e^{\left( 17.39 - \frac{41900}{R^* \cdot (T+273.16)} \right)} \right) \cdot \pi \quad . \quad (41)$$

Atmung der Nadeln und benadelter Äste  $R_{foliage}$ :

$$R_{foliage} = R_{25} \cdot e^{\left( E_a \cdot \frac{(T_{leaf} - 298.16)}{R^* \cdot T_{leaf} \cdot 298.16} \right)} \quad , \quad (42)$$

wobei  $R_{25}$  und  $R_{10}$  Respirationsraten bei 25 °C bzw. bei 10 °C repräsentieren,  $E_a$  ist die Aktivierungsenergie,  $R^*$  die universelle Gaskonstante.

Ein Vergleich der Nadelatmung aus Gleichung 42 mit der für das Jahr 1997 mit dem Mehrschichtmodell GAS-FLUX auf Tagesbasis bestimmten Nadelatmung (FALGE ET AL., 2003) ergab jedoch eine Unterschätzung der Flüsse von etwa 70 % bei einem Regressionskoeffizienten von 0.99. Da der Zusammenhang linear ist, wurde die Nadelatmung nach Gleichung 42 durch Erhöhung um 70 % entsprechend dem Mehrschichtmodell hochgerechnet.

Die Bodenatmung  $R_{soil}$  wurde von SUBKE (2002) unter Berücksichtigung des Bodenwassergehalts mittels folgender Funktion hochgerechnet:

$$R_{soil} = R_{ref} \cdot e^{E_0 \left( \frac{1}{56.02} - \frac{1}{46.02 + T_s} \right)} \cdot \frac{SWC}{SWC_{1/2} + SWC} \quad . \quad (43)$$

$R_{ref}$  ist die Bodenatmung bei der Referenzbodentemperatur 10 °C,  $T_s$  die Bodentemperatur in 5 cm Tiefe,  $E_0$  ein exponentieller Faktor bezogen auf die Aktivierungsenergie nach LLOYD & TAYLOR (1994) und  $SWC_{1/2}$  ist der volumetrische Bodenwassergehalt, bei dem 50 % der optimalen Bodenatmung auftritt.

Die Summe dieser drei Gleichungen liefert die Gesamtatmung des Ökosystems. Die so ermittelte Ökosystematmung konnte für den Zeitraum von April 1997 bis Dezember 1999 auf Monatsbasis mit den durch unterschiedliche Methoden aus den Kovarianzdaten abgeleiteten Atmungsraten verglichen werden.

### 5.2.3 Kovarianzmessungen im Bestand

Um den Beitrag der Bodenatmung bzw. des Unterwuchses zum CO<sub>2</sub>-Austausch zu bestimmen, wurde temporär sowohl im Bestand des Weidenbrunnens in ca. 50 m Entfernung vom Messturm, als auch in umliegenden Beständen mit einer weiteren Kovarianzanlage

gemessen. Aufgrund von hohen Bestandesdichten und Blattflächenindizes ist die Turbulenz jedoch im Stammraum sehr schwach ausgeprägt. Schubspannungsgeschwindigkeiten  $> 0.3 \text{ m s}^{-1}$  treten im Stammraum äußerst selten auf. Diese Tatsache in Verbindung mit der Anwendung von Qualitätstests (siehe Kap. 2.4.7) reduziert die Datenbasis der in 2 m Höhe gemessenen Flüsse erheblich (um ca. 80 %). Um den Anteil der Bodenatmung an der Gesamtökosystematmung aus den Kovarianzdaten abzuleiten, können auch hier nur nächtliche Flüsse berücksichtigt werden. Nachts ist die Turbulenz jedoch, wie bereits erwähnt, am schwächsten ausgeprägt. Vergleichsmessungen im angrenzenden 112-jährigen, weniger dichten Bestand mit Kammermessungen der Bodenatmung von SUBKE (2002) ergaben eine Unterschätzung der mit der Kovarianzmethode gemessenen Flüsse um ca. 30 %, ein Wert, der ähnlich auch von anderen Autoren berichtet wird (JANSSENS ET AL., 2000; MATTEUCCI ET AL., 2000). Von April bis August 1998 verblieben lediglich 485 nächtliche Halbstundenwerte, die mit über dem Bestand gemessenen Flüssen verglichen werden konnten. Temperaturabhängigkeiten ließen sich für diese Daten nicht ableiten. Wenn davon ausgegangen wird, dass die im Stammraum gemessenen die tatsächlichen CO<sub>2</sub>-Flüsse um ca. 30 % unterschätzen, kann für die Zeit von April bis August 1998 davon ausgegangen werden, dass die Bodenatmung einschließlich des Unterwuchses ca. 36 % der Ökosystematmung ausmacht. Trotz der Unsicherheit der Daten und der möglichen unterschiedlichen Quellgebiete der Flüsse ist dieses Verhältnis vergleichbar zum Anteil der Bodenatmung an der Gesamtatmung, die durch Modellierungen bestimmt wurden (Kap. 5.2.2.3 und Kap. 6.2.1). Hier beträgt der Anteil der Bodenatmung im Mittel 42 %. Die extrem unsicheren Ergebnisse stehen in großem Widerspruch zum hohen mess- und auswertetechnischen Aufwand, der erforderlich ist, um zu einer auswertbaren Datenbasis zu gelangen.

## 6 Ergebnisse

### 6.1 Energie- und Wasserdampf Flüsse

In diesem Kapitel sollen vorrangig die mit dem Turbulenzkomplex gemessenen Flüsse der fühlbaren und latenten Wärme behandelt werden. Bei Untersuchungen zur Energiebilanz über hohen Beständen ist es allerdings notwendig, Speicherterme zu berücksichtigen, auf die im Folgenden ebenso eingegangen wird.

#### 6.1.1 Energiebilanzschließung

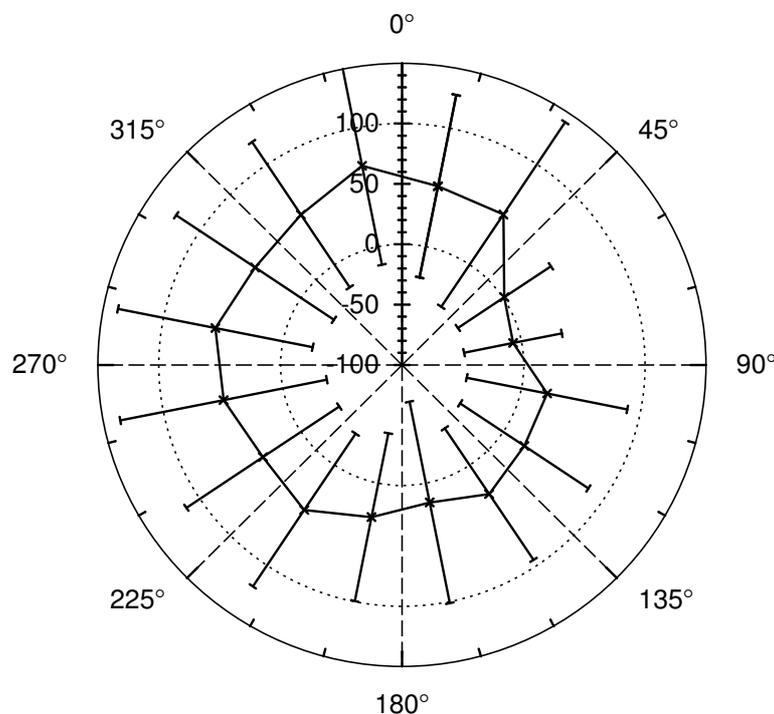
Als Maß für die Qualität von Kovarianzmessungen wurde in der Vergangenheit häufig die Energiebilanzschließung herangezogen (siehe z. B. LAUBACH ET AL., 1994; BARR ET AL., 1994; VERMA ET AL., 1986; AUBINET ET AL., 2000). Die Energiebilanz einer Oberfläche setzt sich zusammen aus den Komponenten Strahlungsbilanz  $R_n$ , Bodenwärmestrom  $G$  und den turbulenten Energieflüssen fühlbarer Wärmestrom  $H$  und latenter Wärmestrom  $\lambda E$ . Bei mit Vegetation bedeckten Oberflächen müssen außerdem Speicherterme berücksichtigt werden. Sind alle Terme, die die Energiebilanz einer Oberfläche bestimmen bekannt, so muss die Gleichung

$$R_n - H - \lambda E - G - S_A - S_W - S_B - S_C = 0 \quad (44)$$

erfüllt sein.  $S_A$ ,  $S_W$  und  $S_B$  sind die Energieflüsse aus Speicherung im Luftvolumen unterhalb der Messhöhe in trockener Luft, in feuchter Luft und in der Biomasse.  $S_C$  ist die Energie, die für die Photosynthese verbraucht wird.

Die Terme  $H$  und  $\lambda E$  wurden über die Kovarianzmethode bestimmt. Die Terme Strahlungsbilanz, Bodenwärmestrom und Speicherterme werden im Allgemeinen zusammengefasst und bilden die verfügbare Energie  $R_a$ . Wird die Summe der turbulenten Flüsse  $H + \lambda E$  gegen die verfügbare Energie aufgetragen, kann aus der Steigung der Regressionsgeraden die Schließung der Energiebilanz abgeleitet werden. Da das Messgelände aufgrund von Hangneigungen und Heterogenitäten nicht ideal ist, kann keine hundertprozentige Schließung erwartet werden. Außerdem ist zu berücksichtigen, dass die den Weidenbrunnen umgebenden Bestände durchweg höher und eher lichter sind (siehe Abb. 1) und dort abweichende Energiebilanzverhältnisse auftreten können. Das heißt, die Größen Strahlungsbilanz und Speicherterme werden direkt bzw. in unmittelbarer Nähe des Turmes gemessen, die turbulenten Flüsse  $H$  und  $\lambda E$  haben ihr Quellgebiet in variablem Abstand und unterschiedlichen Richtungen vom Turm (siehe Kap. 4.1). Eine ungenügende Schließung der Energiebilanz kann jedoch auch, wie von FOKEN (1998) berichtet, durch die ungenügende Genauigkeit der Strahlungsmessungen (Fehler von 10 – 20%)

hervorgerufen werden. Unberücksichtigt bleiben auch horizontale Flussdivergenzen und Advektion. Weitere Ursachen der ‚nicht-geschlossenen‘ Energiebilanz werden in CULF ET AL. (2003) aufgeführt. Dazu gehört die Phasenverschiebung der Speicherterme gegenüber der Strahlungsbilanz und den turbulenten Flüssen wie auch Messfehler bei den Verdunstungsmessungen durch Nässe im Ansaugschlauch nach Regen. Die sog. Schließungslücke wird in Abbildung 29 für die Vegetationsperioden (Mai bis September) 1997 und 1998 anhand des Residuums ( $R_a - (H + \lambda E)$ ) verdeutlicht. Das Residuum wurde nur aus reinen Messdaten bestimmt. Beim latenten Wärmestrom sind Korrekturen entsprechend Kap. 5.1.1 berücksichtigt. Dargestellt sind Klassenmittel der Residuen für Windrichtungsklassen von jeweils  $22.5^\circ$ .



**Abbildung 29:** Abhängigkeit des Residuums (Halbstundenwerte in  $\text{W m}^{-2}$ ) von der Windrichtung in Schritten von  $22.5^\circ$  für Messungen in 32 m Höhe.

Im Mittel ist das Residuum mit  $-7$  bzw.  $1 \text{ W m}^{-2}$  in 32 m und  $13$  bzw.  $22 \text{ W m}^{-2}$  in 22 m (nicht dargestellt) bei Windrichtungen aus Nordost bis Ost am geringsten. Dies ist nicht nur ein Effekt der Mittelung, sondern träfe auch zu wenn Einzelwerte des Residuums gegen die Windrichtung aufgetragen würden; auch unterscheiden sich Mittelwerte und Mediane in diesen Fällen nur gering. Allerdings treten in diesen beiden Windrichtungssektoren ( $45^\circ - 90^\circ$ ) nur ca. 7% aller Fälle auf. Außer für die nördlichen Richtungen sind die Unterschiede zwischen den beiden Messhöhen gering und nicht konsistent in eine Richtung. Die höchsten Standardabweichungen treten in nördlichen Richtungen auf, was durch eine Beeinflussung des Windfelds durch den Turm, jedoch auch durch den angrenzenden Altbestand verursacht sein kann. Die im Mittel höchsten Werte des Residuums treten in die

Richtungen Westen und Südosten auf, welches die Hauptwindrichtungen für das Gebiet sind (siehe Abb. 9). Dies kann durch den sich in westlicher Richtung befindenden Pflanzgarten und den weiter entfernten Steinbruch bedingt sein. Bei Windrichtungen aus Südost bewirkt das relativ starke Gefälle möglicherweise advective Verluste. Auf Halbstundenbasis beträgt die mittlere Energiebilanzschließung für die Daten aus der 32 m-Messhöhe 74 % mit einem Offset (y-Achsenabschnitt) von  $-10.0 \text{ W m}^{-2}$ . Die Berücksichtigung der Korrektur durch den Vergleich mit Messungen mit dem Krypton-Hygrometer (Kap. 2.4.9) reduziert das Residuum im Schnitt um  $11 \text{ W m}^{-2}$  bzw. um 24 %. Die Energiebilanzschließung auf Halbstundenbasis beträgt nach dieser Korrektur 80 %, der Offset beträgt  $8.0 \text{ W m}^{-2}$ . Ähnliche Schließungslücken werden auch von anderen Autoren berichtet, so z. B. von AUBINET ET AL. (2000), die verschiedene EUROFLUX-Bestände verglichen oder auch von BERNHOFER ET AL. (2003), die eine mittlere Schließung von 89 % und einen Offset von  $12.1 \text{ W m}^{-2}$  über einem 110-jährigen Fichtenwald bei Tharandt bestimmten. Die Schließung über einem Kiefernwald auf flachem Gelände wurde von KOWALSKI ET AL. (2000) mit 70 % angegeben. Es ist auch deutlich, dass die nächtlichen Werte ( $R_g < 10 \text{ W m}^{-2}$ ) die Schließungslücke vergrößern, was durch die ausgedehnten und weiter entfernten Quellgebiete und den unterdrückten turbulenten Austausch unter stabilen Bedingungen verursacht ist. Diese Tatsache wird auch von WILSON ET AL. (2002) bestätigt, die die Energiebilanzschließung für 22 verschiedene Messstationen im Rahmen des FLUXNET-Netzwerkes untersuchten und mittlere Schließungslücken von 20 % ermittelten. Bei Betrachtung von Tagwerten verbessert sich die Schließung auf 83 %. Festzustellen ist außerdem, dass die Korrelation zwischen verfügbarer Energie und turbulenten Flüssen sehr gut ist ( $r^2 = 0.94$ ).

Bei Betrachtung der Energiebilanzschließung auf Tagesbasis müssten die Tagessummen der Speicherterme (Luft, Biomasse) verschwinden. Hierzu wurden Tagesmittelwerte der turbulenten Flüsse  $H$  und  $\lambda E$  mit der verfügbaren Energie  $R_a$  verglichen. Wenn alle verfügbaren Daten von 1997 bis 1999 betrachtet werden, beträgt die Steigung der Regressionsgeraden 1.18 (entsprechend einer Schließung von 118 %), der Betrag des Offsets ist jedoch mit  $-59.9 \text{ W m}^{-2}$  recht hoch. Die Reduzierung der Daten auf die Vegetationszeit (etwa 20.4. – 10.10.) reduziert die Steigung auf 1.11, der Offset beträgt dann  $-51.7 \text{ W m}^{-2}$ . Deutlich ist jeweils, dass sehr stark negative Werte des fühlbaren Wärmestroms im Winter einen großen Einfluss auf die Steigung und den y-Achsenabschnitt haben. Es kann davon ausgegangen werden, dass stark negative Werte von  $H$  auf Advektion und Schwellen (FOKEN & WICHURA, 1996) zurückzuführen sind. Wenn diese unberücksichtigt bleiben, verbessert sich die Energiebilanzschließung auf Tagesbasis auf 101 % bei einem Offset von  $-36.5 \text{ W m}^{-2}$ . Dies ist vergleichbar mit Messungen von BERBIGIER ET AL. (2001), die auf Monatsbasis eine Schließung von 102 % bei einem Offset von  $-25.5 \text{ W m}^{-2}$  erhalten. Die Speicherterme können auf Halbstundenbasis also einen starken Einfluss auf

die Energiebilanzschließung haben, welcher auf Tagesbasis verschwindet. Der hohe Wert des Offsets allerdings ist nicht zu vernachlässigen und ist auf die unzureichende Messung der Strahlungsbilanz und vermutlich auch auf eine Unterschätzung der Verdunstung zurückzuführen. Als weitere Ursache einer ungenügenden Energiebilanzschließung gilt auch die Wahl der Mittelungsdauer. Bei einem Mittelungsintervall von 30 min werden z. B. große konvektive Zellen am Tag nicht mehr erfasst. So konnten FINNIGAN ET AL. (2003) für hohe Bestände zeigen, dass niedrige Frequenzen, die bei einem Mittelungsintervall von 30 min nicht mehr berücksichtigt werden, im Cospektrum noch deutliche Beiträge zum Fluss enthalten. Die Schließung konnte bei FINNIGAN ET AL. (2003) durch eine Vergrößerung des Mittelungsintervalls auf 4 h von 70 auf 100 % verbessert werden. Aufgrund der vielen Ursachen, die zur ‚Nichtschließung‘ der Energiebilanz führen können, werden diese Untersuchungen mittlerweile nicht mehr als Qualitätskriterium für Turbulenzmessungen empfohlen (FOKEN ET AL., 2004).

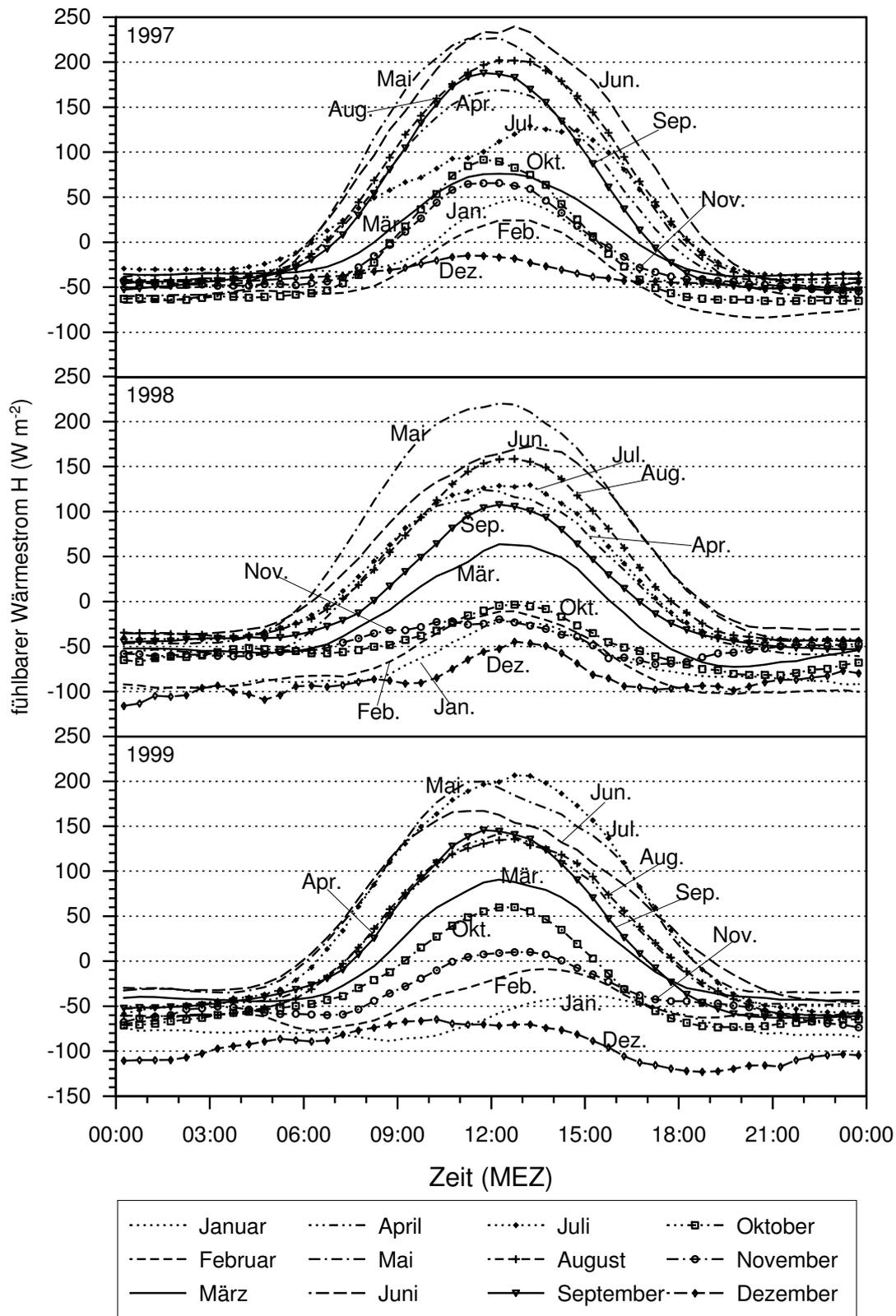
### 6.1.2 Fühlbarer Wärmestrom $H$

In Abbildung 30 sind monatliche mittlere Tagesgänge des mit der Kovarianzmethode ermittelten und korrigierten fühlbaren Wärmestroms von Januar 1997 bis Dezember 1999 dargestellt. Auffallend sind zunächst die durchgängig stark negativen Tagesgänge im Winter 97/98 und 98/99 sowie im Dezember 1999. Diese sind zwar teilweise auf advective Verhältnisse zurückzuführen, überwiegend waren die Bedingungen in den Wintermonaten jedoch so stark stabil, dass die Kovarianzmethode nicht mehr geeignet ist, den Fluss korrekt zu erfassen. Durch die in Kap. 2.4.7 besprochenen Qualitätstests lassen sich diese Werte allerdings nicht ausschließen, da der überwiegende Anteil der Daten stationär ist. Die Tests der integralen Turbulenzcharakteristiken würden dazu führen, dass kaum noch Messdaten mit ausreichender Qualität zur Verfügung stünden.

In den Jahren 1997 und 1998 wurden in den Monaten Mai und Juni die höchsten Tagesmittelwerte erreicht; dagegen war der fühlbare Wärmestrom in diesen beiden Jahren im Juli jeweils deutlich reduziert. Das Jahr 1999 zeichnet sich beim fühlbaren Wärmestrom durch ausgeglichene Verhältnisse während der Monate Mai bis Juli und eine starke Reduzierung desselben im August aus. Von April bis September sind die Tagesmittelwerte aus den monatlichen mittleren Tagesgängen durchweg positiv, mit der einzigen Ausnahme im September 1998, in dem dieser Wert  $-2.2 \text{ W m}^{-2}$  beträgt.

Es spiegeln sich deutlich die unterschiedlichen Niederschlagsverhältnisse der einzelnen Jahre wieder. Im sehr trockenen Jahr 1997 traten während der Vegetationszeit kaum negative Tagesmittelwerte auf, der Mittelwert über die gesamte Periode liegt deutlich über denen der anderen Jahre. Das niederschlagsreichste Jahr 1998 hat den geringsten Mittelwert der Sommermonate, negative Tagesmittelwerte traten in dieser Zeit relativ häufig auf (an

33 % der Tage). Im Vergleich dazu sind nur 20 % der Tagesmittelwerte im entsprechenden Zeitraum in 1997 negativ.

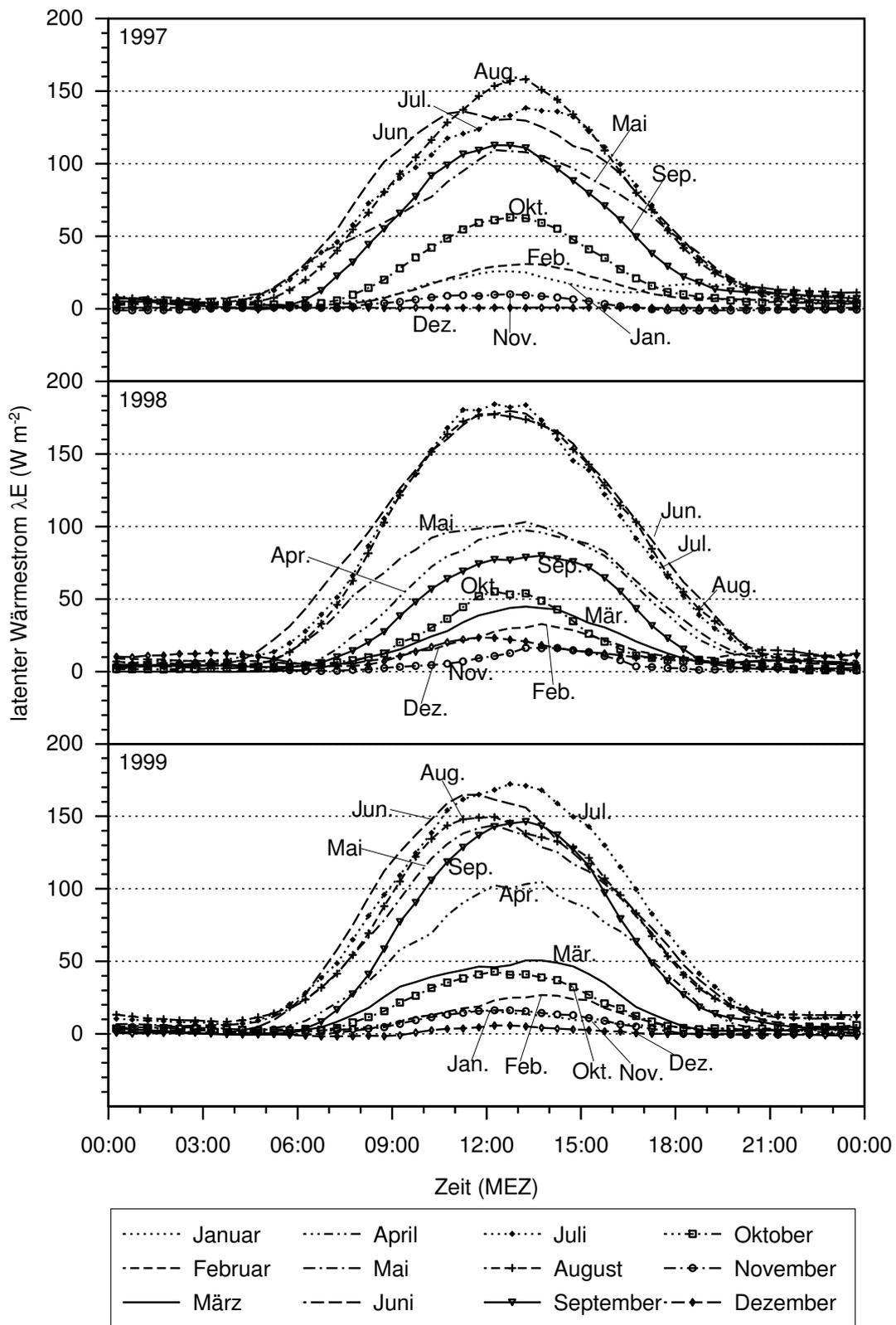


**Abbildung 30:** Monatliche mittlere Tagesgänge des fühlbaren Wärmestroms  $H$  (in  $\text{W m}^{-2}$ , gleitend gemittelt) für die Jahre 1997 bis 1999.

Noch deutlicher wird dies, wenn nur Tage mit Tagesmittelwerten  $< 10 \text{ W m}^{-2}$  betrachtet werden: im Jahr 1997 traten negative Tagesmittelwerte nur an 13 % der Tage auf, 1998 an 27 % und im Jahr 1999 an 19 % der Tage.

### 6.1.3 Latenter Wärmestrom $\lambda E$

Wegen ihrer Rolle in der Energiebilanz natürlicher Oberflächen und der engen Beziehung zwischen Wassernutzung und Kohlenstoffumsätzen von Pflanzen ist die Transpiration ein bedeutender Prozess in der Ökosystemforschung. Der mit der Kovarianzmethode gemessene latente Wärmestrom beinhaltet alle Verdunstungsprozesse des Ökosystems einschließlich der Interzeptionsverdunstung und wird auch als Evapotranspiration bezeichnet. Häufig wird der Einfachheit halber auch nur Evaporation gleichbedeutend verwendet. Das Verhalten des mit der Kovarianzmethode bestimmten und korrigierten (Kap. 2.4.9) latenten Wärmestroms wird im Folgenden erläutert. Zum Vergleich mit Abbildung 30 sind in Abbildung 31 die monatlichen mittleren Tagesgänge der Verdunstung dargestellt. Die monatlichen mittleren Tagesgänge wurden ausschließlich mit Messdaten gebildet. Auffallend sind zunächst die nahezu identischen mittleren Tagesgänge und ihre Amplituden in den Monaten Juni, Juli und August des Jahres 1998 und der Unterschied zu den übrigen Monaten des Jahres. Bei durchweg hohem Niederschlagsangebot konnte in diesen Monaten während des Sommers konstant transpiriert werden. Die mittleren Tagessummen der Verdunstung betragen 2.5 mm im Juni und 2.4 mm in den Monaten Juli und August. Im Jahr 1997 ist die Variabilität größer, auch hier sind die Monate der höchsten Verdunstung Juni bis August mit 1.9 bis 2.0 mm. Die Unterschiede zu den Verdunstungssummen der Monate Mai und September sind jedoch nicht so stark ausgeprägt (1.6 bzw. 1.4 mm).

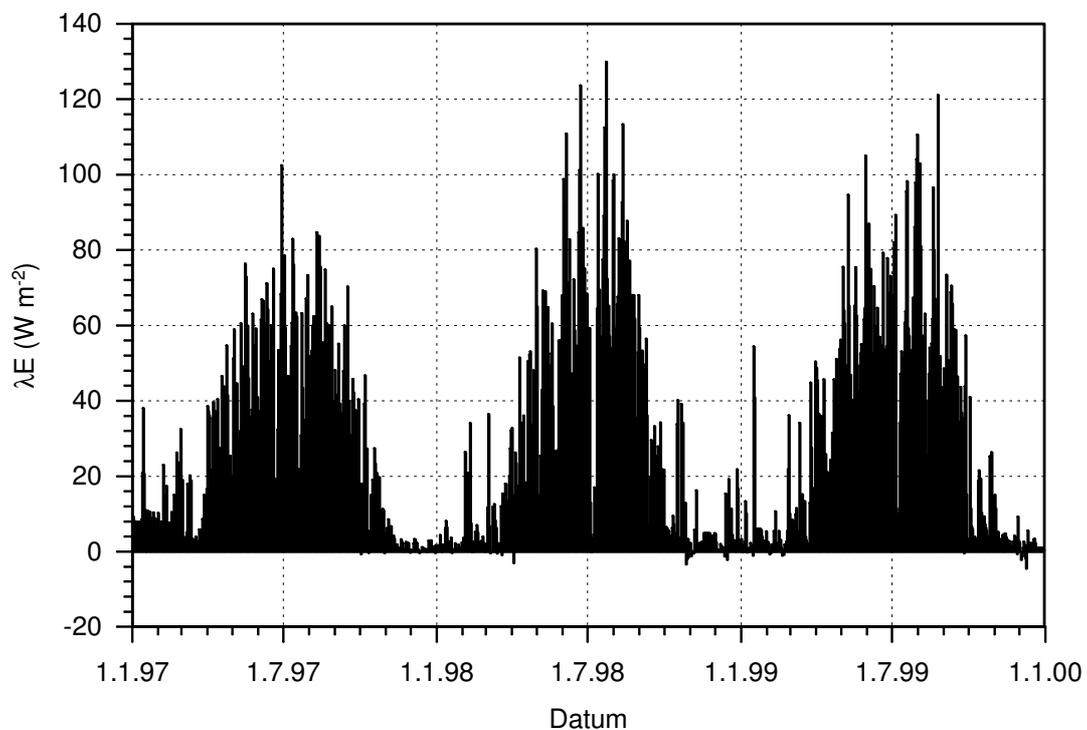


**Abbildung 31:** Monatliche mittlere Tagesgänge des latenten Wärmestroms  $\lambda E$  (in  $\text{W m}^{-2}$ , gleitend gemittelt) für die Jahre 1997 bis 1999.

Mit Hilfe der in Kap. 5.1.1 vorgestellten Modellierung der Verdunstung konnten Tages-, Monats- und Jahressummen für die Jahre 1997 bis 1999 bestimmt werden. Diese werden

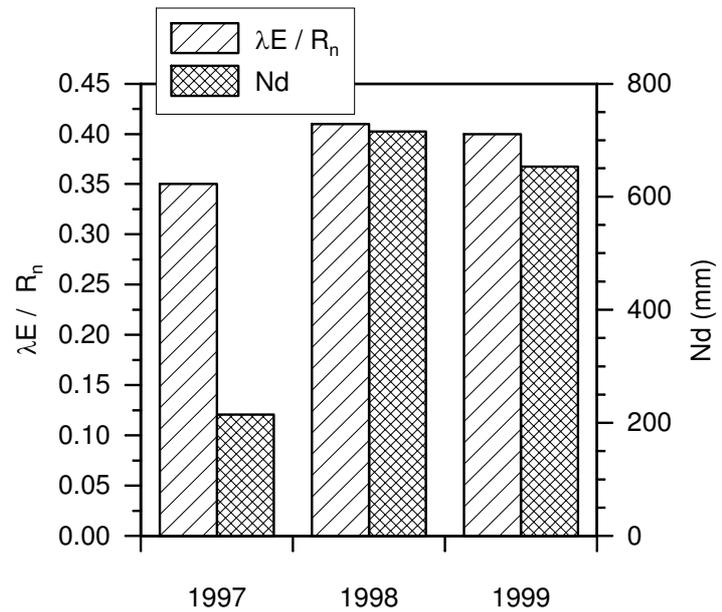
neben den Jahresgängen der Tagesmittelwerte im Folgenden erläutert:

Bei Betrachtung der Tagesmittelwerte des latenten Wärmestroms fällt im Vergleich zum fühlbaren Wärmestrom (nicht dargestellt) zunächst auf, dass die Werte höher und selten (und dann nur schwach) negativ sind, da der Verdunstungsfluss nachts nur bei Taufall negativ wird, sondern meist nahe Null ist. Die Verdunstung setzte im Jahr 1997 bereits Anfang April mit Tagesmittelwerten um  $40 \text{ W m}^{-2}$  vergleichsweise früh ein, im Sommer traten jedoch kaum Werte über  $80 \text{ W m}^{-2}$  (entsprechend etwa  $2.8 \text{ mm/Tag}$ ) auf. In den niederschlagsreichen Jahren 1998 und 1999 dagegen waren Tage mit Tagesmitteln über  $80 \text{ W m}^{-2}$  häufiger, wobei bereits Tagesmittel über  $40 \text{ W m}^{-2}$  fast ausschließlich auf die Sommermonate beschränkt auftraten. Die höchsten Tagesmittel traten im niederschlagsreichsten Jahr 1998 auf.



**Abbildung 32:** Tagesmittelwerte des latenten Wärmestroms  $\lambda E$  mit Berücksichtigung von Modellergebnissen für die Jahre 1997 bis 1999.

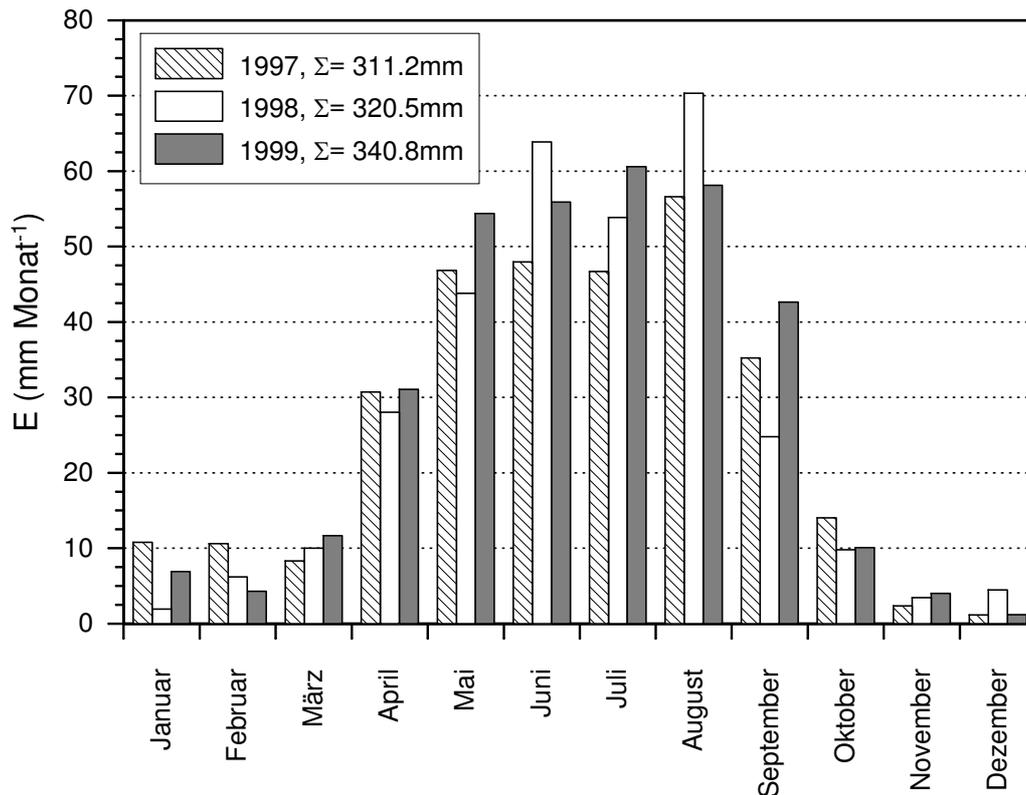
Differenzierter wird das Bild bei Betrachtung des Verhältnisses von latentem Wärmestrom (unter Berücksichtigung modellierter Daten) zur Strahlungsbilanz (Abb. 33). Im Jahr 1997 ist das Verhältnis  $\lambda E/R_n$  über die Zeit von April bis September im Vergleich zu den beiden anderen Jahren mit 0.35 am geringsten. Dabei ist zu berücksichtigen, dass in 1997 erst ab dem 24. Mai Verdunstungsdaten zur Verfügung standen. Deshalb ist die Unsicherheit in diesem Jahr durch den größeren Anteil modellierter Daten höher. Im niederschlagsreichsten Jahr 1998 ist das Verhältnis mit 0.41 am größten und etwas geringer (0.40) im Jahr 1999.



**Abbildung 33:** Verhältnis des latenten Wärmestroms zur Strahlungsbilanz ( $\lambda E/R_n$ ), jeweils für den Zeitraum von April bis September der Jahre 1997 bis 1999 und die korrespondierenden Niederschlagssummen ( $Nd$ ).

Wenn wiederum nur Messdaten in Relation zur Strahlungsbilanz gestellt werden, sind die Verhältnisse mit  $0.31 \pm 0.10$  in 1997,  $0.33 \pm 0.13$  in 1998 und  $0.31 \pm 0.12$  in 1999 nicht signifikant unterschiedlich. D.h. die Verdunstung kann im Untersuchungsgebiet unabhängig vom Niederschlagsangebot stattfinden und wird maßgeblich von der Strahlung gesteuert. Gleichzeitig wird auch deutlich, dass fehlende Messdaten, die zur Bildung von Monats- und Jahressummen durch Modellierungen überbrückt werden müssen, zu Unsicherheiten führen.

Der Vergleich der Monatssummen (Abb. 34) mit Berücksichtigung der modellierten Daten bei Messausfällen zeigt, dass die Verdunstung in den Monaten Januar und Februar des Jahres 1997 gegenüber den anderen beiden Jahren relativ hoch war, wobei berücksichtigt werden muss, dass in diesen Monaten kaum Messdaten zur Verfügung standen (maximal 24% im Februar). In den Sommermonaten Juni bis August traten in diesem Jahr die geringsten Verdunstungssummen auf. Das Jahr 1999 mit der insgesamt höchsten Verdunstungssumme zeichnete sich bei den Monatssummen nicht generell durch die höchsten Werte aus (siehe auch Tab. A8).

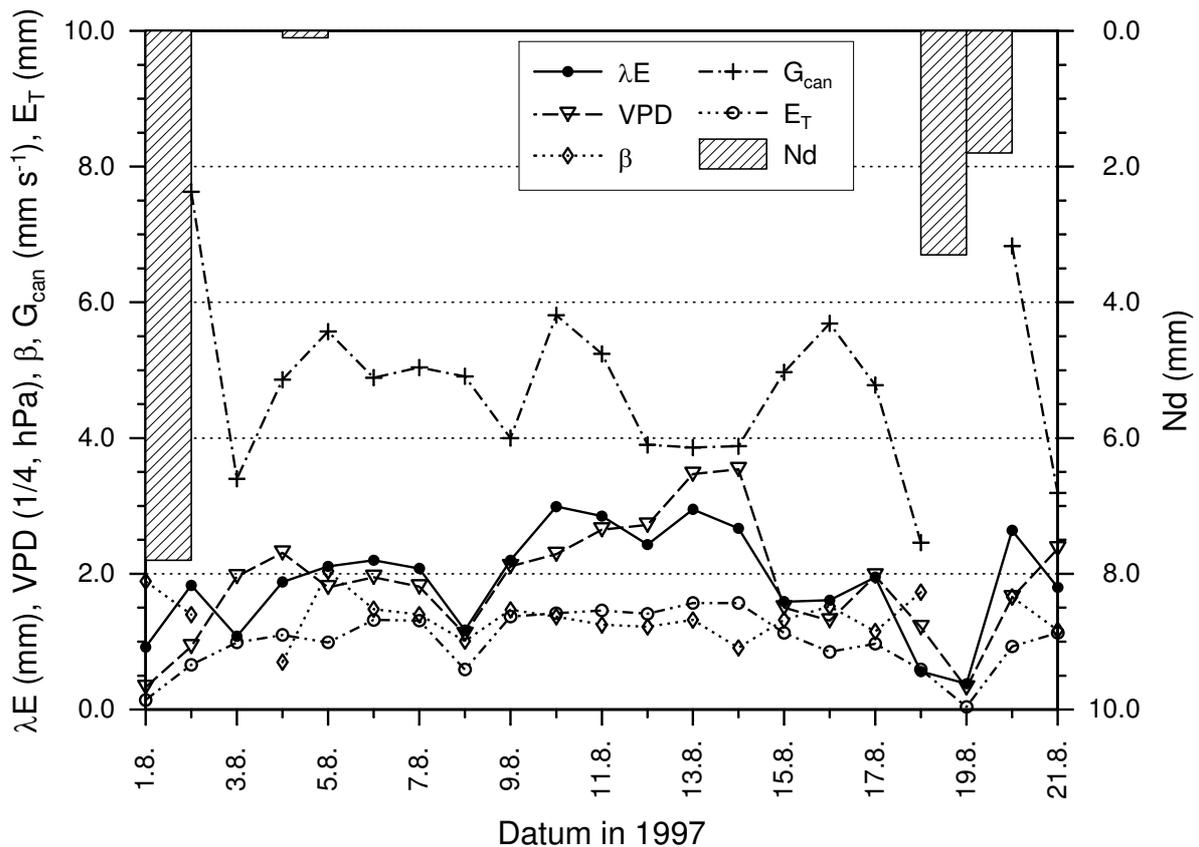


**Abbildung 34:** Monatssummen der Verdunstung mit Modellierung der Ausfälle durch Regression mit der potentiellen Verdunstung nach Penman für die Jahre 1997 bis 1999.

Über die Monate April bis September betragen die Mittelwerte der Verdunstung mit Berücksichtigung der modellierten Daten  $41 \pm 20 \text{ W m}^{-2}$  (43 mm/Monat) in 1997,  $44 \pm 29 \text{ W m}^{-2}$  (47 mm/Monat) im Jahr 1998 und  $47 \pm 26 \text{ W m}^{-2}$  (50 mm/Monat) im Jahr 1999.

Trotz der stark unterschiedlichen Niederschlagsverhältnisse zwischen den Jahren sind die Jahressummen der Verdunstung sehr ähnlich. Im sehr niederschlagsarmen Jahr 1997 war die Verdunstung mit 311.2 mm am geringsten. Das geringere Strahlungsangebot in den Jahren 1998 und 1999 limitierte die Verdunstung, so dass die Summen mit 320.4 mm und 340.8 mm nur wenig höher als in 1997 waren. Dies bedeutet, dass im Jahr 1997 57.6 % des Niederschlags wieder in Verdunstung überführt wurden. Im niederschlagsreichsten Jahr 1998 betrug der entsprechende Anteil nur 24.7%, 1999 29.1%. Der am Gebietsauslass des Wassereinzugsgebietes gemessene Abfluss betrug im Jahr 1997 416.6 mm, 1998 614.8 mm und 564.4 mm im Jahr 1999 (LISCHEID ET AL., 2001). Damit ergibt die Summe aus Abfluss und Verdunstung in 1997 84% des Niederschlagsangebots und jeweils 59% in 1998 und 1999. Da sich das Quellgebiet der Flussmessungen nicht ausschließlich auf das Wassereinzugsgebiet Lehstenbach beschränkt und die Speicherung in den anmoorigen Böden am Unterhang unberücksichtigt bleibt, kann keine geschlossene Wasserbilanz erwartet werden.

Die geringen Unterschiede in der Gesamtverdunstung machen deutlich, dass selbst im Jahr 1997 kein Trockenstress für die Vegetation vorhanden war. So traten selbst in 1997 keine lang anhaltenden Perioden ohne Niederschlag auf. Die längste und sehr warme Periode ohne Niederschlag war die Zeit vom 2.8. bis 17.8.1997. Tagesmittelwerte der Lufttemperatur betragen in dieser Zeit minimal  $13.5^{\circ}\text{C}$  und maximal  $22.0^{\circ}\text{C}$ . Die Verdunstung verlief in dieser Zeit annähernd parallel zum Sättigungsdefizit ( $VPD$ ) mit einem Maximalwert von  $2.99\text{ mm d}^{-1}$  am 9. Tag ohne Niederschlag (Abb. 35).



**Abbildung 35:** Latenter Wärmestrom  $\lambda E$ , Sättigungsdefizit ( $1/4 VPD$ ), Bowen-Verhältnis  $\beta$ , Bestandesleitfähigkeit  $G_{can}$ , Transpiration  $E_T$  und Niederschlag  $Nd$  (rechte Achse) für die Zeit vom 1.8. bis 21.8.1997.

Das Verhältnis  $\lambda E/R_n$  betrug in diesem Zeitraum im Mittel 0.33 und war nur geringfügig höher als im gesamten Zeitraum der Vegetationszeit (0.31), die Verdunstung war also nicht reduziert, wie auch aus den Tagesmitteln des Bowen-Verhältnisses  $\beta = H/\lambda E^3$  deutlich wird. Im Mittel betrug dieses im betrachteten Zeitraum vom 2. bis 17.8.1997  $1.30 \pm 0.30$ . Die Variation der Tagesmittelwerte von  $\beta$  war sehr gering; so trat der niedrigste Wert von 0.70 am 4.8.1997 auf. An diesem Tag wurde ein geringer Niederschlag von 0.1 mm

<sup>3</sup>Das Bowen-Verhältnis wurde nur gebildet, wenn die Globalstrahlung  $R_g$  mehr als  $40\text{ W m}^{-2}$  betrug. Tagesmittelwerte sind nur dargestellt, wenn mindestens 10 Halbstundenwerte zur Mittelung zur Verfügung standen.

registriert. Der höchste Wert des Bowen-Verhältnisses von 2.04 trat am darauf folgenden Tag auf. Danach lag der Tagesmittelwert von  $\beta$  zwischen 0.91 am 14.8. und 1.73 am 18.8. Im Mittel war  $\beta$  in den trockenen Tagen vom 2. bis 17.8. mit 1.30 jedoch geringer, als über den gesamten Zeitraum von Mai bis September 1997 (1.51).

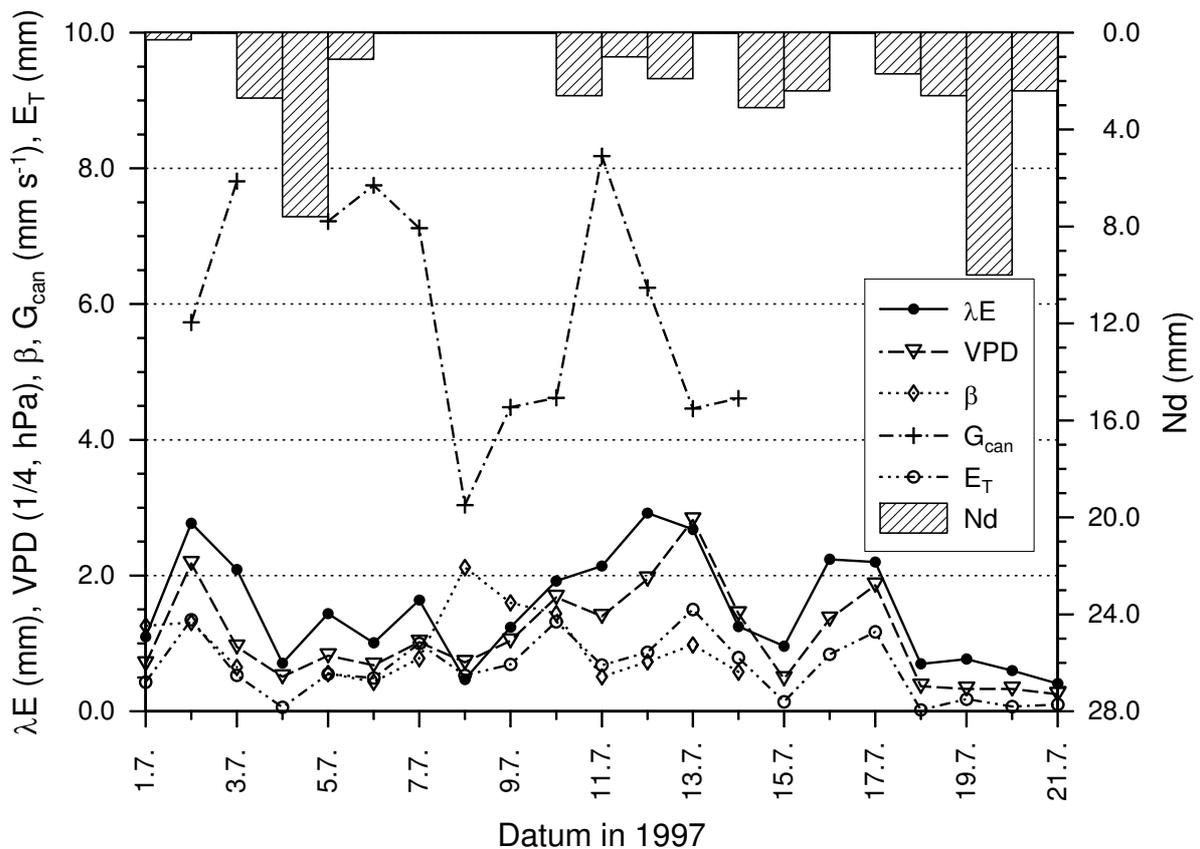
Die Bestandesleitfähigkeit  $G_{can}$ <sup>4</sup> war an Tagen mit Niederschlag bzw. direkt danach noch vergleichsweise hoch, in der Zeit ohne Niederschlag vom 2. bis 17.8. betrug  $G_{can}$  im Mittel  $4.9 \text{ mm s}^{-1}$ , jedoch ohne sehr deutliche Beziehung zu den anderen hier betrachteten Größen, auch wenn  $G_{can}$  generell mit zunehmendem Sättigungsdefizit abnimmt. Am 3.8., dem zweiten Tag nach dem letzten Niederschlag ist die Gesamtverdunstung mit 1.08 mm aufgrund des geringen Strahlungsangebots sehr niedrig. Die durch Xylemflussmessungen ermittelte Transpiration (siehe Kap. 5.1.2), erreichte an diesem Tag jedoch 0.99 mm und damit 91 % der Gesamtverdunstung. Danach beträgt der Anteil  $E_T/\lambda E$  im Mittel lediglich 56 % bis zum 17.8.97. In der Zeit vom 5. bis 18.8. wurde zusätzlich die Bodenverdunstung mittels Lysimetern<sup>5</sup> gemessen. Die Addition der so ermittelten Bodenverdunstung und der Transpiration der Bäume ergibt im Mittel 75 % der mit der Kovarianzmethode bestimmten Gesamtverdunstung. Der Rest müsste somit der Bodenvegetation zugeschrieben werden, da in der Zeit ohne Niederschlag keine Interzeptionsverdunstung stattfindet. Nach WEDLER (1996) betrug die Verdunstung des Unterwuchses im Juli 1995 23 % der Gesamtverdunstung. Wenn der gleiche Beitrag für den betrachteten Zeitraum berücksichtigt würde, könnte davon ausgegangen werden, dass alle zur Evapotranspiration beitragenden Komponenten recht genau gemessen wurden. Die Summe der Einzelkomponenten beträgt mit Berücksichtigung des Unterwuchses 98 % der mit der Kovarianzmethode bestimmten Gesamtverdunstung. Das Residuum bei der Energiebilanzschließung der Energiebilanz würde demnach nicht auf der fehlerhaften Bestimmung von  $\lambda E$  beruhen.

Zum Vergleich sind in Abbildung 36 die gleichen Größen wie in obiger Abbildung für den 1. bis 21. Juli 1997, einer Periode mit regelmäßigem Niederschlag, dargestellt.

---

<sup>4</sup>Die Bestandesleitfähigkeit wurde aus der Invertierung der Penman-Monteith-Gleichung abgeleitet, wenn in den vorangegangenen 2 Stunden kein Niederschlag fiel und  $R_g$  mehr als  $40 \text{ W m}^{-2}$  betrug. Tagesmittelwerte sind nur dargestellt, wenn mindestens 10 Halbstundenwerte zur Mittelung zur Verfügung standen.

<sup>5</sup>Die Lysimetermessungen wurden mittels fünf Plastikwannen mit Kantenlängen von 0.35 m durchgeführt. Dazu wurde Boden ausgestochen und wieder in die Plastikwannen eingebracht. Die Verdunstung wurde aus der täglichen Gewichtsveränderung bestimmt.

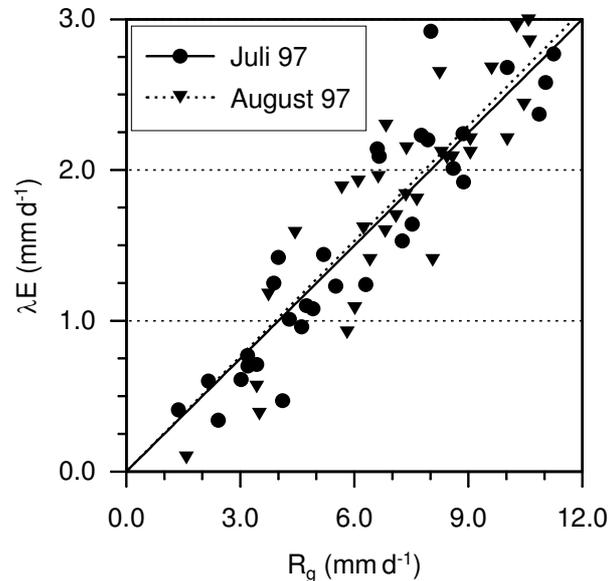


**Abbildung 36:** Latenter Wärmestrom  $\lambda E$ , Sättigungsdefizit ( $1/4 VPD$ ), Bowen-Verhältnis  $\beta$ , Bestandesleitfähigkeit  $G_{can}$ , Transpiration  $E_T$  und Niederschlag  $Nd$  (rechte Achse) für die Zeit vom 1.7. bis 21.7.1997.

Insgesamt fielen im Juli 1997 104.3 mm Niederschlag, im August lediglich 25.9 mm. In der Periode vom 1. bis 20.7. fielen 42.9 mm Niederschlag, vom 1. bis 20.8. nur 14.0 mm. Im Juli blieb die Tagessumme der Verdunstung konstant unter  $3 \text{ mm d}^{-1}$ , mit dem höchsten Wert von 2.9 mm am 12.7., einem Tag mit wenig Regen (1.9 mm) und vergleichsweise hohem Strahlungsangebot (Tagesmittel von  $R_g=228 \text{ W m}^{-2}$ , entsprechend  $R_g=19.7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). Der Tagesmittelwert des Sättigungsdefizits schwankte zwischen 1.3 hPa am 19.7. und 11.3 hPa am 13.7.  $\beta$  blieb an mindestens 8 Tagen (ab dem 15. konnte  $\beta$  nicht gebildet werden) kleiner 1, d.h. die Gesamtverdunstung übertraf den sensiblen Wärmestrom häufiger als in der trockenen Phase im August. Die Bestandesleitfähigkeit blieb an Niederschlagstagen und noch zwei Tage danach hoch, mit Werten deutlich größer als  $5 \text{ mm s}^{-1}$ . In der Summe betrug die Bestandesverdunstung in den ersten 20 Tagen des Juli 1997 30.9 mm, wovon lediglich ca. 42% der Transpiration der Bäume zugeschrieben werden kann. Interzeptions- und Bodenverdunstung lieferten in dieser Periode demnach einen höheren Beitrag zur Gesamtverdunstung, auch wenn diese in der Zeit vom 1. bis 20.7. lediglich 30.9 mm betrug. Demgegenüber betrug die Bestandesverdunstung in der Zeit vom 1. bis 20.8. 38.1 mm, also trotz trockener Verhältnisse über 20% mehr als in den

feuchten Tagen des Juli. Das Verhältnis  $\lambda E/R_n$  war in diesem Zeitraum gegenüber den trockenen Tagen im August mit 0.34 nicht signifikant höher.

Die Wasserverfügbarkeit durch Niederschlag spielt somit für die Bestandesverdunstung im Untersuchungsgebiet eine geringe Rolle, vielmehr hat das Strahlungsangebot einen großen Einfluss auf den latenten Wärmestrom wie aus Abbildung 37 hervorgeht. In beiden Monaten ist der lineare Zusammenhang zwischen Globalstrahlung  $R_g$  und Verdunstung  $\lambda E$  ähnlich eng, so betragen die Steigungen jeweils 0.25 ( $R_g$  als Verdunstungsäquivalent in  $\text{mm d}^{-1}$  dargestellt) bei Korrelationskoeffizienten von  $r^2=0.92$  im Juli und  $r^2=0.89$  im August. Dieser Zusammenhang wird auch auf Halbstundenbasis wiedergegeben.



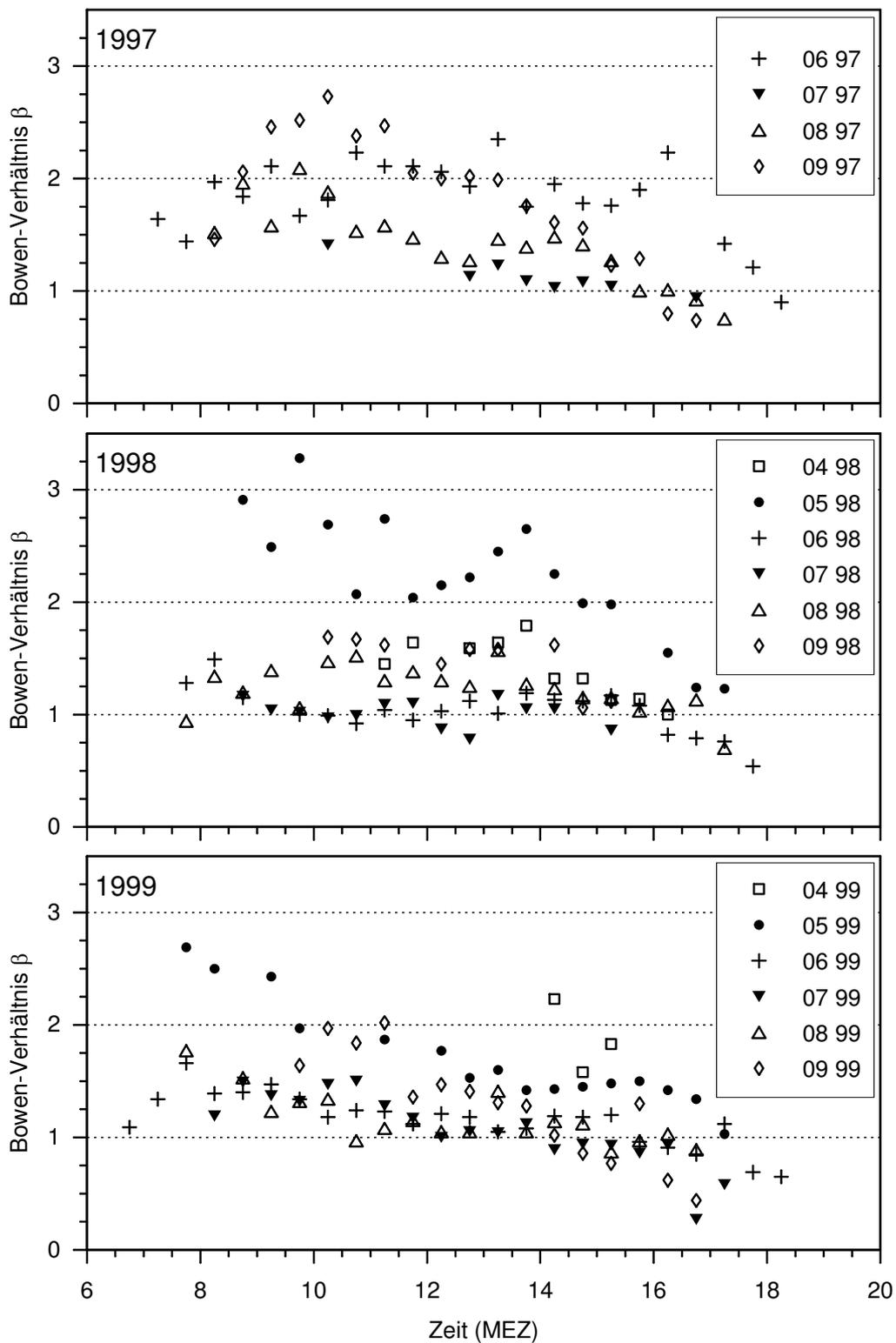
**Abbildung 37:** Tagessummen der Verdunstung ( $\lambda E$  in  $\text{mm d}^{-1}$ ) gegen Tagessummen der Globalstrahlung ( $R_g$  als Verdunstungsäquivalent in  $\text{mm d}^{-1}$ ) für Juli und August 1997.

#### 6.1.4 Bowen-Verhältnis $\beta$

Aus dem Verhältnis der turbulenten Flüsse  $H$  zu  $\lambda E$ , dem Bowen-Verhältnis  $\beta$ , kann die Aufteilung der verfügbaren Energie abgeleitet werden. Je größer das Verhältnis, desto größer ist der fühlbare Wärmestrom im Vergleich zum latenten Wärmefluss.

In Abbildung 38 sind die monatlichen mittleren Tagesgänge von  $\beta$  (nur  $R_g > 40 \text{ W m}^{-2}$ ) für die Monate Juni bis September des Jahres 1997 und für April bis September für die Jahre 1998 und 1999 dargestellt. Nächtliche Werte sind nicht berechnet, da der Verdunstungsfluss bei Nacht verschwindet. Weiterhin sind nur dann Datenpunkte aufgetragen, wenn pro Zeitpunkt mindestens 15 Werte zur Mittelbildung vorlagen. Dieses Kriterium hat zur Folge, dass für Mai 1997 kein mittlerer monatlicher Tagesgang des Bowenverhältnisses gebildet werden kann, da erst Daten ab dem 23. zur Verfügung standen. Für April 1998 und 1999 liegen aus demselben Grund nur wenige Datenpunkte vor.

Im Jahr 1998 hebt sich der Mai durch einen vergleichsweise hohen Wert des Bowen-Verhältnisses (2.3) von den anderen Monaten ab, der Wert ist jedoch identisch mit dem des Vorjahres (nicht dargestellt wegen der zu geringen Anzahl von Werten). Geringe Niederschläge während des Frühjahrs und im Mai selbst führten zu schwachen latenten Wärmefläüssen in diesem Monat (siehe auch Abb. 31 und 34).



**Abbildung 38:** Monatliche mittlere Tagesgänge des Bowen-Verhältnisses  $\beta = H/\lambda E$ . Dargestellt sind nur Datenpunkte, bei denen mehr als 15 Werte zur Mittelbildung beitragen.

In den Monaten Juni und Juli des Jahres 1998 lag das monatliche Tagesmittel des Bowen-Verhältnisses knapp über 1 und nahm im August und September auf 1.3 bzw. 1.5 zu.

Dies kann teilweise durch die Niederschlagsverhältnisse erklärt werden. Der Mai war mit 71.4 mm Niederschlag der trockenste Monat innerhalb der Vegetationszeit, im August fiel mit 97.4 mm nur etwa halb so viel Niederschlag wie jeweils in den Monaten Juli und September.

Im Jahr 1999 variierten die Bowen-Verhältnisse während der Vegetationsperiode nicht so stark wie in den beiden anderen Jahren. Der höchste monatliche Tagesmittelwert ist im Mai mit 1.7 geringer als in den Jahren 1997 und 1998. Er reduzierte sich im Juli auf 1.1 und betrug im September 1.3. Das Verhältnis zwischen latenter und fühlbarer Wärme war in diesem Jahr also nicht so hoch wie in den beiden anderen Jahren, was auf die ausgeglicheneren Niederschlagsverhältnisse während der Vegetationsperiode zurückzuführen ist. Das Bowen-Verhältnis war mit 1.5 in 1999 im Mittel über den gesamten Zeitraum von Mai bis September geringer als in 1998 und 1999 mit jeweils 1.2.

Im trockenen Jahr 1997 wurden die insgesamt höchsten Werte des Bowen-Verhältnisses erreicht: Die monatlichen Tagesmittel betragen 2.4 im Mai, 2.0 im Juni, 1.1 im Juli, 1.5 im August und 1.8 im September. Nur im Juli verhielten sich also der latente und der fühlbare Wärmestrom ähnlich. In diesem Monat trat mit 104.3 mm der höchste Niederschlag innerhalb der Vegetationsperiode auf, so dass sowohl Transpiration wie auch Evaporation und Interzeptionsverdunstung uneingeschränkt stattfanden.

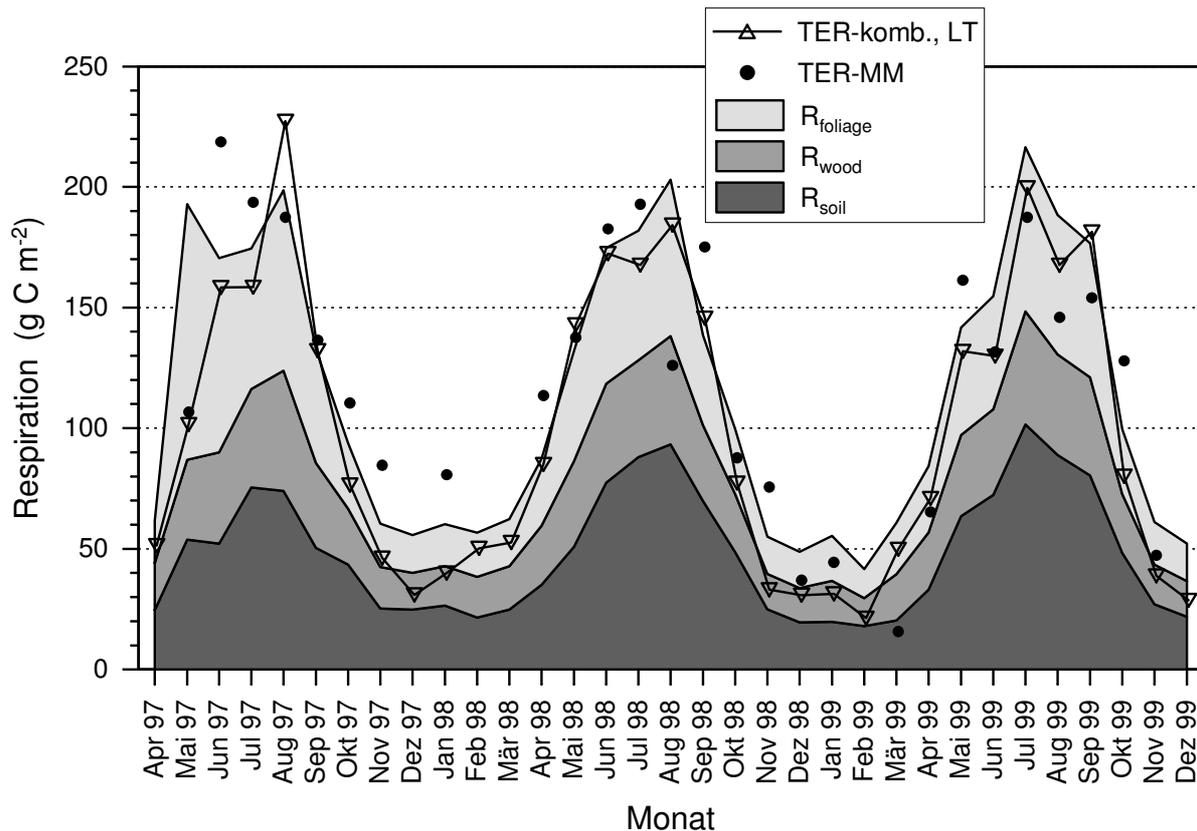
## 6.2 Kohlendioxidflüsse

Der Messung, dem Verhalten und der Bilanzierung der Kohlendioxidflüsse galt besonderes Interesse im Rahmen dieser Arbeit. Dazu wurden Zusammenhänge der gemessenen CO<sub>2</sub>-Flüsse von Umgebungsparametern unter Berücksichtigung der heterogenen Verhältnisse am Standort im Fichtelgebirge ermittelt. Um die Kohlendioxidflüsse des Ökosystems über längere Zeiträume integrieren zu können, mussten fehlende Messdaten mit Hilfe der abgeleiteten Parametrisierungen ersetzt werden. Dabei ist die Aufteilung des Netto-CO<sub>2</sub>-Austauschs (*NEE*) in durch Photosynthese gebundenen und durch Atmung freigesetzten Kohlenstoff von Bedeutung. Der Netto-CO<sub>2</sub>-Austausch als vergleichsweise kleine Größe setzt sich aus den beiden großen Komponenten Brutto-Assimilation (gross ecosystem production, *GEP*) und Respiration zusammen. Die Gesamtökosystematmung (*TER*) wurde, wie auch die Brutto-Assimilation mit verschiedenen Methoden bestimmt. Die auf den Kovarianzdaten beruhenden Hochrechnungen der Ökosystematmung werden zusätzlich mit aus Kammermessungen abgeleiteten Modellergebnissen verglichen. Für die assimilatorischen Flüsse wurde die Lichtsättigungsfunktion nach Michaelis-Menten in Abhängigkeit von der Windrichtung und der Lufttemperatur an die Messdaten angepasst. Vergleichend betrachtet wurde außerdem, ob saisonale physiologische Unterschiede einen größeren Effekt auf die Parameter  $\alpha$ ,  $F_{C_{sat}}$  und  $R_{day}$  der Lichtsättigungsfunktion haben. Die Brutto-Assimilation kann aus der Differenz der Netto-Assimilation und der Respiration abgeleitet werden ( $GEP = NEE - TER$ ).

### 6.2.1 Ökosystematmung *TER*

Die Gesamtatmung des Ökosystems wurde nach folgenden Methoden bestimmt: Die abgewandelte Arrhenius-Funktion nach LLOYD & TAYLOR (1994) wurde separat für jedes der drei Jahre in Abhängigkeit von der Windrichtung an die gemessenen nächtlichen CO<sub>2</sub>-Flüsse angepasst (Kap. 5.2.2.1). Unter Berücksichtigung der Lufttemperatur wurden mit den so bestimmten Abhängigkeiten sowohl nächtliche Datenlücken aufgefüllt wie auch respiratorische Flüsse am Tage bestimmt (im Folgenden mit *TER-32m*, *LT* abgekürzt). Unterschiedliche Quellgebiete der respiratorischen Flüsse unter stabilen und labilen Bedingungen wurden berücksichtigt, indem unter stabilen Bedingungen ( $\zeta > 0.05$ ) die in 22 m Höhe gemessenen Flüsse benutzt und zur Entwicklung der Parametrisierung verwendet wurden (im Folgenden mit *TER-komb.*, *LT* abgekürzt). Da einerseits die gemessenen nächtlichen CO<sub>2</sub>-Flüsse mit relativ großen Unsicherheiten behaftet sind, wird die Gesamtatmung bei der Extrapolation aus den nächtlich bestimmten Flüssen nach JANSSENS ET AL. (2001) um ca. 15 % überschätzt. Andererseits ist das Verhalten der Atmung bei Licht nicht grundsätzlich mit der Dunkelatmung vergleichbar (z. B. VILLAR ET AL., 1995; ATKIN ET AL., 2000). Die Nadelatmung beträgt jedoch

nach der Modellierung ca. 30% der Gesamtatmung, wie aus der folgenden Abbildung deutlich wird. Aus diesem Grund wurde die Gesamtatmung aus den Kovarianzdaten zusätzlich bestimmt, indem die respiratorischen Flüsse mit Hilfe des Tagatmungswerts  $R_{day}$  der Lichtsättigungsfunktion (Gl. 39) auf Monatsbasis abgeleitet wurden (im Folgenden mit  $TER-MM$  abgekürzt). In Abbildung 39 sind Monatssummen der nach diesen Methoden bestimmten Gesamtökosystemrespiration im Vergleich zu Modellergebnissen nach Kap. 5.2.2.3 dargestellt.



**Abbildung 39:** Vergleich der nach unterschiedlichen Methoden bestimmten monatlichen Respirationssummen aus Kovarianzdaten (Erläuterungen siehe Text) mit Modellergebnissen.  $R_{foliage}$ ,  $R_{wood}$  und  $R_{soil}$  bezeichnen die Respirationssummen der Kompartimente Nadeln und benadelte Äste, Stämme und kahle Äste (nach FALGE, pers. Mit.) bzw. Boden (nach SUBKE, 2002).

Der Vergleich von Monatssummen der Respiration aus nächtlichen Kovarianzdaten aus 32 m Höhe und deren Extrapolation ( $TER-32m, LT$ , nicht dargestellt) mit aus dem Modell bestimmten monatlichen Respirationssummen ergibt bei linearer Regression eine Steigung von 1.11 bei einem Offset von  $-17.9 \text{ g C m}^{-2} \text{ Monat}^{-1}$  ( $r^2 = 0.95$ ,  $N = 33$ ). Die Regression des Datensatzes aus der Kombination beider Messhöhen ( $TER-komb., LT$ ) mit dem Modell liefert eine Steigung von 1.02 (Offset:  $-16.3 \text{ g C m}^{-2} \text{ Monat}^{-1}$ ) bei einem Regressionskoeffizienten von  $r^2 = 0.95$  ( $N = 33$ ). Die aus  $TER-komb., LT$  bestimmte Gesamtatmung trifft die Ergebnisse der Modellierung besser, die Steigung ist nur geringfügig

unterschiedlich von 1 und der Offset etwas geringer als bei der Extrapolation der Atmung aus den in 32 m Höhe gemessenen nächtlichen  $\text{CO}_2$ -Flüssen. Der relativ große Offset kann darauf zurückgeführt werden, dass durch das Modell insbesondere in den Wintermonaten höhere Atmungssummen berechnet werden, als durch die Extrapolation und Summierung der nächtlichen Kovarianzdaten. Dies ist vermutlich dadurch verursacht, dass die Holz- und Blattatmung während der Monate Juni bis Oktober 1995 (nur Tage ohne Frost) gemessen wurde, so dass die resultierende Modellierung der Wintermonate weniger zuverlässig ist. Das Gleiche gilt für die Modellierung der Bodenatmung, die aus Messungen von April bis Dezember 1999 abgeleitet wurde, wobei der Dezember 1999 mit einer Monatsmitteltemperatur von  $-1.0^\circ\text{C}$  gegenüber dem langjährigen Mittel von  $-2.9^\circ\text{C}$  (FOKEN, 2001a) sehr mild war. Wintermessungen sind somit auch hier unterrepräsentiert, so dass die modellierten Atmungsraten eine Überschätzung darstellen können. Eine möglicherweise reduzierte Diffusion von  $\text{CO}_2$  durch Schnee konnte bei den Bodenatmungsmessungen außerdem nicht berücksichtigt werden. So beträgt der Offset der Regression lediglich  $-5.1 \text{ g C m}^{-2} \text{ Monat}^{-1}$  und die Steigung der Regressionsgeraden 0.95, wenn nur Monate mit Mitteltemperaturen  $> 2.5^\circ\text{C}$  betrachtet werden. Dagegen betragen Offset und Steigung  $-34.2 \text{ g C m}^{-2} \text{ Monat}^{-1}$  bzw. 1.28 für Monate mit Mitteltemperaturen  $< 2.5^\circ\text{C}$ . Die Modellierung der Holz- und Blattatmung, wie auch der Bodenatmung beruhen außerdem nur auf Messungen im Bestand des Weidenbrunnens bzw. Weidenbrunnen 2. Insbesondere unter nächtlichen Bedingungen haben die mit der Kovarianzmethode bestimmten Flüsse, wie bereits erwähnt, ihr Quellgebiet jedoch eher außerhalb dieser Bestände. Der generelle Verlauf der unterschiedlich abgeleiteten Respirationssummen stimmt sehr gut überein. Die gute Übereinstimmung mit der Modellierung spricht für das angewandte Verfahren, unter stabilen Bedingung Messdaten aus 22 m Höhe zu verwenden. Als Punkte in Abbildung 39 markiert sind Monatssummen der Respiration, bei denen die Tagatmung  $R_{day}$  als Intercept der Lichtsättigungskurve (Gl. 39) auf Monatsbasis bestimmt und auf Tag- und Nachtstunden hochgerechnet wurde ( $TER-MM$ ). Bei dieser Methode wird das unterschiedliche Verhalten der Blattatmung im Dunkeln und bei Licht berücksichtigt, die reduzierte Atmung bei Licht jedoch auf nächtliche Verhältnisse projiziert. Hier ergibt eine lineare Regression zwischen Hochrechnung der Tagrespiration und Modellierung eine Steigung von 0.82 (Offset:  $+18.9 \text{ g C m}^{-2} \text{ Monat}^{-1}$ ) bei stärkerer Streuung ( $r^2 = 0.83$ ,  $N = 27$ ). Gegenüber der Modellierung wird die Atmung mit dieser Methode also unterschätzt. Wie in Kap. 5.2.2.2 bereits erwähnt, konnten tägliche Respirationssummen als Kombination der nächtlichen Flüsse und des auf Tagesbasis abgeleiteten mittleren Atmungswertes nur an 76, 95 bzw. 125 Tagen abgeleitet werden. Für diese Tage kann der Einfluss der reduzierten Nadelatmung bei Licht abgeschätzt werden. Die Gesamtatmung ist danach im Mittel um bis zu 6 % reduziert, wobei an einzelnen Tagen durchaus höhere Tagessummen der Respiration aus dieser Methode im Vergleich zur Extrapolation der

nächtlichen Flüsse bestimmt wurden.

Die Jahressummen der Respiration betragen mit der Modellierung in 1998  $1300 \text{ g C m}^{-2}$  und  $1333 \text{ g C m}^{-2}$  in 1999. Im Vergleich dazu wurden mit der Kovarianzmethode und Extrapolation der nächtlichen Atmungsdaten unter Berücksichtigung der Daten aus 22 m Höhe (*TER-komb.*, *LT*) Jahressummen von 1182 und  $1131 \text{ g C m}^{-2}$  ermittelt. Wenn die Monatssummen von Januar bis März des Jahres 1997 durch Mittelwerte der entsprechenden Monate der folgenden Jahre angenähert würden, betrüge die Jahressumme der Respiration aus der Modellierung  $1309 \text{ g C m}^{-2}$ , im Vergleich zu  $1092 \text{ g C m}^{-2}$  aus der Extrapolation der nächtlichen Kovarianzdaten. Jahressummen, die ermittelt wurden, indem respiratorische Flüsse am Tage mit dem aus der Lichtsättigungsfunktion ermittelten Tagatmungswert  $R_{day}$  auf Wochenbasis bestimmt wurden und nachts die LLoyd-Taylor-Regression in Abhängigkeit von der Windrichtung bei fehlenden Messdaten berücksichtigt wurde, betragen 1194, 1219 und  $1280 \text{ g C m}^{-2}$  für die Jahre 1997 bis 1999. Diese Werte weisen eine sehr gute Übereinstimmung mit den Modellergebnissen auf. Alle Jahressummen sind zum Vergleich in Tab. 7 mit aufgeführt.

## 6.2.2 Assimilation des Ökosystems

Zusammenhänge der Netto-Assimilation von Umgebungsparametern wurden anhand der in Kap. 5.2.1 vorgestellten Methoden ermittelt. Entsprechend dieser Methoden wurden fehlende Messdaten ersetzt, um Bilanzen ableiten zu können. Die Brutto-Assimilation wurde als Differenz der Netto-Assimilation und der Respiration bestimmt. Auf die Ergebnisse der unterschiedlichen Methoden wird im Folgenden eingegangen:

### 6.2.2.1 Methode 1: Berücksichtigung von Windrichtung und Lufttemperatur

Die Anpassung der Lichtsättigungsfunktion (Gl. 39) an die Messdaten bei Berücksichtigung der Windrichtung und Einteilung in Temperaturklassen lieferte folgende Zusammenhänge:

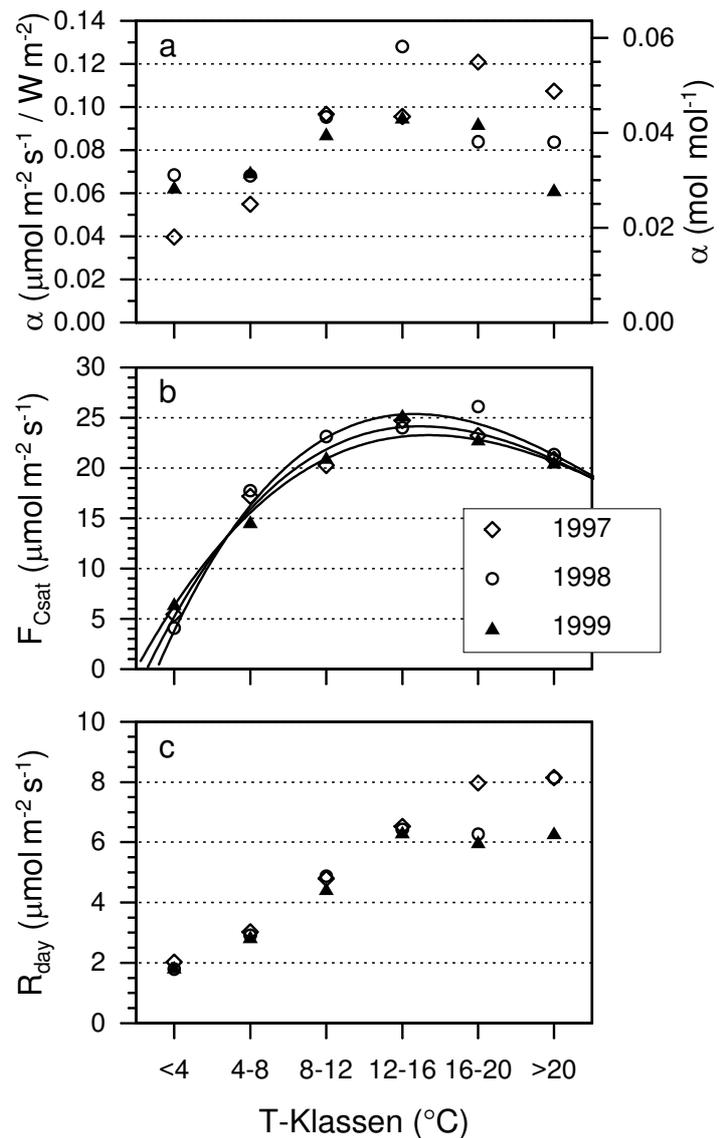
Die Parameter  $\alpha$  und  $R_{day}$  nehmen auf Bestandesebene mit zunehmender Temperatur asymptotisch zu, der Lichtsättigungswert  $F_{C_{sat}}$  hat ein Maximum bei Lufttemperaturen zwischen 16 und 20 °C.  $R_{day}$  ist aus den Windrichtungssektoren 180 – 270° und 337.5 – 90° am geringsten, was auch mit den Ergebnissen aus Kap. 5.2.2.1 übereinstimmt. Dort wurden mittlere Respirationsraten bei 10 °C ( $R_{10}$ ) in Abhängigkeit von der Windrichtung aus den nächtlichen Atmungsdaten bestimmt.

$F_{C_{sat}}$  weist in allen drei Jahren die höchsten Werte bei Windrichtungen aus 90 – 180° auf. Das Temperaturoptimum, also der Temperaturbereich in dem der Maximalwert von  $F_{C_{sat}}$  auftritt, lag in 1997 und 1999 in der Temperaturklasse 12 – 16 °C, im Jahr 1998 zwischen 16 und 20 °C. Die Abhängigkeiten der Regressionsparameter sind in der folgenden Abbildung für die Messdaten aus 32 m Höhe, jedoch ohne Windrichtungsabhängigkeit dargestellt. Da Temperaturen über 20 °C vergleichsweise selten auftreten, werden die Regressionen in diesem Temperaturbereich bei einer Unterteilung in Windsektoren unsicherer und die Zusammenhänge werden für die Datensätze ohne Unterteilung deutlicher.

Die Quantenausbeute  $\alpha$  weist die höchste Variabilität auf. Im Gegensatz zu Literaturangaben (z. B. EHLERINGER & PEARCY, 1983) nimmt  $\alpha$  zunächst mit ansteigenden Temperaturen zu und beträgt bei Lufttemperaturen unter 12 °C maximal  $0.1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / (\text{W m}^{-2})$  (linke Achse), was einer Quantenausbeute von  $0.05 \text{ mol} / \text{mol}$  (rechte Achse) entspricht. Erst ab Temperaturen über 16 °C ist eine Abnahme der Quantenausbeute mit der Lufttemperatur zu verzeichnen. Die Bestimmung von  $\alpha$  mit der Kovarianzmethode ist vermutlich am stärksten durch die Datenselektion mit Hilfe der Schubspannungsgeschwindigkeit beeinträchtigt, da  $\alpha$  die Steigung der Lichtsättigungsfunktion unter Schwachlichtbedingungen (bis etwa  $150 \text{ W m}^{-2}$ ) beschreibt.

Unter diesen Bedingungen ist jedoch auch die Turbulenz häufig schwach ausgeprägt, so dass für alle drei Jahre ca. 14% der theoretisch möglichen Fälle aufgrund geringer Schubspannungsgeschwindigkeiten nicht zur Ableitung der Lichtsättigungsfunktion verwendet werden können. Die Sättigungswerte  $F_{C_{sat}}$  folgen einer Optimumsfunktion mit geringer Streuung ( $r^2 = 0.98$  für alle drei Jahre), die Temperaturabhängigkeit von  $F_{C_{sat}}$  ist damit stark ausgeprägt.

Die ermittelten Tagatmungswerte  $R_{day}$  verlaufen in den drei Jahren in den unteren Temperaturbereichen fast identisch. Erst bei Lufttemperaturen über  $16^\circ\text{C}$  weichen die Werte stärker voneinander ab, wobei in 1997 die höchsten Werte zu verzeichnen sind. Da die Bodenatmung in diesem Jahr nach SUBKE (2002, Abb. 39) eher reduziert ist, können erhöhte Stamm- und Nadelatmungsraten diesen Effekt bewirken.



**Abbildung 40:** Regressionsparameter  $\alpha$  (a),  $F_{C_{sat}}$  (b) und  $R_{day}$  (c) der Michaelis-Menten-Gleichung in Abhängigkeit von der Lufttemperatur in 30 m Höhe für die Jahre 1997, 1998 und 1999.

### 6.2.2.2 Methode 2: Saisonale Veränderungen der Photosyntheseaktivität

Die saisonale Abhängigkeit der physiologischen Parameter  $\alpha$ ,  $F_{C_{sat}}$  und  $R_{day}$  wurde einerseits untersucht, indem diese aus der Lichtsättigungsfunktion (Gl. 39) für jeden Tag, an dem mindestens 10 Halbstundenwerte unter Strahlungsbedingungen ( $R_g > 10 \text{ W m}^{-2}$ ) vorlagen, aus Regressionen ermittelt wurden. Da die so ermittelten Parameter bei längeren Datenlücken nicht zur Parametrisierung verwendet werden können und speziell während der Wintermonate nicht ausreichend Daten zur Verfügung standen, wurden andererseits die gleichen Abhängigkeiten auf Wochenbasis bestimmt. Dadurch wurden folgende Zu-

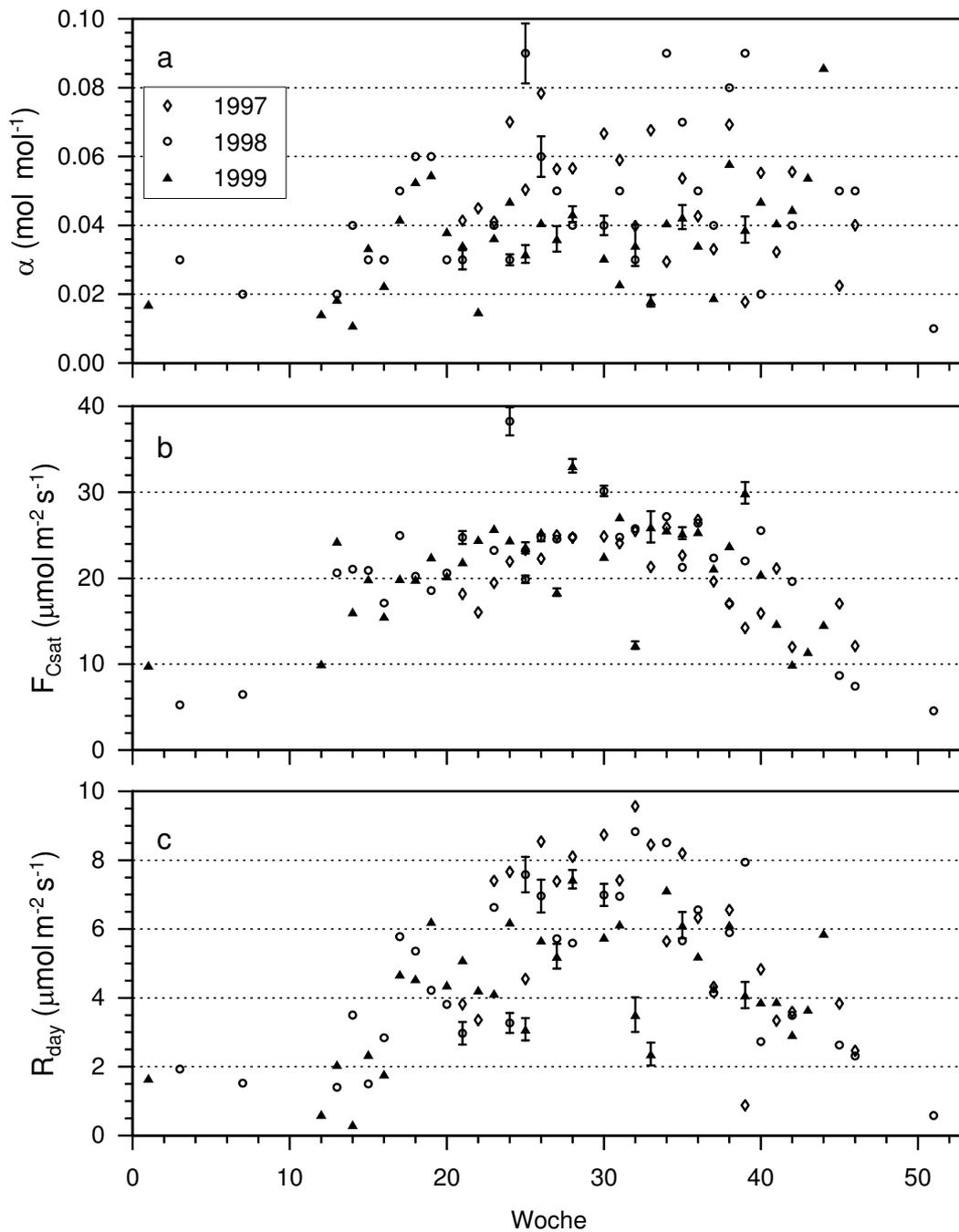
sammenhänge ermittelt:

Der Wert der Quantenausbeute (Abb. 41a) hat auf Bestandesebene, wie mit der Kovarianzmethode bestimmt, in keinem der drei Jahre einen deutlichen saisonalen Verlauf. Die ermittelten Werte von  $\alpha$  sind im trockenen Jahr 1997 im Mittel jedoch größer als in den beiden niederschlagsreichen Jahren 1998 und 1999. Tageswerte von  $\alpha$  zeigen jedoch die Tendenz einer Abnahme mit zunehmender Lufttemperatur, wenn Tagesmittel der Lufttemperatur zu 1 K-Klassen zusammengefasst werden. Die Regressionskoeffizienten für diesen Zusammenhang sind jedoch schwach ( $r^2$  zwischen 0.24 und 0.46, nicht dargestellt). Wie oben schon erwähnt, ist die Bestimmung von  $\alpha$  am stärksten durch schwach turbulente Bedingungen am Morgen und Abend beeinflusst. Am Morgen können sich nach zuvor stabilen Bedingungen blasenhaft Turbulenzelemente lösen, die viel  $\text{CO}_2$  transportieren. Diese hohen ‚respiratorischen‘ Flüsse überlagern die einsetzende Photosynthese, sodass die Nettoflüsse stark variieren können.

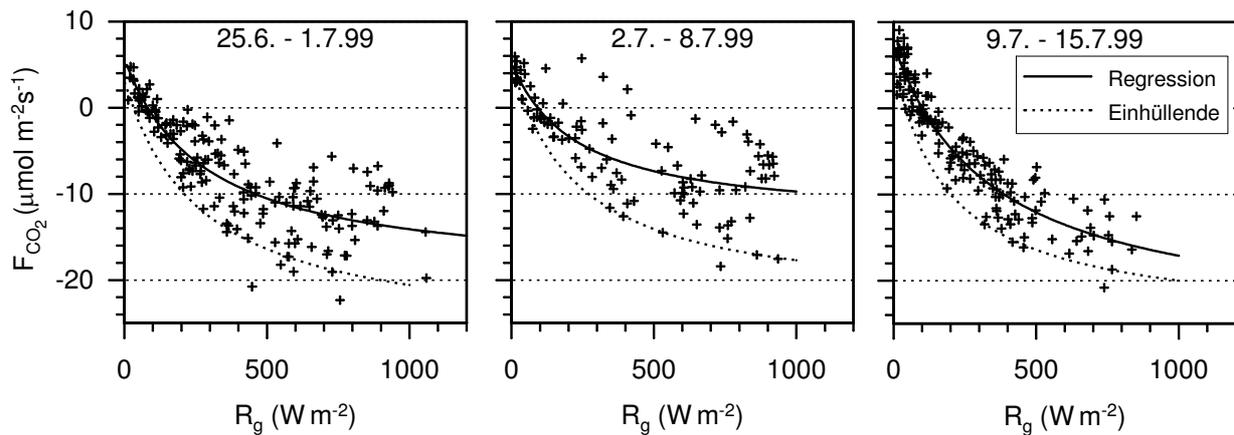
Sowohl die Lichtsättigung (Abb. 41b) wie auch die Tagatmung (Abb. 41c) haben ihre Maxima mit Werten von ca.  $27 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  bzw.  $9 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  jeweils im Sommer, mit der Tendenz im Spätsommer. Winterminima betragen, soweit bestimmbar, ca.  $5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  für  $F_{C_{sat}}$  bzw.  $0.5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  für  $R_{day}$  (alle Regressionsparameter sind in Tab. A9, A10 und A11 aufgeführt). Zwischen 74 und 79 % der Varianz der auf Wochenbasis bestimmten Werte von  $F_{C_{sat}}$  werden durch Wochenmittelwerte der Lufttemperatur erklärt. Die wöchentlich bestimmten Werte von  $R_{day}$  korrelieren linear mit der Lufttemperatur ( $r^2$  zwischen 0.65 in 1999 und 0.82 in 1998). Einzelne außergewöhnlich hohe oder niedrige Werte von  $F_{C_{sat}}$  und  $R_{day}$  sind in Abbildung 41 mit Standardabweichungen markiert. Diese auffälligen Werte sind auf spezielle Wettersituationen zurückzuführen: So wurde beispielsweise in der Woche vom 11. bis 17.6.1998 (Woche 24)  $F_{C_{sat}}$  zu  $38.2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  und  $R_{day}$  zu  $3.3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  bestimmt. In dieser Woche fiel ergiebiger Niederschlag (insgesamt 85.6 mm) bei vergleichsweise niedrigen Lufttemperaturen ( $9.2^\circ\text{C}$  im Mittel, Tagesmaximum am 14.6.:  $14.4^\circ\text{C}$ ). Am 12.6., dem Tag an dem bereits 55.4 mm Niederschlag fielen, lagen keine qualitativ hochwertigen  $\text{CO}_2$ -Fluss-Daten vor. Die Regressionsparameter sind somit fast ausschließlich an Tagen ermittelt, an denen der Bestand optimal Photosynthese betreiben konnte ( $N = 132$ , d. h. 63 % der in dieser Woche theoretisch möglichen Werte wurden berücksichtigt). Nach starkem Niederschlag traten generell hohe Nettoflüsse und Tagesmaxima bis zu  $23.0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  auf (siehe auch Abb. 43b). Da die Temperaturen niedrig blieben (maximales Tagesmittel:  $10.9^\circ\text{C}$ ), war die Respiration nicht verstärkt und  $R_{day}$  blieb ebenfalls niedrig. Der Wert von  $F_{C_{sat}}$ , der in Woche 30 vom 23. bis 29.7.1998 zu  $30.2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  bestimmt wurde, ist ebenfalls auf ein vergleichsweise hohes Niederschlagsangebot, jedoch bei hohen Lufttemperaturen zurückzuführen ( $15.4^\circ\text{C}$  im Mittel,  $24.2^\circ\text{C}$  als Maximum). Letztere bewirken einen korrespondierenden hohen Wert von  $R_{day}$  ( $7.0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), sodass die Nettoflüsse des  $\text{CO}_2$  und die Tages-

maxima (max.  $21.0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) insgesamt eher moderat blieben.

Ähnlich verhält es sich in Woche 28 vom 9. bis 15.7.1999. Aus der Regression der Lichtsättigungsfunktion wurde  $F_{C_{sat}}$  in dieser Woche zu  $33.1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  und  $R_{day}$  zu  $7.4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  bestimmt. Die Strahlungsabhängigkeit der  $\text{CO}_2$ -Flüsse ist in Abb. 42 dargestellt. Zum Vergleich sind die beiden vorangehenden Wochen mitaufgeführt.



**Abbildung 41:** Regressionsparameter  $\alpha$  (a),  $F_{C_{sat}}$  (b) und  $R_{day}$  (c) der Michaelis-Menten-Gleichung im Jahresverlauf für die Jahre 1997 (Rauten), 1998 (Kreise) und 1999 (Dreiecke).



**Abbildung 42:** Netto-CO<sub>2</sub>-Flüsse ( $F_{CO_2}$ ) in Abhängigkeit von der Globalstrahlung  $R_g$  mit Michaelis-Menten-Funktionen aus Regressionen (durchgezogen) und Einhüllenden (strichliert) für 25.6. – 1.7., 2.7. – 8.7. und 9.7. – 15.7.1999.

Neben der Regressionsfunktion ist jeweils die einhüllende Funktion, wie sie ähnlich auch von VYGODSKAYA ET AL. (1997) verwendet wurde, dargestellt. Die daraus resultierenden Lichtsättigungswerte sind weniger variabel, wie aus der folgenden Tabelle deutlich wird. Die hier verwendete halb-visuelle Ermittlung der Einhüllenden ist allerdings subjektiv. Der Tagatmungswert  $R_{day}$  wird damit eher geringer bestimmt.

**Tabelle 4:** Auf Wochenbasis bestimmte Maximalraten der CO<sub>2</sub>-Flüsse ( $F_{CO_2,max}$ ), Lichtsättigungswerte ( $F_{C_{sat}}R$ ), Tagatmungswerte ( $R_{day}R$ ) und Quantenausbeuten ( $\alpha R$ ) der Michaelis-Menten-Gleichung aus Regressionsfunktion und dazu gehörendes Bestimmtheitsmaß ( $r^2$ ), Lichtsättigungswerte ( $F_{C_{sat}}E$ ), Tagatmungswerte ( $R_{day}E$ ) und Quantenausbeuten ( $\alpha E$ ) aus Einhüllender und Stichprobengröße (N) für Juli 1999.  $F_{CO_2,max}$ ,  $F_{C_{sat}}$  und  $R_{day}$  jeweils in  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ,  $\alpha$  in  $\text{mol} / \text{mol}$ .

Woche	$F_{CO_2,max}$	$F_{C_{sat}}R$	$R_{day}R$	$\alpha R$	$r^2$	$F_{C_{sat}}E$	$R_{day}E$	$\alpha E$	N
25.6.-1.7.99	-22.3	-25.4	5.7	0.041	0.69	-30.0	3.0	0.050	166
2.7.-8.7.99	-18.4	-18.4	5.2	0.036	0.61	-28.0	5.0	0.055	108
9.7.-15.7.99	-20.8	-33.1	7.4	0.043	0.89	-30.0	5.0	0.068	153

Wie aus Abbildung 42 und Tabelle 4 klar wird, beruht der hohe Wert von  $F_{C_{sat}}R$  zwar auf einer guten Datengrundlage, jedoch beeinflussen vor allem Flüsse bei mäßigen Strahlungsverhältnissen  $R_g < 500 \text{ W m}^{-2}$  die Bestimmung der Regressionsparameter. Würden die gemessenen CO<sub>2</sub>-Flüsse bei  $R_g > 500 \text{ W m}^{-2}$  für die Regression vernachlässigt, so würde sich keiner der Parameter signifikant ändern.

Zur Beschreibung der physiologischen Kapazitäten kann die einhüllende Funktion danach besser geeignet sein. Die große Variabilität der Flüsse, wie sie für den 25.6. – 1.7. und 2.7. – 8.7. deutlich wird, zeigt jedoch, dass die Verwendung der Einhüllenden zur Berechnung nicht vorhandener Messdaten damit nicht möglich ist, da dann nur optimale

Photosynthesebedingungen vorausgesetzt würden. Andererseits werden die auftretenden höheren assimilatorischen Werte in der Woche vom 9.7. – 15.7. durch die auf Wochenbasis bestimmten mittleren Regressionsparameter besser wiedergegeben, als in den beiden vorhergehenden Wochen. So beträgt die Steigung der linearen Regression zwischen Messdaten und Modellergebnissen (nur negative CO<sub>2</sub>-Flüsse) in dieser Woche 0.94 ( $r^2 = 0.89$ ) gegenüber 0.88 ( $r^2 = 0.59$ ) vom 25.6. – 1.7. und 0.78 ( $r^2 = 0.37$ ) vom 2.7. – 8.7.

Die Bestimmung der drei Parameter der Lichtsättigungsfunktion aus den CO<sub>2</sub>-Flüssen zu Beginn und Ende der Vegetationsperiode ergab tendenziell geringere Lichtsättigungs- und Tagatmungswerte am Ende der Vegetationsperioden. Signifikant sind die Unterschiede für beide Parameter auf Bestandesebene jedoch nur in 1997, für  $F_{C_{sat}}$  in 1998 und für  $R_{day}$  in 1999 und nur bei einer Beschränkung der Datensätze auf Lufttemperaturen  $> 8^\circ\text{C}$ . Die Regressionsparameter sind in der folgenden Tabelle aufgeführt.

**Tabelle 5:** Regressionsparameter der Lichtsättigungsfunktion (Gl. 39) jeweils für Beginn und Ende der Vegetationsperioden der Jahre 1997 bis 1999 mit Bestimmtheitsmaßen  $r^2$  und Stichprobengröße N, bei Lufttemperaturen  $> 8^\circ\text{C}$ .

Zeitraum	$\alpha$ mol / mol	$F_{C_{sat}}$ ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )	$R_{day}$ ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )	$r^2$	N
23.5. – 31.5.1997	0.088±0.013	21.99±0.75	8.39±0.92	0.73	122
1.9. – 11.10.1997	0.057±0.004	17.60±0.22	5.70±0.27	0.72	523
20.4. – 31.5.1998	0.056±0.003	22.15±0.22	6.36±0.25	0.68	574
1.9. – 1.10.1998	0.066±0.004	20.75±0.25	6.19±0.25	0.78	361
22.4. – 31.5.1999	0.056±0.003	20.63±0.22	6.30±0.26	0.70	467
1.9. – 15.10.1998	0.046±0.002	20.59±0.22	5.05±0.19	0.71	528

Die größeren Unterschiede der Parameter zwischen Frühjahr und Frühherbst, insbesondere der eher unrealistische Wert von  $\alpha$  im Frühjahr 1997 sind offensichtlich auf die geringere Datengrundlage zurückzuführen, da hier Daten erst ab 23.5. zur Verfügung standen. In den beiden anderen Jahren wurden jeweils Daten ab Beginn der Vegetationsperiode berücksichtigt.

### 6.2.3 Verifizierung der Parametrisierungen von $F_{CO_2}$

Um die Qualität der parametrisierten Flüsse abzuschätzen, wurden die aus den Parametrisierungen entsprechend Kap. 5.2.1 und Kap. 5.2.2.1 ermittelten Netto-Flüsse des Kohlendioxids mit den Messwerten direkt verglichen und in Regressionen gegenüber gestellt. Dazu wurden nur Messdaten verwendet, die – wie zur Entwicklung der Parametrisierungen – als stationär gewertet wurden und bei denen  $u_* > 0.3 \text{ m s}^{-1}$  war. Außerdem wurden nur Daten verwendet bei denen kein Niederschlag in der entsprechenden halben Stunde

auftrat. Die Ergebnisse der unterschiedlichen Parametrisierungsmethoden wurden sowohl als Gesamtdatensatz mit den Messdaten verglichen, als auch getrennt für Tag- und Nachtbedingungen (assimilatorische bzw. respiratorische Flüsse).

Die unterschiedlichen Parametrisierungsmethoden werden im Folgenden vergleichend betrachtet:

**32m, LT, WR-T:** Parametrisierung der nächtlichen CO<sub>2</sub>-Flüsse nach LLOYD & TAYLOR (1994) und Parametrisierung der CO<sub>2</sub>-Flüsse am Tage mit Hilfe der Lichtsättigungsfunktion unter Berücksichtigung von Temperaturklassen, jeweils in Abhängigkeit von der Windrichtung unter Verwendung der Messdaten aus 32 m Höhe.

**komb., LT, WR-T:** Parametrisierung der nächtlichen CO<sub>2</sub>-Flüsse nach LLOYD & TAYLOR (1994) und Parametrisierung der CO<sub>2</sub>-Flüsse am Tage mit Hilfe der Lichtsättigungsfunktion unter Berücksichtigung von Temperaturklassen, jeweils in Abhängigkeit von der Windrichtung unter Verwendung der Messdaten aus 32 m Höhe und Berücksichtigung der Messdaten aus 22 m Höhe bei stabilen Bedingungen.

**32m, LT, WMMM:** Parametrisierung der nächtlichen CO<sub>2</sub>-Flüsse nach LLOYD & TAYLOR (1994) in Abhängigkeit von der Windrichtung und Parametrisierung der CO<sub>2</sub>-Flüsse am Tage mit Hilfe der auf Wochenbasis bestimmten Lichtsättigungsfunktion, jeweils unter Verwendung der Messdaten aus 32 m Höhe.

**komb., LT, WMMM:** Parametrisierung der nächtlichen CO<sub>2</sub>-Flüsse nach LLOYD & TAYLOR (1994) in Abhängigkeit von der Windrichtung und Parametrisierung der CO<sub>2</sub>-Flüsse am Tage mit Hilfe der auf Wochenbasis bestimmten Lichtsättigungsfunktion, jeweils unter Verwendung der Messdaten aus 32 m Höhe und Berücksichtigung der Messdaten aus 22 m Höhe bei stabilen Bedingungen.

Lineare Regressionen (durch den Ursprung) der Messdaten mit den unterschiedlich parametrisierten Datensätzen ergeben Steigungen zwischen 0.81 und 0.88 bei Regressionskoeffizienten zwischen 0.91 und 0.94, wenn sowohl assimilatorische als auch respiratorische Flüsse in einer Regression betrachtet werden (siehe Tab. 6, ‚alle Daten‘). Etwas bessere Regressionen wurden dann erreicht, wenn unter nächtlichen Bedingungen ( $R_g < 10 \text{ W m}^{-2}$ ) die Messdaten aus 22 m Höhe mitverwendet und für die Bestimmung der assimilatorischen Flüsse ( $R_g > 10 \text{ W m}^{-2}$ ) Wochenmittel der Lichtsättigungsfunktion angewandt wurden (*komb., LT, WMMM*).

Bei den Regressionen über alle Daten gleicht sich die jeweilige Unterschätzung der parametrisierten Flüsse unter assimilatorischen bzw. respiratorischen Bedingungen in der Summe etwa aus. Generell wird die Respiration durch die Parametrisierungen stärker

unterschätzt als die Netto-Photosynthese, wobei auch die Korrelationen schwächer sind. Der Vergleich der Messdaten aus der Kombinationsmethode (*komb.*, *LT*, *WR-T*) mit den berechneten Daten zeigt insbesondere bei den respiratorischen Flüssen etwas höhere Steigungen als aus den 32 m-Daten bei geringfügig schwächeren Korrelationen.

**Tabelle 6:** Steigungen (a), Regressionskoeffizienten ( $r^2$ ) und Stichprobengröße (N) der Vergleiche von Messdaten mit den abgeleiteten Modellergebnissen.

Datensatz	Methode	1997			1998			1999		
		a	$r^2$	N	a	$r^2$	N	a	$r^2$	N
alle Daten	32 m,LT,WR-T	0.82	0.92	4878	0.85	0.92	8126	0.83	0.93	8615
$R_g > 10 \text{ W m}^{-2}$		0.88	0.86	2667	0.91	0.85	3864	0.87	0.87	4018
$R_g < 10 \text{ W m}^{-2}$		0.67	0.73	2211	0.72	0.52	4262	0.72	0.77	4597
alle Daten	komb.,LT,WR-T	0.85	0.91	4474	0.85	0.92	7609	0.86	0.92	8296
$R_g > 10 \text{ W m}^{-2}$		0.87	0.84	2612	0.86	0.84	3781	0.88	0.87	4008
$R_g < 10 \text{ W m}^{-2}$		0.75	0.49	1819	0.78	0.67	3671	0.79	0.72	4080
alle Daten	32 m,LT,WMMM	0.81	0.92	4878	0.83	0.93	8126	0.85	0.94	8615
$R_g > 10 \text{ W m}^{-2}$		0.87	0.85	2773	0.88	0.87	3864	0.90	0.86	4018
$R_g < 10 \text{ W m}^{-2}$		0.68	0.72	2105	0.68	0.72	4262	0.73	0.80	4597
alle Daten	komb.,LT,WMMM	0.84	0.91	4467	0.86	0.92	7609	0.88	0.93	8296
$R_g > 10 \text{ W m}^{-2}$		0.87	0.83	2609	0.88	0.86	3781	0.90	0.88	4008
$R_g < 10 \text{ W m}^{-2}$		0.75	0.50	1858	0.78	0.66	3828	0.79	0.74	4288

Es hatte sich zwar gezeigt, dass die Abhängigkeit der Flüsse von der Windrichtung stark ausgeprägt ist, die Unterschiede der Regressionen mit den auf Wochenbasis bestimmten Parametern sind jedoch sehr gering. Auswirkungen der vorherrschenden Wetterverhältnisse auf die Photosyntheseleistung werden durch die Anpassung der Messdaten an die Michaelis-Menten-Gleichung auf Wochenbasis besser berücksichtigt. Deshalb eignet sich diese Methode besser zur Parametrisierung kurzer Datenlücken. Längere Datenlücken lassen sich mit den ermittelten Temperatur- und Windrichtungsabhängigkeiten zuverlässiger überbrücken.

Aus der Tabelle wird auch die Verfügbarkeit der Messdaten deutlich. So lagen aufgrund von Messausfällen, instationären Daten und Messdaten bei schwach ausgeprägter Turbulenz in 1997 lediglich 4878 (28 %) Halbstundenwerte vor. Im Gegensatz dazu lagen in 1998 und 1999 8126 (46 %) bzw. 8615 (49 %) zuverlässige Messdaten vor.

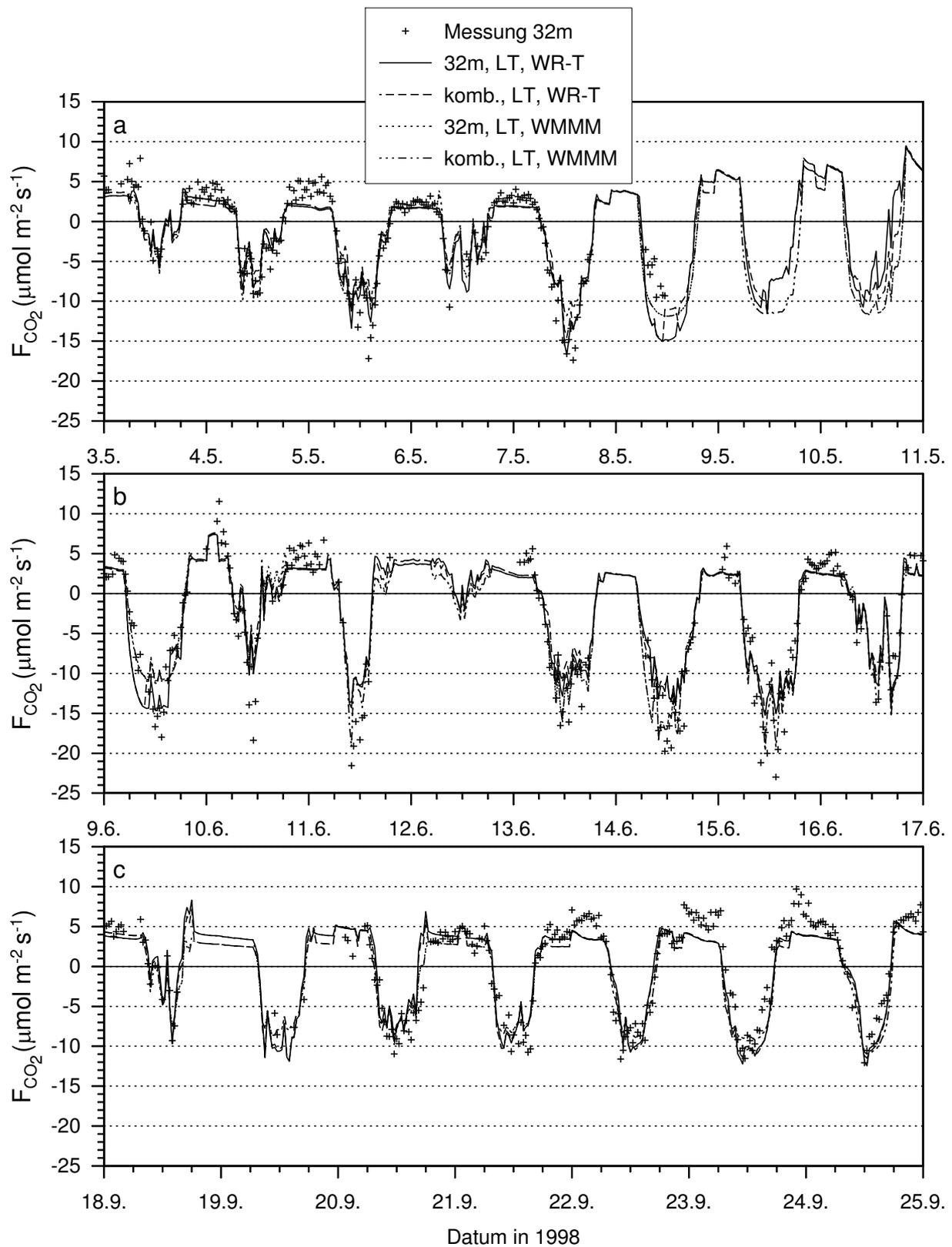
Zur grafischen Anschauung sind in den Abbildungen 43 exemplarisch einige Zeitreihen der gemessenen  $\text{CO}_2$ -Flüsse im Vergleich mit den aus den Parametrisierungen gewonnenen Flüssen dargestellt. Marker repräsentieren in 32 m Höhe gemessene, den Qualitätskriterien entsprechende  $\text{CO}_2$ -Flüsse einschließlich Speicherterm. Die unter stabilen Bedingungen

durch Messdaten aus 22 m Höhe ersetzten Flüsse sind der Übersichtlichkeit halber nicht eingefügt. Die verschiedenen parametrisierten Zeitreihen ( $32m, LT, WR-T$ ;  $komb., LT, WR-T$ ;  $32m, LT, WMMM$  und  $komb., LT, WMMM$ ) werden durch Linien repräsentiert.

Sowohl tagsüber bei den assimilatorischen Flüssen, wie auch wenn nur Respiration vorhanden ist stimmen die parametrisierten Flüsse mit den Messdaten sehr gut überein. Nachts sind die Kurvenverläufe der berechneten Zeitreihen ausgeglichener, da die Parametrisierung der Respiration alleine durch die Temperatur geregelt wird. Hohe respiratorische Flüsse, die als Peaks auftreten, wie beispielsweise in der Nacht zum 10.6., zum 15.6. (Abb. 43b) oder zum 24.9.1998 (Abb. 43c), werden durch die Parametrisierungen allerdings nicht erfasst. Aufgrund stark stabiler Bedingungen jeweils zu Beginn der Nacht akkumulierte sich  $CO_2$  im Bestand und löste sich bei einsetzender Turbulenz am frühen Morgen blasenhaft ab. Hier kann das Ersetzen von Flüssen bei schwacher Turbulenz dazu führen, dass diese in der Summe überschätzt werden. Die nachfolgend hohen Flüsse bei ausreichender Turbulenz beinhalten vermutlich das zuvor akkumulierte  $CO_2$  („double counting“). Unausgeglichene Verläufe der nächtlichen Flüsse, wie am 8., 9. und 10.5. sind durch Windrichtungswechsel verursacht.

Die Netto-Photosynthese wird durch die Modellierungen teilweise über-, bei hohen Flüssen eher unterschätzt. Auch hier treten durch Messungen belegt relativ hohe Werte auf (10.6., 15.6.1998), die durch die Parametrisierung nicht wiedergegeben werden, obwohl  $F_{C_{sat}}$  in dieser Woche mit  $38.2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  außergewöhnlich hoch bestimmt wurde. Dies liegt an den Formeln selbst: Die Gleichung für die Netto-Assimilation sättigt bei zunehmender Strahlung ab. Das bedeutet, dass Maximalwerte als parametrisierte Werte aus der Regression nur bei hohem Strahlungsangebot wiedergegeben werden können. Das Strahlungsangebot war jedoch sowohl am 10.6. (Maximalwert:  $592 \text{ W m}^{-2}$ ) wie auch am 15.6. recht gering. Einhüllende Funktionen würden eher Maximalraten wiedergeben, meist jedoch zu Überschätzungen der Netto-Flüsse führen.

Unterschiede zwischen den beiden Parametrisierungsmethoden der Assimilation (Windrichtungs- und Temperaturabhängigkeit gegen saisonale Abhängigkeit) sind am größten bei längeren Datenlücken, da dann Wochenmittel der Lichtsättigungsfunktion aus wenigen Daten abgeleitet und somit unsicherer werden. Dies wird beispielsweise am 9. und 10.5. (Abb. 43a) deutlich. Es ist auch hier festzustellen, dass die  $CO_2$ -Flüsse durch die Parametrisierungen leicht unterschätzt werden.



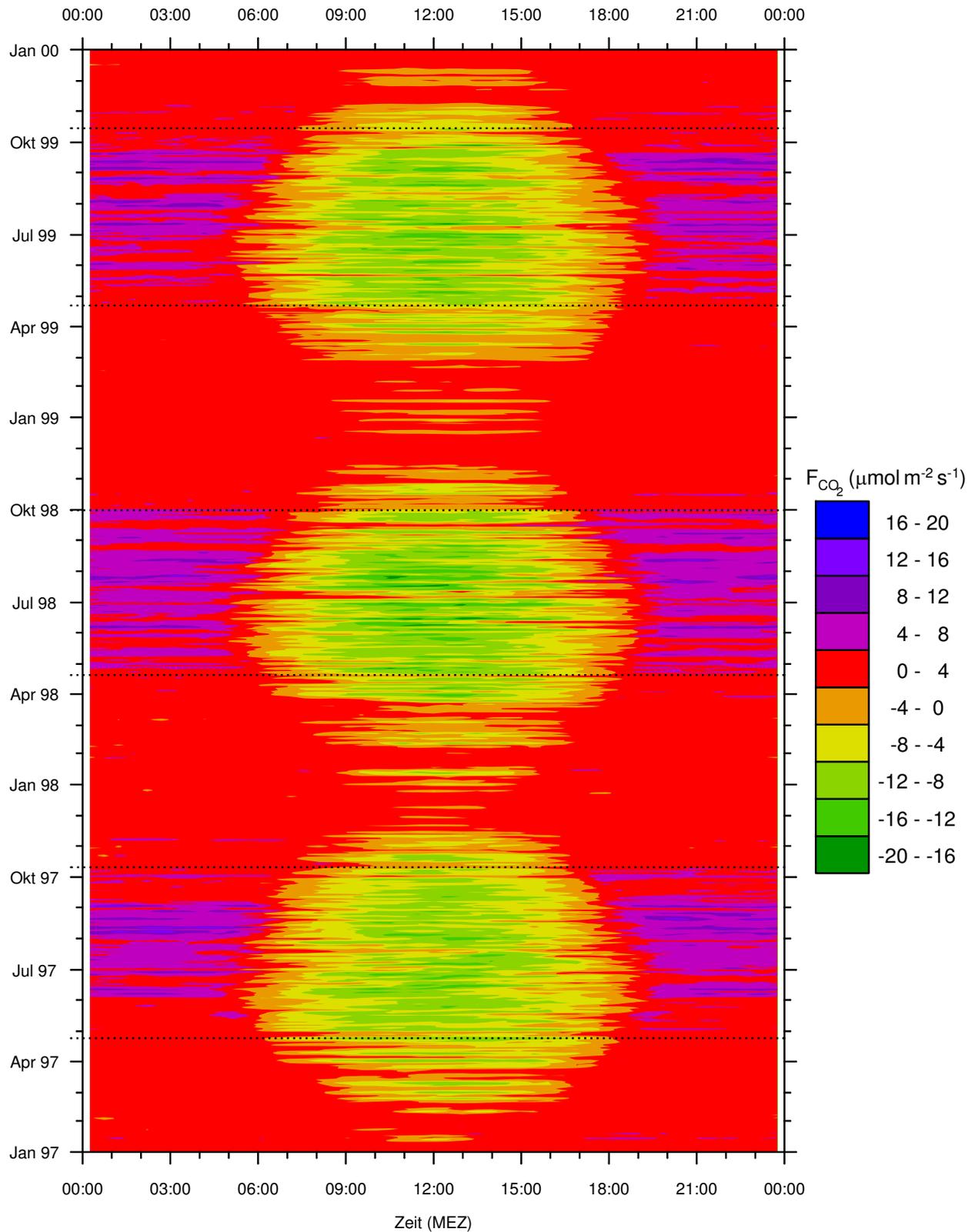
**Abbildung 43:**  $\text{CO}_2$ -Flüsse einschließlich Speicherterm aus Messdaten in 32 m Höhe (Marker) und aus Parametrisierungen (Erläuterungen siehe Text) für die Zeiträume vom 3.5. bis 11.5.1998 (a), vom 9.6. bis 17.6.1998 (b) und vom 18.9. bis 25.9.1998 (c).

#### 6.2.4 *NEE* im Jahresverlauf

Auch bei der zeitlichen Integration der Netto-CO<sub>2</sub>-Flüsse wurden die Effekte der verschiedenen Methoden verglichen. Mit nun vollständigen Zeitreihen des Kohlendioxidaustauschs können Untersuchungen zur interannuellen Variabilität wie auch zu Einflüssen der Witterung auf die CO<sub>2</sub>-Flüsse zwischen Wald und Atmosphäre durchgeführt werden. Ebenso kann weiterführend abgeschätzt werden, wie sich künftige Klimaänderungen auf den CO<sub>2</sub>-Austausch auswirken könnten. Desweiteren ist es möglich, zu einer Fehlerabschätzung zu gelangen, indem die Ergebnisse der beiden Messhöhen und unterschiedliche Parametrisierungen zur Überbrückung von Datenlücken berücksichtigt werden.

In Abbildung 44 sind Halbstundenwerte der Netto-Kohlendioxidflüsse aus der Kombination beider Messhöhen, einschließlich Modellierung der fehlenden Messdaten (*komb.*, *LT*, *WR-T*) gegen die Tageszeit (Abszisse) und die Jahreszeit (Ordinate) für die Jahre 1997 bis 1999 aufgetragen. Auffallend ist zunächst das häufige Vorkommen von CO<sub>2</sub>-Flüssen zwischen 0 und 4  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (rot eingefärbt, für 62 %, 58 % bzw. 59 % aller Fälle in 1997, 1998 bzw. 1999 zutreffend). Dies sind vor allem nächtliche Flüsse bei geringen Temperaturen und im Winter. Der Anteil modellierter Daten ist mit durchschnittlich 72 % in diesem Bereich sehr groß. In den Sommermonaten wird die durch hohe Temperaturen verstärkte Atmungsaktivität während der Nächte deutlich (violett eingefärbt). Entsprechend hohe positive Flussraten sind auf die Vegetationszeiten beschränkt, deren Beginn und Ende durch strichlierte Linien markiert sind. Bemerkenswert sind die Phasen mit Photosynthese während der Wintermonate mit Raten bis zu -12  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Hier wird die Fähigkeit der Fichten deutlich, sofort auf leicht erhöhte Temperaturen auch bei geringem Strahlungsangebot mit Photosyntheseaktivität zu reagieren. Selbst bei schwach negativen Temperaturen kann Photosynthese stattfinden, so z. B. Mitte Januar und Mitte Februar 1998. Somit findet Photosynthese auch deutlich bereits vor dem eigentlichen Beginn der Vegetationsperiode statt. Netto-Kohlendioxidaufnahmen von bis zu -12  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  traten in allen drei Jahren bereits ab Anfang März auf.

Hohe Netto-Aufnahmen ( $> 16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , dunkelgrün dargestellt) traten äußerst selten auf: im Jahr 1997 lediglich in 0.17 %, in 1998 in 0.66 % und in 1999 in 0.42 % aller Fälle. Wie bereits erwähnt, werden durch die Modellierungen solch hohe CO<sub>2</sub>-Aufnahmen kaum wiedergegeben, entsprechend hohe Flüsse sind generell aus Messdaten abgeleitet. Bereits durch die Flächenverteilung der Farben wird deutlich, welche große Rolle die Respiration spielt. Zeiträume mit reiner Atmungsaktivität (also rot bis violette Flächen) überwiegen diejenigen mit Photosynthese (orange bis grüne Flächen). Werden die dargestellten Nettoflüsse betrachtet so findet im Mittel nur in 30 % aller Fälle Netto-Assimilation statt. Brutto-Assimilation, als Differenz aus *NEE* und *TER* tritt im Mittel in 46 % aller Halbstunden auf.



**Abbildung 44:** CO<sub>2</sub>-Flüsse (Messdaten und Modellierung) in Abhängigkeit von Tageszeit (Abszisse) und Jahreszeit (Ordinate) für den Zeitraum von Januar 1997 bis Dezember 1999.

Die einzelnen Jahresbilanzen lassen sich durch die kumulativen Nettoflüsse ( $NEE$ ) vergleichen. In den Abbildungen 45a sind diese als Kombination aus Messdaten, falls vorhanden, und Modellierung mit Hilfe der verschiedenen Methoden für die Jahre 1997, 1998 und 1999 dargestellt. Aufgetragen sind die vier Varianten zur Bestimmung der Nettoflüsse:

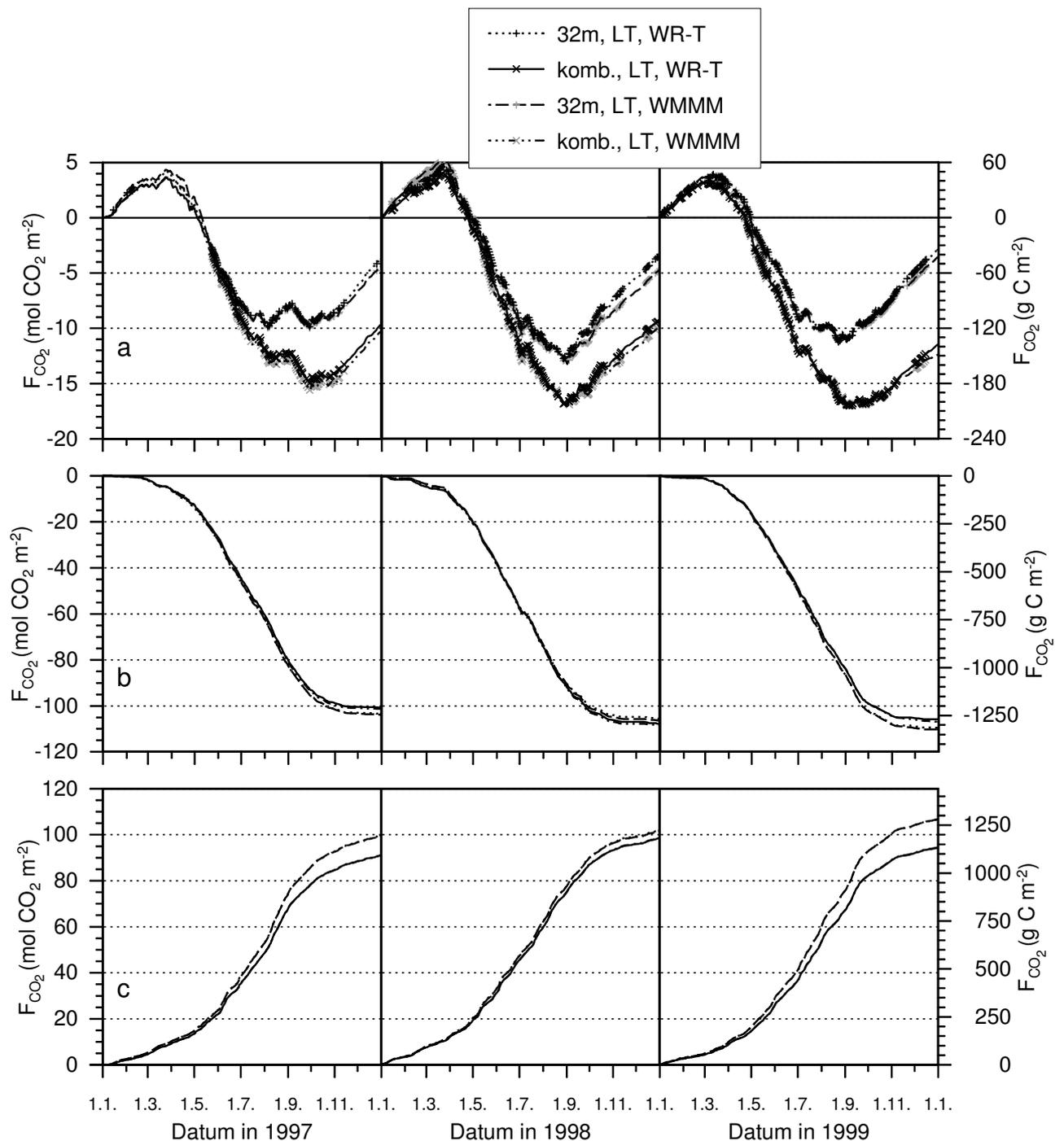
- $32m, LT, WR-T$
- $komb., LT, WR-T$
- $32m, LT, WMMM$
- $komb., LT, WMMM$

Es wird deutlich, dass die ermittelten Jahressummen sehr sensibel auf die Art der Lückenfüllung reagieren. So sind die Unterschiede pro Jahr zwischen den verschiedenen Methoden größer als zwischen den Jahren bei Verwendung einer Methode.

Wenn von den durchgängig vorhandenen Nettoflüssen die nach Gleichung 40 bestimmte Respiration subtrahiert wird ( $GEP = NEE_{day} - TER$ , mit  $NEE_{day}$ : wenn Photosynthese generell möglich ist) erhält man die Brutto-Assimilation. Die so bestimmten Brutto-Assimilationsraten sind auf Halbstundenbasis mit relativ hoher Unsicherheit behaftet. Dies wurde deutlich, indem die ermittelten Flüsse gegen die Strahlung aufgetragen wurden (nicht dargestellt). Die Streuungen waren gegenüber den Regressionen der Nettoflüsse mit der Globalstrahlung (Abb. 25) deutlich höher. Trotzdem konnten Jahressummen der Brutto-Assimilation für die drei Jahre bestimmt werden. Die kumulierten Flüsse sind in Abbildung 45b aufgetragen. Die Brutto-Assimilation betrug je nach angewandter Methode in 1997 zwischen  $-1208$  und  $-1246 \text{ g C m}^{-2}$ , zwischen  $-1265$  und  $-1302 \text{ g C m}^{-2}$  in 1998 und zwischen  $-1269$  und  $-1323 \text{ g C m}^{-2}$  in 1999. Die interannuellen Unterschiede sind gering, doch tendenziell wurde im Jahr 1999 mit im Mittel  $1297 \text{ g C m}^{-2}$  am meisten Kohlenstoff fixiert. 1998 und 1999, die beiden niederschlagsreicheren Jahre unterscheiden sich untereinander nicht signifikant. In den Jahren 1998 und 1999 sind die Monatssummen der  $GEP$  fast durchgängig höher als in 1997, außer im August, in dem 1997 mit  $-240 \text{ g C m}^{-2}$  die höchste monatliche  $\text{CO}_2$ -Aufnahme erfolgte. In diesem Monat wurde jedoch mehr  $\text{CO}_2$  an die Atmosphäre abgegeben als assimiliert. Erhöhte Temperaturen (Monatsmittel im August 1997:  $17.4^\circ\text{C}$ ) bewirkten hohe Atmungsraten die die Photosynthese übertreffen.

Die Jahressummen der  $NEE$  der drei betrachteten Jahre unterscheiden sich sehr wenig: So betrug die Netto-Kohlenstoffaufnahme unter Verwendung der Messdaten aus 32 m Höhe und Datenfüllung mit Berücksichtigung von Windrichtung und Temperaturklassen ( $32m, LT, WR-T$ )  $-44.8 \text{ g C m}^{-2}$  in 1997,  $-41.1$  in 1998 und  $-34.8 \text{ g C m}^{-2}$  in 1999. Bei Verwendung von Messdaten aus 22 m Höhe unter stabilen Bedingungen und mit Hilfe der entsprechenden Modellierung ( $komb., LT, WR-T$ ) betragen die Netto-Kohlenstoffaufnahmen  $-116.4$ ,  $-111.1$  und  $-138.0 \text{ g C m}^{-2}$ . Bei dieser Methode führen geringere Atmungsraten zu einer insgesamt höheren Netto- $\text{CO}_2$ -Aufnahme (Abb. 45c, durchgezogene Linien). Zu bemerken ist, dass der Unterschied zwischen den aus beiden Messhöhen bestimmten Jahres-

summen im Jahr 1999 am ausgeprägtesten ist. In diesem Jahr ist der Anteil der ersetzten Daten (also  $\zeta > 0.05$ ) im Windrichtungssektor  $90 - 180^\circ$  (Nebenmaximum der Windstatistik) und gleichzeitig die Differenz der Respirationsraten (siehe Abb. 28) hoch. Dies führt dazu, dass die Senkenstärke des Ökosystems in 1999 am geringsten ist, wenn nur Daten aus 32 m Höhe betrachtet werden. Bei Verwendung der Kombination aus 32 und 22 m Höhe (*komb.*, *LT*, *WR-T*) wäre das Jahr 1999 mit einer Nettokohlenstoffaufnahme von  $-138.0 \text{ g C m}^{-2}$  das produktivste innerhalb der drei betrachteten Jahre.



**Abbildung 45:** a: Kumulative Nettoflüsse des CO<sub>2</sub> ( $NEE$ ) aus Messdaten (repräsentiert durch Marker, wenn pro Tag mehr als 50% der Daten aus Messungen vorlagen) und verschiedenen Modellierungen (nur Linien, wenn pro Tag weniger als 50% der Daten aus Messungen vorlagen), b: kumulative assimilatorische Flüsse ( $GEP$ ), c: kumulative respiratorische Flüsse ( $TER$ ), jeweils für die Jahre 1997, 1998 und 1999. Die linken Achsen beziehen sich auf den Fluss in mol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup>, die rechten Achsen auf den Fluss in g C m<sup>-2</sup>.

Generell wird die Senkenstärke bei Verwendung der Kombinationsmethode und Wochen-

mitteln der drei Parameter der Lichtsättigungskurve (*komb.*, *LT*, *WMMM*) am größten (strich-punktiert). Einerseits sind die Respirationsraten bei kleineren Footprint-Abständen geringer (siehe Kap. 5.2.2.1) und die Verwendung von Wochenmitteln führt häufiger zu einer Überschätzung der assimilatorischen Flüsse, wenn an mehreren aufeinanderfolgenden Tagen Datenlücken zu füllen sind und Wochenmittel auf schwächeren Datengrundlagen beruhen. Da sich die Bilanz des Kohlendioxidaustauschs aus den beiden großen Komponenten der Atmung und der Photosynthese zusammensetzt, bewirken minimale Veränderungen an einer dieser großen Komponenten große prozentuale Unterschiede in den Jahressummen der *NEE*. Der Unterschied zwischen den Summen der *NEE* entsteht hauptsächlich durch unterschiedliche Respirationsbestimmungen der nächtlichen Flüsse und deren Extrapolation. Hier summiert sich z. B. in 1998 die Differenz der respiratorischen Flüsse auf  $42.7 \text{ g C m}^{-2}$ , wenn unter stabilen Bedingungen die Daten aus 22 m Höhe verwendet werden (Abb. 45c, Mitte). Assimilatorische Flüsse unterscheiden sich in der Summe um  $27.4 \text{ g C m}^{-2}$ , was insgesamt zu einer Senke von  $-111.1 \text{ g C m}^{-2}$  in 1998 führt. Wenn statt der windrichtungs- und temperaturabhängigen Parametrisierung der Tagwerte Wochenmittel der Parameter  $\alpha$ ,  $F_{C_{sat}}$  und  $R_{day}$  zur Lückenfüllung unter Tagbedingungen (*32m*, *LT*, *WMMM*) verwendet werden, kumulieren sich die Netto-CO<sub>2</sub>-Flüsse in den drei Jahren zu  $-52.6$ ,  $-56.7$  und  $-43.0 \text{ g C m}^{-2}$ . Hier sind die Ursachen für die Unterschiede die leicht überschätzten assimilatorischen Flüsse bei längerem Datenausfall. Geringeren Einfluss hat die vermutlich realistischere Bestimmung der Tagrespiration durch  $R_{day}$  im Vergleich dazu. Alle Jahressummen sind in der folgenden Tabelle zum Vergleich gelistet.

**Tabelle 7:** Jahressummen der *NEE*, der assimilatorischen (*GEP*) und respiratorischen (*TER*) Flüsse, aus Messungen und Parametrisierungen der fehlenden Messdaten (alle in  $\text{gC m}^{-2}$ ).

Methode	1997	1998	1999
<i>NEE</i> aus 32 m, <i>LT</i> , <i>WR-T</i>	-44.8	-41.1	-34.8
<i>NEE</i> aus komb., <i>LT</i> , <i>WR-T</i>	-116.4	-111.1	-138.0
<i>NEE</i> aus 32 m, <i>LT</i> , <i>WMMM</i>	-52.6	-56.7	-43.0
<i>NEE</i> aus komb., <i>LT</i> , <i>WMMM</i>	-123.8	-118.5	-149.1
<i>GEP</i> aus 32 m, <i>LT</i> , <i>WR-T</i>	-1240.2	-1265.3	-1313.8
<i>GEP</i> aus komb., <i>LT</i> , <i>WR-T</i>	-1208.1	-1292.7	-1269.2
<i>GEP</i> aus 32 m, <i>LT</i> , <i>WMMM</i>	-1246.3	-1275.4	-1323.2
<i>GEP</i> aus komb., <i>LT</i> , <i>WMMM</i>	-1215.8	-1301.9	-1282.5
<i>TER</i> aus 32 m, <i>LT</i> , <i>WR-T</i>	1195.4	1224.2	1279.0
<i>TER</i> aus komb., <i>LT</i> , <i>WR-T</i>	1091.7	1181.5	1131.2
<i>TER</i> aus 32 m, <i>LT</i> , <i>WMMM</i>	1193.7	1218.8	1280.2
<i>TER</i> aus komb., <i>LT</i> , <i>WMMM</i>	1092.0	1183.4	1133.4
<i>TER</i> aus Modellierung	(1309.0)	1299.6	1332.5

## 7 Diskussion, Zusammenfassung und Ausblick

Mit der Eddy-Kovarianzmethode wurden im Fichtelgebirge im Wassereinzugsgebiet Lehstenbach Energie- und Kohlendioxid-Flüsse zwischen Vegetation und Atmosphäre über einen Zeitraum von drei Jahren gemessen. Die Kovarianzmessungen wurden im Rahmen des EUROFLUX-Projektes durchgeführt, bei dem mit standardisierten Methoden über verschiedenen Waldökosystemen in Europa Kohlendioxid- und Energieflüsse gemessen wurden. Ergänzende Messungen von meteorologischen und bestandsspezifischen Variablen waren notwendig, um das zeitliche Verhalten, insbesondere der CO<sub>2</sub>-Flüsse zu interpretieren. Um das Verhalten über die Jahre vergleichen zu können, Trends zu erkennen und um Jahresbilanzen zuverlässig bilden zu können, sind möglichst kontinuierliche Messungen wünschenswert. Aufgrund verschiedener, nicht zu beeinflussender Faktoren, wie zum Beispiel Stromausfälle, Gerätedefekte und die Vereisung der Sensoren im Winter, sind fehlende Messdaten jedoch unvermeidbar.

Generell ist festzuhalten, dass das Messgebiet mit dem Messturm im Bestand Weidenbrunnen hinsichtlich der Landnutzung für Kovarianzmessungen nicht als ideal zu bezeichnen ist, da für die Methode wichtige Voraussetzungen nur teil-, bzw. zeitweise erfüllt werden können. Unsicherheiten entstehen hier vor allem durch die Heterogenität der Alterstruktur der Fichtenbestände und durch Einflüsse abweichender Landnutzungen, die sich im Quellgebiet der gemessenen Flüsse befinden, wie auch durch die geneigte Topografie. Mit geeigneten Methoden, wie Qualitätstests, Footprint-Analysen und unterstützenden Messungen, lässt sich jedoch ein – wenn auch noch stärker reduzierter – Datensatz extrahieren, mit dem Parametrisierungen entwickelt und Zusammenhänge herausgestellt werden können. Die gemessenen und daraus abgeleiteten Daten repräsentieren nicht nur eine Altersklasse des Fichtenwaldes, sondern Mischsignale unterschiedlicher Altersklassen der Fichte einschließlich eines Pflanzgartens und eines Steinbruchs. Sowohl der Pflanzgarten wie auch der Steinbruch befinden sich in der Hauptwindrichtung zumindest teilweise im Footprint-Bereich und diese Tatsache darf nicht unberücksichtigt bleiben, wenn z. B. die Kohlendioxidbilanz des Ökosystems bestimmt wird. Die Unsicherheit durch ausgedehntere Footprints unter stabilen atmosphärischen Bedingungen kann durch die Berücksichtigung von Messdaten aus geringerer Höhe reduziert werden.

Fehlende Messdaten können mit abgeleiteten Parametrisierungen überbrückt und somit jährlich integrierte Bilanzen der H<sub>2</sub>O- und CO<sub>2</sub>-Flüsse erstellt werden. Die Ergebnisse unterschiedlicher Parametrisierungsmethoden umrahmen den Fehlerbereich der aufgestellten Bilanzen.

Die Gesamtverdunstung ist im Messgebiet mit Jahressummen von 311 mm in 1997, 320 mm in 1998 und 341 mm in 1999 recht niedrig und trotz sehr unterschiedlicher Niederschlagsverhältnisse in allen drei Jahren ähnlich. Vorhandene Messdaten der Evapotranspiration

wurden auf Monatsbasis an die potentielle Verdunstung angeglichen. Mit den so ermittelten Regressionen konnten fehlende Messdaten ersetzt und Jahressummen gebildet werden. Die Wasserbilanz kann unter Berücksichtigung der Jahresniederschläge und Abflüsse am Pegel des Lehstenbachs mit Hilfe der Bestimmung der Verdunstung über die Kovarianzmessungen nicht geschlossen werden, wie ein Vergleich mit LISCHIED ET AL. (2001) zeigt, die aus der Differenz des Niederschlags und des Abflusses am Pegel des Lehstenbachs auf eine Gebietsverdunstung von 525 mm schliessen. Wasserspeicherung der Böden bleibt bei diesen Berechnungen jedoch unberücksichtigt.

Unterschätzungen der Verdunstungsflüsse mit dem gleichen Messsystem um bis zu 30 % wurden auch von anderen Autoren berichtet (z. B. MEIRESONNE ET AL., 2003; GOULDEN ET AL., 1995). Die Bestimmung der Evapotranspiration mit einem Analysator mit offenem Messpfad würde unter niederschlags- und nebelfreien Bedingungen zu zuverlässigeren Daten führen, die Beschränkung auf ‚Schönwettersituationen‘ würde jedoch die Bestimmung von Jahressummen erschweren und entsprechende Geräte benötigen einen größeren Wartungsaufwand. Die Korrektur der Verdunstungsdaten nach einem zweimonatigen Vergleich mit einem Analysator mit offenem Messpfad müsste diesen Fehler zumindest reduzieren. Daraus abgeleitete Jahressummen führten zu einer mittleren Schließung der Wasserbilanz von 67 %. Hierbei muss einerseits berücksichtigt werden, dass zur Ermittlung der Wasserbilanz zuverlässige räumlich hoch aufgelöste Niederschlagsdaten notwendig wären. Andererseits repräsentieren die durchgeführten Verdunstungsmessungen nicht das gesamte Wassereinzugsgebiet des Lehstenbachs, sondern vor allem den Weidenbrunnen selbst und angrenzende Bestände, die sich unter labilen und neutralen atmosphärischen Bedingungen im Footprint-Bereich befinden. Der Weidenbrunnen selbst hat jedoch auch nach Xylemflussmessungen, die in den Jahren 1994 und 1995 an verschiedenen Beständen im Lehstenbach-Gebiet durchgeführt wurden (ALSHEIMER, 1997; KÖSTNER, 2001), vergleichsweise geringe Transpirationsleistungen.

Der Anteil der Baumschicht an der Gesamtverdunstung wurde mit Transpirationsmessungen, die in 1997 im Bestand Weidenbrunnen durchgeführt wurden, zu ca. 41% abgeschätzt und liegt damit etwas niedriger als der Transpirationsanteil, der mit der gleichen Methode durch WILSON ET AL. (2001) für einen Laubmischwald in den USA bestimmt wurde. Dort konnten zusätzliche Kovarianzmessungen im Stammraum dazu genutzt werden, die Transpiration der Bäume von der Bodenevaporation zu trennen. So ermittelte Transpirationsraten lagen ca. 30 – 40 % höher als die durch die Xylemflussmessungen bestimmten. Die in 1997 ermittelten Tagessummen der Transpiration sind gegenüber Messungen in 1995, die von KÖSTNER (2001) durchgeführt wurden um ca. 20 % geringer. Der Anteil der Strahlungsbilanz, der in die Transpiration der Bäume umgesetzt wurde, betrug nach KÖSTNER (2001) in 1995 ca. 50 %, im Gegensatz zu im Mittel 23 % in 1997. Die Richtigkeit der beiden Transpirationsmessungen vorausgesetzt würde dies bedeuten, dass sich

die Transpirationsleistung der Bäume verringert hat, was auf die relative Trockenheit in 1997 zurückgeführt werden kann, jedoch auch auf die abnehmende Vitalität der Bestände. Da für 1998 und 1999 keine Transpirationsdaten vorliegen, können diese Effekte nicht getrennt werden.

Jahressummen der Kohlendioxidflüsse wurden anhand unterschiedlicher Methoden abgeleitet. Da im Gegensatz zu den Wasserdampfströmen auch die nächtlichen Flüsse von großer Bedeutung sind, mussten unterschiedliche Footprints für labile und stabile atmosphärische Schichtungsbedingungen berücksichtigt werden. Hierzu wurden unter stabilen Bedingungen Messdaten aus der geringeren Messhöhe verwendet. Respirationsflüsse, die in der unteren Messhöhe ermittelt wurden, waren fast generell niedriger als die aus der oberen Messhöhe. Ausgedehntere und weiter entfernte Footprints, die beispielsweise durch Bestände mit höherer Biomasse beeinflusst sind, sind hierfür die Hauptursache.

Aus den nächtlichen qualitativ hochwertigen Messdaten wurden windrichtungsabhängig Zusammenhänge abgeleitet, die einerseits verwendet wurden, um Datenlücken zu ersetzen, und andererseits um die Atmung am Tage zu bestimmen, da Letztere nicht direkt gemessen werden kann. Auf diese Weise konnten Jahressummen der Ökosystematmung gebildet werden. Parallel dazu konnte die Brutto-Assimilation aus der Differenz der Netto-Assimilation und der auf die Tagstunden extrapolierten Respirationraten abgeleitet werden. Wenn Mittelwerte über die verschiedenen Methoden zur Bestimmung der Respiration gebildet werden, unterscheiden sich die Jahre 1998 und 1999 mit Summen von 1202 und 1206  $\text{g C m}^{-2} \text{a}^{-1}$  nicht. Die Jahressumme der Respiration in 1997 war dagegen mit 1143  $\text{g C m}^{-2} \text{a}^{-1}$  etwas geringer. Bei Untersuchungen zur *NEE*, *GPP* und *TER* verschiedener EUROFLUX-Bestände wurde die Ökosystematmung im Mittel über mehrere Jahre zu  $1040 \pm 260 \text{ g C m}^{-2} \text{a}^{-1}$  bestimmt (nur ungestörte Bestände, JANSSENS ET AL., 2001), wobei 49% aus der Bodenatmung stammen. Die für das Untersuchungsgebiet bestimmte Gesamtatmung befindet sich also eher im oberen Bereich der Atmungsraten, wobei sich der Beitrag der Bodenatmung an der Gesamtatmung im Untersuchungsgebiet nur auf ca. 42% beläuft.

Die Brutto-Assimilation betrug im Untersuchungsgebiet im Mittel -1228 in 1997, -1284 in 1998 und -1297  $\text{g C m}^{-2}$  in 1999. Die so ermittelten Jahressummen der *GPP* sind ca. 100  $\text{g C m}^{-2}$  geringer als die des ‚Modell‘-EUROFLUX-Bestands nach JANSSENS ET AL. (2001). Die interannuellen Unterschiede sind gering, doch tendenziell wurde im Jahr 1999 am meisten Kohlenstoff fixiert. Nach DITTMAR & ELLING (1999) steuern unterschiedliche Witterungseinflüsse und witterungs-unabhängige Parameter in Höhenlagen zwischen 600 und 800 m üNN und nicht, wie in tieferen Lagen die Wasserverfügbarkeit das Wachstum der Bäume. So können die ähnlichen *GPPs* der Jahre 1997 bis 1999 mit sehr unterschiedlichem Niederschlagsangebot diesen Trend bestätigen. Dendrometer-Messungen an 6 Bäumen im Weidenbrunnen in den Jahren 1998 und 1999 ergaben eine mittlere Vo-

lumentzunahme von  $18.9 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ . Im Vergleich zur mittleren Volumenzunahme während der Jahre 1984 bis 1994 von  $21.0 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$  im Bestand Weidenbrunnen (MUND ET AL., 2002) lässt dieser Wert auf eine reduzierte Netto-Primär-Produktion gegenüber den produktiven Jahren 1984 bis 1994 schließen. Ein Mittelwert der Brutto-Assimilation über alle drei Jahre kann grob mit der Netto-Primärproduktion (*NPP*) verglichen werden, wobei berücksichtigt werden muss, dass die hier bestimmte Brutto-Assimilation auch die Kohlenstofffixierung des Unterwuchses beinhaltet. Jährliche Zuwächse betragen für die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Unterwuchsarten *Deschampsia flexuosa* und *Vaccinium myrtillus* in 1992 nach BUCHMANN (1993)  $-11$  bzw.  $-159 \text{ g C m}^{-2}$ . Biomasse-Zuwachsanalysen, die von MUND ET AL. (2002) im Wassereinzugsgebiet des Lehstenbachs an verschiedenen Beständen durchgeführt wurden, ergaben für die Jahre 1984 bis 1994 mittlere jährliche *NPPs* zwischen  $-611$  für einen 16jährigen Fichtenbestand und  $-1337 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$  für den Bestand Weidenbrunnen. Die *NPP* älterer Fichtenbestände, die sich im Footprint der Flussmessungen befinden, wurde zwar nicht direkt bestimmt, es wurde jedoch die *NPP* eines 112jährigen Bestandes mit vergleichbaren forstlichen Größen (Ertragsklasse 28, Grundfläche  $41 \text{ m}^2 \text{ ha}^{-1}$ ; MUND ET AL., 2002 und pers. Mit.) ermittelt. Dessen Netto-Primärproduktion liegt bei etwa  $1000 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ . Die Summe aus Unterwuchs-*NPP* und *NPP* der Baumschicht ist somit durchaus mit den mittleren jährlichen Assimilationssummen vergleichbar, wenn auch mit einigen Unsicherheiten behaftet, da die Ausmaße der Quellgebiete immer verschiedene Alterklassen der Fichte beinhalten. Der Unterschied beträgt jedoch maximal 10%.

Die scheinbar geringen Unterschiede der nach unterschiedlichen Methoden bestimmten Jahressummen von Respiration und Assimilation bewirken in der Summe, also der *NEE*, große prozentuale Unterschiede, die erheblich größer sind als die Unterschiede zwischen den Jahren. Die Jahressummen der *NEE* sind also stark abhängig von der Art der Datenfüllung bei fehlenden Messwerten.

Die auf Tages- und Wochenbasis bestimmten Parameter Quantenausbeute, Lichtsättigungswert und Tagatmung der Lichtsättigungsfunktion nach Michaelis-Menten eignen sich gut zur Interpretation unterschiedlichen Verhaltens der  $\text{CO}_2$ -Flüsse in Abhängigkeit von meteorologischen Bedingungen. Sie sind zur Berechnung fehlender Messdaten bei längeren Datenlücken jedoch weniger geeignet als die in Abhängigkeit von Windrichtung und Lufttemperatur ermittelten Parameter der Michaelis-Menten-Gleichung. Als Mittel über die Methoden betragen die Jahressummen der *NEE*  $-84.4 \text{ g C m}^{-2}$  in 1997,  $-81.9 \text{ g C m}^{-2}$  in 1998 und  $-91.2 \text{ g C m}^{-2}$  in 1999. Die Jahressummen unterscheiden sich also nicht signifikant. Bei der Betrachtung von Summen und Parameter auf Monatsbasis werden folgende Unterschiede und Zusammenhänge deutlich. Erhöhte Lufttemperaturen in 1997 verursachten höhere Atmungsraten, da die Respiration exponentiell mit der Temperatur zunimmt. Da die Assimilation der Fichten bei Temperaturen über  $16^\circ\text{C}$  bereits gegenüber

geringeren Temperaturen reduziert ist, wird die Netto-CO<sub>2</sub>-Aufnahme in starkem Maße von der Temperatur gesteuert. Dies wurde im August des Jahres deutlich, wo bei einer Monatsmitteltemperatur von 17.4 °C die Respiration die Netto-Assimilation übertraf (bei Verwendung der Daten aus 32 m Höhe). Monatliche Summen der *NEE* sind maximal bei Monatsmitteln der Lufttemperatur um ca. 13 °C. Die Länge der Vegetationsperiode (Kap. 3.3) hat einen relativ geringen Einfluss auf die *NEE*-Jahressummen, auch wenn die höchste Netto-CO<sub>2</sub>-Aufnahme in 1999, dem Jahr mit der längsten Vegetationsperiode, erfolgte. In den kalten Wintermonaten des Jahres 1999 fand zusätzlich vergleichsweise wenig Respiration statt. Feuchte Verhältnisse bei vergleichsweise niedrigen Lufttemperaturen würden die Kohlenstoffsénke vermutlich erhöhen.

Wenn Minima und Maxima der Netto-CO<sub>2</sub>-Aufnahmen als Grenzwerte betrachtet und Messfehler von  $\pm 50 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$  (BALDOCCHI, 2003) berücksichtigt werden, unterscheiden sich die drei betrachteten Jahre trotz der unterschiedlichen Bedingungen insbesondere bezüglich des Niederschlagsangebots nicht signifikant. Alle aufgeführten *NEE*-Werte repräsentieren schwache Kohlenstoffsénken im Vergleich zu Fichtenbeständen in ähnlichen geographischen Breiten. So betrug beispielsweise die Netto-Kohlenstoff-Aufnahme eines alten Fichtenwaldes nahe Dresden (380 m üNN), dessen jährliche Respirationsraten mit den hier ermittelten nahezu übereinstimmen, in den Jahren 1996 bis 1999 zwischen -548 und -668  $\text{g C m}^{-2}$  (GRÜN WALD & BERNHOFER, 1999). Damit vergleichbar ist auch die *NEE* eines Fichtenbestandes im Solling bei Göttingen (505 m üNN) mit -470  $\text{g C m}^{-2}$ . Die mittlere Netto-CO<sub>2</sub>-Aufnahme im Lehstenbach-Gebiet ist sogar niedriger als die eines Fichtenbestandes in Nordschweden (Flakaliden, 225 m üNN) mit -177  $\text{g C m}^{-2}$  in 1997. In 1998 wurde der Bestand bei Flakaliden jedoch zu einer Quelle für CO<sub>2</sub> (+49  $\text{g C m}^{-2}$ , alle aus BERNHOFER ET AL., 2003). Die schwache Senkenstärke des Untersuchungsgebiets ist somit eher vergleichbar mit borealen Wäldern. In warmen, trockenen Jahren, wie in 1997, kann das Gebiet durchaus als schwache Kohlenstoffquelle betrachtet werden, wenn der oben genannte Fehlerbereich und nur die Messdaten aus 32 m Höhe berücksichtigt würden. Die Ursachen für die nahezu ausgeglichene *NEE* sind im Fichtelgebirge jedoch auf die Schädigungen der Bäume und die schlechte Nährstoffversorgung (MUND, 1996; FALGE, 2001) zurückzuführen. Die weitere Entwicklung der Senken- oder Quellenstärke des Untersuchungsgebiets ist somit äußerst unsicher.

Zeitgleich und kontinuierlich stattfindende ökophysiologische Messungen sind notwendig, um witterungsbedingte Einflüsse von biotischen trennen zu können, wie auch von BUCHMANN (2002) und RAYMENT ET AL. (2002) angeregt wurde. Weiterführende Messungen sind von großer Bedeutung, um die CO<sub>2</sub>-Bilanz des geschädigten Waldbestandes weiter zu verfolgen und mögliche klimatische Effekte zu isolieren. Es sollte dabei großer Wert auf geringen Messdatenausfall gelegt werden, da Modellierungen bzw. Parametrisierungen insbesondere bei langanhaltenden Datenlücken zusätzliche Unsicherheiten bei der Bestim-

mung von Jahresbilanzen bewirken (siehe auch FALGE ET AL., 2001).

Weiterhin sollten verschiedene Methoden der Datenanalyse gegenübergestellt werden. So beeinflusst beispielsweise die in dieser Arbeit verwendete Koordinatenrotation gegenüber der mittlerweile empfohlenen Planar-Fit-Methode nach WILCZAK ET AL. (2001) sowohl die Qualität der Flüsse wie auch die Schubspannungsgeschwindigkeit (FOKEN ET AL., 2004). Da letztere als Kriterium zur Datenselektion verwendet wird, wird die Jahresbilanz der Flüsse ebenso beeinflusst. KNOHL ET AL. (2003) konnten einen Unterschied von 2.5 % bei der jährlichen *NEE* über einem alten Buchenbestand bei geringer Geländeneigung feststellen.

Die heterogene Bestandesstruktur im Fichtelgebirge bringt es mit sich, dass mit der Kovarianzmethode in diesem Gebiet generell Mischsignale gemessen werden. Diese könnten vermutlich mit Messungen auf Baum- und Blattebene in den umgebenden Beständen separiert werden. Die gemessenen Flüsse und daraus abgeleitete Bilanzen repräsentieren jedoch recht typische Bedingungen des Altersklassenwalds.

## 8 Summary

Eddy covariance measurements were performed above a spruce forest in the Fichtelgebirge in Northern Bavaria in the years 1997 through 1999. The measurements were embedded in the EUROFLUX-project with the goal to investigate carbon dioxide and water vapour fluxes of European forests and their interactions with the Climate System on a long term scale. The investigation of carbon fluxes and the contribution of the two components assimilation and respiration is of immense interest in ecosystem and climate research as anthropogenic influences may change the carbon balance of ecosystems in an unknown direction and magnitude.

Half-hourly fluxes of carbon dioxide, water vapour, sensible heat and momentum were derived in the Lehstenbach water catchment, a main research area of the Bayreuth Institute of Terrestrial Ecosystem Research (BITÖK). The measurements were performed in two heights at a tower located in a 45-year old spruce (*Picea abies* (L.) KARST.) stand. Additional eddy covariance measurements were temporarily carried out below the canopy with the intention to separate the contribution of the soil to the total ecosystem fluxes.

The influence of the heterogeneous terrain was investigated by separating the fluxes according to the wind direction and by detailed footprint analysis. Footprint analysis provide information about the source areas of the fluxes. Under stable atmospheric conditions these source areas are larger and more far away from the measurement point compared to neutral and unstable conditions. Therefore the second measurement height at the lower level was used to determine the night-time fluxes. To account for the non-ideal conditions that underlie the basic theory of eddy covariance measurements quality tests were performed for all half-hourly fluxes.

Parameterisations for 'high quality' CO<sub>2</sub>-fluxes with well developed turbulence were derived depending on global radiation and temperature. Different gap filling procedures from these parameterisations were compared when annual sums of the net ecosystem exchange (*NEE*) of carbon dioxide were determined. The different gap filling procedures resulted in larger differences (up to 114 g C m<sup>-2</sup>) of the annual sums compared to the maximum inter-annual variation (31 g C m<sup>-2</sup>). As an average of the four methods used, yearly integrated sums of the *NEE* amounted to -84 g C m<sup>-2</sup> in 1997, -82 g C m<sup>-2</sup> in 1998 and -91 g C m<sup>-2</sup> in 1999. These numbers indicate that the ecosystem is only a small sink for carbon compared to other spruce forest ecosystems in similar latitudes with yearly *NEEs* of about -600 g C m<sup>-2</sup>.

The small difference in annual sums was surprising because of the different weather patterns but were also confirmed by very similar sums of the evapotranspiration of the three years. Total ecosystem evaporation ranged between 311 mm in 1997, the dry year, and

341 mm in 1999.

The total ecosystem respiration was determined by extrapolating night-time fluxes to day-time hours and also by extrapolating the ecosystem respiration during daytime from the intercept of light response functions. The latter results should reflect that daytime respiration is reduced because of light-induced inhibition of leaf respiration. The monthly sums from both methods differ on average by about 8 %, and all sums compare well with the ecosystem respiration derived from up-scaled chamber measurements of soil, wood and foliage respiration and modelling of these components. Annual sums of respiration ranged from 1092 to 1280 g C m<sup>-2</sup>, depending on the method used.

Gross primary production, derived as difference of *NEE* and total ecosystem respiration yielded annual sums between -1323 g C m<sup>-2</sup> and -1208 g C m<sup>-2</sup>. These numbers can roughly be compared to *NPP* measurements determined in the Lehstenbach catchment in stands with different age classes for the years 1984 – 1994. If the *NPP* of both, trees and understorey vegetation is taken into account, a difference of about 15 % was determined. As carbon accumulation in the soil is not considered, these values fit very well if also measurement and gap filling uncertainties and the heterogeneous landscape are concerned.

## 9 Zusammenfassung

Über einem Fichtenwald im Fichtelgebirge in Nordbayern wurden in den Jahren 1997 bis 1999 Kovarianzmessungen durchgeführt. Die Messungen waren eingebettet in das EU-Projekt EUROFLUX und hatten zum Ziel, Kohlendioxid- und Wasserdampf Flüsse europäischer Wälder und deren Abhängigkeit von Umweltfaktoren über längere Zeiträume zu studieren. Die Untersuchung von Kohlenstoffflüssen ist von großer Bedeutung in der Ökosystem- und Klimaforschung, da die Wirkung anthropogener Einflüsse auf die Kohlenstoffbilanz unterschiedlicher Ökosysteme sowohl in Richtung wie auch im Ausmaß noch weitgehend unbekannt ist. Hierbei spielt die Aufteilung in die beiden Komponenten Assimilation und Respiration eine wichtige Rolle.

Die Flüsse von Kohlendioxid, Wasserdampf, fühlbarer Wärme und Impuls wurden im Wassereinzugsgebiet des Lehstenbachs, einem Intensiv-Messgebiet des Bayreuther Instituts für Terrestrische Ökosystemforschung (BITÖK), auf Halbstundenbasis ermittelt. Die Messungen wurden in zwei Höhen an einem Turm über einem 45jährigen Fichtenbestand (*Picea abies* (L.) KARST.) durchgeführt. Außerdem wurden zeitweise Kovarianzmessungen im Bestand durchgeführt, mit der Absicht, den Beitrag des Bodens und des Unterwuchses am Gesamtfluss zu ermitteln.

Um der insbesondere bezüglich der Alterstruktur heterogenen Umgebung gerecht zu werden, wurden die Flüsse in Abhängigkeit von der Windrichtung und mit Hilfe von Footprint-Analysen untersucht. Aus Footprint-Analysen erhält man Informationen über die Quellgebiete der turbulenten Flüsse. Unter stabilen atmosphärischen Bedingungen sind die Quellgebiete erheblich größer und weiter vom Messort entfernt als unter labilen und neutralen Bedingungen. Aus diesem Grund wurden die Daten der unteren Messhöhe vergleichend zur Bestimmung der nächtlichen Flüsse verwendet. Da am untersuchten Standort nicht alle theoretischen Voraussetzungen der Kovarianzmethode erfüllt werden können, wurden alle Halbstundenflüsse mit Hilfe von Qualitätstests geprüft.

Mit den als hochwertig eingestuften und bei gut durchmischten Verhältnissen bestimmten CO<sub>2</sub>-Flüssen wurden Parametrisierungen in Abhängigkeit von der Lufttemperatur und der Globalstrahlung abgeleitet. Datenlücken, wurden dann mit verschiedenen Parametrisierungsmethoden aufgefüllt, um jährliche Summen des Netto-Ökosystem-Austauschs von CO<sub>2</sub> zu ermitteln. Die verschiedenen Gap-Filling-Methoden haben in den Jahressummen allerdings größere Unterschiede (bis zu 114 g C m<sup>-2</sup>) zur Folge, als im Vergleich zwischen den Jahren (maximal 31 g C m<sup>-2</sup>) ermittelt werden konnte. Als Mittelwert über die vier angewandten Methoden wurden jährliche *NEE*-Summen von -84 g C m<sup>-2</sup> in 1997, -82 g C m<sup>-2</sup> in 1998 und -91 g C m<sup>-2</sup> in 1999 berechnet. Das heisst, das Untersuchungsgebiet ist nur eine schwache Senke für CO<sub>2</sub> im Vergleich zu Fichtenwaldökosystemen in

ähnlichen geographischen Breiten mit Werten von etwa  $-600 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ .

Der überraschend geringe Unterschied von Jahr zu Jahr wird jedoch auch durch sehr ähnliche Jahressummen der Gesamtverdunstung bestätigt. So variierte die Gesamtverdunstung lediglich zwischen 311 mm im trockenen Jahr 1997 und 341 mm im Jahr 1999.

Die Gesamtatmung des Ökosystems wurde einerseits aus der Extrapolation der nächtlichen  $\text{CO}_2$ -Flüsse auf Tagstunden, sowie aus den Tagatmungsraten der Lichtsättigungsfunktion bestimmt. Bei der zweiten Methode sollte berücksichtigt werden, dass die Respiration der Nadeln bei Licht gegenüber der Dunkelatmung gehemmt ist. Aus den beiden Methoden ermittelte monatliche Atmungssummen differieren durchschnittlich um 8%, wobei alle Summen gut vergleichbar zu Modellierungsergebnissen der Ökosystematmung sind, die aus Kammermessungen der Boden-, Holz- und Blattatmung abgeleitet wurden. Jährliche Respirationssummen variieren je nach verwendeter Methode zwischen 1092 und  $1280 \text{ g C m}^{-2}$ .

Die Brutto-Assimilation als Differenz aus  $NEE$  und Gesamtatmung erreichte Werte zwischen  $-1323 \text{ g C m}^{-2}$  und  $-1208 \text{ g C m}^{-2}$ . Ein Mittelwert über alle drei Jahre kann grob mit der Netto-Primärproduktion ( $NPP$ ), die an verschiedenen Beständen im Lehstenbachgebiet bestimmt wurde, verglichen werden. Wenn zusätzlich Unterwuchszuwächse typischer Arten berücksichtigt werden, unterscheiden sich diese Abschätzungen um etwa 15%. Im Rahmen der Messgenauigkeit beider Methoden passen diese Summen sehr gut zusammen, da hier keine Kohlenstofffixierung im Boden berücksichtigt wird. Unsicherheiten der ermittelten Summen durch Gap-Filling und durch das heterogene Gelände lassen keine bessere Übereinstimmung erwarten.

## 10 Literaturverzeichnis

- Alzheimer, M., 1997:** Xylemflussmessungen zur Charakterisierung raum-zeitlicher Heterogenitäten in der Transpiration montaner Fichtenbestände (*Picea abies* (L.) Karst.). Bayreuther Forum Ökologie 49, 143 Seiten.
- Arya, S.P., 2001:** Introduction to Micrometeorology. 2. Auflage, Academic Press, San Diego, 415 Seiten
- Atkin, O.K., Millar, A.H., Gardeström, P., Day, D.A., 2000:** Photosynthesis, Carbohydrate Metabolism and Respiration in Leaves of Higher Plants. In: Leegood, R.C., Sharkey, T.T., Von Caemmerer, S. (Eds.), *Advances in Photosynthesis*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 153-175
- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A.S., Martin, P.H., Berbigier, P., Bernhofer, Ch., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R., Vesala, T., 2000:** Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research*, 30, 113-175
- Aubinet, M., Clement, R., Elbers, J.A., Foken, T., Grelle, A., Ibrom, A., Moncrieff, J., Pilegaard, K., Rannik, Ü., Rebmann, C., 2003:** Methodology for data acquisition, storage, and treatment. In: R. Valentini (Ed.), *Fluxes of carbon, water and energy of European forests*. Ecological Studies 163. Springer Verlag, Heidelberg, 9-35
- Baldocchi, D.D., Finnigan, J., Wilson, K., Paw U, K.T., Falge, E., 2000:** On measuring net ecosystem carbon exchange over tall vegetation on complex terrain. *Bound. Layer Meteorol.*, 96, 257-291
- Baldocchi, D., Falge, E., Gu, L.H., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., Anthoni, P., Bernhofer, C., Davis, K., Evans, R., Fuentes, J., Goldstein, A., Katul, G., Law, B., Lee, X.H., Malhi, Y., Meyers, T., Munger, W., Oechel, W., Paw U, K.T., Pilegaard, K., Schmid, H.P., Valentini, R., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., Wofsy, S., 2001:** FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 82, 2415-2434
- Baldocchi, D.D., Wilson, K.B., 2001:** Modeling CO<sub>2</sub> and water vapor exchange of a temperate broadleaved forest across hourly to decadal time scales. *Ecological Modelling*, 142, 155-184
- Baldocchi, D.D., 2003:** Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biology*, 9: 479-492.
- Barr, A.G., King, K.M., Gillespie, T.J., den Hartog, G., Neumann, H.H., 1994:** A comparison of Bowen ratio and eddy correlation sensible and latent heat flux measurements above deciduous forest. *Bound. Layer Meteorol.*, 71, 21-41

- 
- Berbigier, P., Bonnefond, J. M., Mellmann, P., 2001:** CO<sub>2</sub> and water vapour fluxes for 2 years above Euroflux forest site. *Agric. and Forest Meteor.*, 108, 183-197
- Bernhofer, C., Aubinet, M., Clement, R., Grelle, A., Grünwald, T., Ibrom, A., Jarvis, P., Rebmann, C., Schulze, E.-D., Tenhunen, J.D., 2003:** Spruce forests (Norway and sitka spruce, including Douglas fir): Carbon and water fluxes and balances, ecological and ecophysiological determinants. In: R. Valentini (Ed.), Fluxes of carbon, water and energy of European forests. Ecological Studies 163. Springer Verlag, Heidelberg, 99-123
- Bousquet P. Ciais P. Peylin P. Ramonet M. Monfray P., 1999:** Inverse modeling of annual atmospheric CO<sub>2</sub> sources and sinks 1. Method and control inversion. *Jour. of Geophys. Research*, 104(D21), 26161- 26178
- Buchmann, N., 1993:** Wege und Umsetzung von <sup>15</sup>N-Ammonium und <sup>15</sup>N-Nitrat in einem Fichtenjungbestand (*Picea abies* (L.) Karst.). Bayreuther Forum Ökologie 2, 246 Seiten.
- Buchmann, N., Brooks, J.R., Flanagan, L.B., Ehleringer, J.R., 1997:** Carbon isotope discrimination of terrestrial ecosystems. In: H. Griffiths, D. Robinson, P. Van Gardingen (Eds.), Stable Isotopes and The Integration of Biological, Ecological and Geochemical Processes. BIOS Scientific Publishers Ltd., Oxford
- Buchmann, N., 2000:** Biotic and abiotic factors controlling soil respiration rates in *Picea abies* stands. *Soil Biology and Biochemistry*, 32, 1625-1635
- Buchmann, N., 2002:** Plant ecophysiology and forest response to global change. *Tree Physiology*, 22, 1177-1184
- Coppin, P.A., Taylor, K.J., 1983:** A three-component anemometer/thermometer system for general micrometeorological research. *Bound. Layer Meteorol.*, 27, 104-107
- Culf, A.D., Foken, T., Gash, J.H.C., 2003:** The energy balance closure problem. In: Kabat, P., et al. (Eds.), Vegetation, water, humans and the climate. A new perspective on an interactive system. Springer, Berlin, Heidelberg, 159-166
- De Bruin, H.A.R., Bink, N.J., Kroon, L.J.M., 1991:** Fluxes in the surface layer under advective conditions, in: Schumge, T.J., André, J.C. (Eds.), Workshop on Land Surface Evaporation, Measurement and Parametrization, Springer, New York, 157-169
- Dittmar, C., Elling, W., 1999:** Jahrringbreite von Fichte und Buche in Abhängigkeit von Witterung und Höhenlage. *Forstw. Cbl.*, 118, 251-270
- Doorenbos, J., Pruitt, W.O., 1977:** Guidelines for predicting crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Papers*, 24
- Ehleringer, J., Pearcy, R.W., 1983:** Variation in quantum yield for CO<sub>2</sub> uptake among C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> plants. *Plant Physiol.*, 73, 555-559
- Eiden, R., 1989:** Air Pollution and Deposition. In: Schulze, E.-D., Lange, O.L., Oren, R. (Eds.), Forest Decline and Air Pollution. Ecological Studies 77: 57-103

- Eugster, W., Senn, W., 1995:** A cospectral correction model for measurement of turbulent NO<sub>2</sub> flux. *Bound. Layer Meteorol.*, 74, 321-340
- Falge, E., 2001:** Forstliche Charakterisierung der BITÖK-Messflächen: Biomasse, LAI und Transpiration. In: P. Gerstberger (Ed.), *Waldökosystemforschung in Nordbayern: Die BITÖK-Untersuchungsflächen im Fichtelgebirge und Steigerwald*. Bayreuther Forum Ökologie 90, 59-63.
- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, R., Dolman, H., Granier, A., Gross, P., Grunwald, T., Hollinger, D., Jensen, N.O., Katul, G., Keronen, P., Kowalski, A., Lai, C.T., Law, B.E., Meyers, T., Moncrieff, H., Moors, E., Munger, J.W., Pilegaard, K., Rannik, Ü., Rebmann, C., Suyker, A., Tenhunen, J., Tu, K., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., Wofsy, S., 2001:** Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agric. and Forest Meteorol.*, 107, 43-69
- Falge, E., Tenhunen, J. D., Aubinet, M., Bernhofer, C., Clement, R., Granier, A., Kowalski, A., Moors, E., Pilegaard, K., Rannik, Ü., Rebmann, C., 2003:** A model-based study of carbon fluxes at ten European forest sites. In: R. Valentini (Ed.), *Fluxes of carbon, water and energy of European forests*. Ecological Studies 163. Springer Verlag, Heidelberg, 151-177
- Fan, S.-M., Goulden, M.L., Munger, J.W., Daube, B.C., Bakwin, P.S., Wofsy, S.C., Amthor, J.S., Fitzjarrald, D.R., Moore, K.E., Moore, T.R., 1995:** Environmental controls on the photosynthesis and respiration of a boreal lichen woodland: a growing season of whole-ecosystem exchange measurements by eddy correlation. *Oecologia*, 102: 443-452.
- Farquhar, G.D., von Caemmerer, S., 1982:** Modeling of photosynthetic response to environmental conditions. In: Lange O.L., Nobel P.S., Osmond, C.B., Ziegler, H. (Eds.), *Encyclopedia of Plant Physiology*, Vol. 12B. Physiological plant ecology II. Water relations and carbon assimilation. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 549-587
- Finnigan, J.J., 1999:** A comment on the paper by Lee (1998): Ön micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. *Agric. and Forest Meteorol.*, 97, 55-64
- Finnigan, J.J., Clement, R., Malhi, Y., Leuning, R., Cleugh, H.A., 2003:** A re-evaluation of long-term flux measurement techniques – Part I: Averaging and coordinate rotation. *Bound. Layer Meteorol.*, 107, 1-48
- Foken, T., Skeib, G., Richter, S.H., 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. and Forest Meteorology*, 78, 83-105

- 
- Foken, T., Jegede, O.O., Weisensee, U., Richter, S., Handorf, D., Görsdorf, U., Vogel, G., Schubert, U., Kirtzel, H.-J., Thiermann, V., 1997:** Results of the LINEX-96/2 Experiment. *Deutscher Wetterdienst, Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse*, 48, 75 Seiten
- Foken, T., 1998:** Die scheinbar ungeschlossene Energiebilanz am Erdboden. *Sitzungsberichte der Leibnitz-Sozietät*, 24, 131-150
- Foken, T., Mangold, A., Hierteis, M., Wichura, B., Rebmann, C., 1999:** Characterization of the heterogeneity of the terrain by normalized turbulence characteristics. *13th Symposium on Boundary Layer and Turbulence, Dallas, TX, 10 - 15 Jan. 1999*, Am. Meteorol. Soc., 26- 27.
- Foken, T., 2001a:** Lufthygienische-Bioklimatische Kennzeichnung des oberen Egertales. In: *T. Foken (Ed.), Abt. Mikrometeorologie, Arbeitsergebnisse 14*, 120 Seiten.
- Foken, T., 2001b:** Untersuchungen zum Klima im Waldsteingebiet. In: *P. Gerstberger (Ed.), Waldökosystemforschung in Nordbayern: Die BITÖK-Untersuchungsflächen im Fichtelgebirge und Steigerwald. Bayreuther Forum Ökologie 90*, 59-63.
- Foken, T., Göckede, M., Mauder, M., Mahrt, L., Amiro, B.D., Munger, J.W., 2004:** Post-field data quality control. In: Lee, X. (Ed.), *Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurements*. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands, 81-108
- Foken, T., Leclerc, M.Y., 2004:** A survey of methods used to validate footprint models and their limitations. *Agric. and Forest Meteorology*, in Revision
- FVA (Bayerische Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt, ed.), 1992:** Waldzustandsbericht 1992. München
- Gash, J.H.C., 1986:** A note on estimating the effect of a limited fetch on micrometeorological evaporation measurements. *Bound. Layer Meteorol.*, 35, 409-413
- Gash, J.H.C., Culf, A.D., 1996:** Applying a linear detrend to eddy correlation data in real time. *Bound. Layer Meteorol.*, 79, 301-306 1996a:
- Gerstberger, P. (Ed.), 2001:** Waldökosystemforschung in Nordbayern: Die BITÖK-Untersuchungsflächen im Fichtelgebirge und steigerwald. *Bayreuther Forum Ökologie 90*, 194 Seiten
- Göckede, M., Rebmann, C., Foken, Th., 2004:** A combination of quality assessment tools for eddy covariance measurements with footprint modelling for the characterisation of complex sites. *Agric. and Forest Meteorol.*, in Druck
- Gollan, T., Matzner, E., 1996:** BITÖK Forschungsbericht 1995. *Bayreuther Forum Ökologie 28*, 285 Seiten
- Goudriaan, J., 1977:** Crop Micrometeorology and a Simualtion Study. Center for Agricultural Publication and Documentation, Wageningen, Niederlande zitiert aus Gu et al. (2003)

- Goulden, M.L., Munger, J.W., Fan, S.-M., Daube, B.C., Wofsy, S.C., 1996:** Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy. *Global Change Biology*, 2: 169-182.
- Goulden, M.L., Daube, B.C., Fan, S.-M., Sutton, D.J., Bazzaz, A., Munger, J.W., Wofsy, S.C., 1997:** Physiological responses of a black spruce forest to weather. *Jour. of Geoph. Res.*, 102, D24: 28987- 28996.
- Granier, A., 1985:** Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Ann. Sci. For.*, 42: 81-88.
- Granier, A., 1987:** Mesure du flux de sève brute dans le tronc du Douglas par une nouvelle méthode thermique. *Ann. Sci. For.*, 44: 1-14.
- Greco, S., Baldocchi, D.D., 1996:** Seasonal variation of CO<sub>2</sub> and water vapour exchange rates over a temperate deciduous forest. *Global Change Biology*, 2: 183-197.
- Grelle, A., Lindroth, A., 1994:** Flow distortion by a Solent sonic anemometer: Wind tunnel calibration and its assessment for flux measurements over forests and field. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 11: 1529-1542.
- Grelle, A. Lindroth, A., 1996:** Eddy-correlation system for long-term monitoring of fluxes of heat, water vapour and CO<sub>2</sub>. *Global Change Biology*, 2: 297-307.
- Griffis, T.J., Black, T.A., Morgenstern, K., Barr, A.G., Nesic, Z., Drewitt, G.B., Gaumont-Guay, D., McCaughey, J.H., 2003:** Ecophysiological controls on the carbon balances of three southern boreal forests. *Agric. and Forest Meteor.*, 117, 53-71
- Grünwald, T., Bernhofer, C., 1999:** Variabilität der Photosyntheseaktivität eines Fichtenbestandes in Abhängigkeit von meteorologischen Einflussgrößen. *Annalen der Meteorologie*, 39, 70-72
- Gu, L. Baldocchi, D.D., Wofsy, S.C., Munger, J.W., Michalsky, J.J., Urbanski, S.P., Boden, T.A., 2003:** Response of a Deciduous Forest to the Mount Pinatubo Eruption: Enhanced Photosynthesis. *Science*, 299: 2035-2038. 246
- Hollinger, D.Y., Kelliher, F.M., Byers, J.N., Hunt, J.E., McSeveny, T.M., Weir, P.L., 1994:** Carbon dioxide exchange between an undisturbed old-growth temperate forest and the atmosphere. *Ecology*, 75, 134-150
- IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change, 1996:** Climate Change 1995. The Science of Climate Change: Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climatic Change. Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N. Kattenberg, A., Maskell, K. (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 572 Seiten
- IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change, 2001:** Climate Change 2001. Cambridge University Press, Cambridge, 881 Seiten
- Janssens, I.A., Meiresonne, L., Ceulemans, R., 2000:** Mean soil CO<sub>2</sub> efflux from a mixed forest: temporal and spatial integration. In: R.J.M. Ceulemans, F. Veroustrate, V. Gond,

- J.B.H.F. Van Rensbergen (Eds.), Forest ecosystem modelling, upscaling and remote sensing. Academic Publishing bv, The Hague, The Netherlands, 19-31
- Janssens, I.A., Lankreijer, H., Matteucci, G., Kowalski, A. S., Buchmann, N., Epron, D., Pilegaard, K., Kutsch, W., Longdoz, B., Grünwald, T., Montagnani, L., Dore, S., Rebmann, C., Moors, E.J., Grelle, A., Rannik, Ü., Morgenstern, K., Oltchev, S., Clement, R., Gudmundsson, J., Minerbi, S., Berbigier, P., Ibrom, A., Moncrieff, J., Aubinet, M., Bernhofer, C., Jensen, N.O., Vesala, T., Granier, A., Schulze, E.-D., Lindroth, A., Dolman, A.J., Jarvis, P.G., Ceulemans, R., Valentini, R., 2001:** Productivity overshadows temperature in determining soil and ecosystem respiration across European forests. *Global Change Biology*, 7, 269-278
- Jarvis, P.G., Dewar, R.C., 1993:** Forests in the Global Carbon Balance: from Stand to Region, In: J.R. Ehleringer, and C.B. Fields (Eds.), *Scaling Physiological Processes*. Academic Press, Inc., New York, 191-221
- Jones, H.G., 1992:** *Plants and Microclimate*. Cambridge University Press, Cambridge, 428 Seiten
- Kaimal, J.C., Wyngaard, J.C., Izumi, Y., Cote, O.R., 1972:** Spectral characteristics of surface layer turbulence. *Quart. Jour. Roy. Met. Soc.*, 98, 563-589
- Kaimal, J.C., 1979:** Sonic anemometer measurement of atmospheric turbulence. *Proc. Dynamic Flow Conference, Skovlunde, Denmark, DISA Electronic A/S*, 551-565.
- Kaimal, J.C., Gaynor, J.E., 1991:** Another look at Sonic thermometry. *Bound. Layer Meteorol.*, 56, 401-410
- Kaimal, J.C., Finnigan, J.J., 1994:** *Atmospheric Boundary Layer Flows. Their Structure and Measurement*. Oxford University Press, Oxford, 289 Seiten
- King, A.W., 1991:** Translating models across scales in the landscape. In: M.G. Turner, R.H. Gardner (Eds.): *Quantitative Methods in Landscape Ecology*. Springer Verlag, New York
- Knohl, A., Schulze, E.-D., Kolle, O., Buchmann, N., 2003:** Large carbon uptake by an unmanaged 250-year-old deciduous forest in Central Germany. *Agric. and Forest Meteorol.*, 118, 151-167
- Köstner, B., 2001:** Evaporation and transpiration from forests in Central Europe – relevance of patch-level studies for spatial scaling. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 76, 69-82 Zeitschrift
- Kowalski, A.S., Overloop, S., Ceulemans, R., 2000:** Eddy fluxes above a Belgium, campine forest and relationships with predicting variables. In: R.J.M. Ceulemans, F. Veroustrate, V. Gond, J.B.H.F. Van Rensbergen (Eds.), *Forest ecosystem modelling, upscaling and remote sensing*. Academic Publishing bv, The Hague, The Netherlands, 3-17
- Kyoto-Protokoll, 1997:** Kyoto Protocol to the United Nations Framework Convention on Climate Change. FCCC/CP/1997/7/Add.1, Decision 1/CP.3, Annex, 7
- Landsberg, J.J., Gower, S.T., 1997:** *Applications of Physiological Ecology to Forest Management*. Academic Press, New York, 354 Seiten

- Larcher, W., 2001:** Ökophysiologie der Pflanzen. Verlag Eugen Ulmer Stuttgart, 408 Seiten
- Laubach, J., Raschendorfer, M., Kreilein, H., Gravenhorst, G., 1994:** Determination of heat and water vapour fluxes above a spruce forest by eddy correlation. *Agric. and Forest Meteor.*, 71, 373-401
- Lavigne, M.B., Ryan, M.G., Anderson, D.E., Baldocchi, D.D., Crill, P.M., Fitzjarrald, D.R., Goulden, M.L., Gower, S.T., Massheder, J.M., McCaughey, J.H., Rayment, M., Striegl, R.G., 1997:** Comparing nocturnal eddy covariance measurements of ecosystem respiration made by scaling chamber measurements at six coniferous boreal sites. *Jour. of Geophys. Research*, Vol. 102, No. D24, 28977-28985
- Law, B.E., Ryan, M.G., Anthoni, P.M., 1999:** Seasonal and annual respiration of a ponderosa pine ecosystem. *Global Change Biology*, 5: 169-182.
- Leclerc, M.Y., Thurtell, G.W., 1990:** Footprint Predictions of Scalar Fluxes using a Markovian Analysis. *Bound. Layer Meteorol.*, 52, 247-258
- Lee, X., 1998:** On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. *Agric. and Forest Meteor.*, 91, 39-49
- Leonhardt, A., 1988:** Wald- und Forstgesellschaften im Fichtelgebirge. Diplomarbeit, Universität Bayreuth
- Lindroth, A., Grelle, A., Moren, A.-S., 1998:** Long-term measurements of boreal forest carbon balance reveal large temperature sensitivity. *Global Change Biology*, 4, 443-450
- Liu, H.P., Peters, G., Foken, T., 2001:** New equations for sonic temperature variance and buoyancy heat flux with an omnidirectional sonic anemometer. *Bound. Layer Meteorol.*, 100, 459-468
- Lischeid, T., 2001:** Hydrologie im Einzugsgebiet ‚Lehstenbach‘. In: P. Gerstberger (Ed.), *Waldökosystemforschung in Nordbayern: Die BITÖK-Untersuchungsflächen im Fichtelgebirge und Steigerwald. Bayreuther Forum Ökologie 90, 91-101.*
- Lloyd, J., Taylor, J.A., 1994:** On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology*, 8, 315-323
- Loreto, F., Velikova, V., Di Marco G., 2001:** Respiration in the light measured by  $^{12}\text{CO}_2$  emission in  $^{13}\text{CO}_2$  atmosphere in maize leaves. *Aust. J. Plant Physiol.*, 28, 1103-1108
- Mangold, A., 1999:** Untersuchung der lokalen Einflüsse auf die Turbulenzmessungen an der Station Weidenbrunnen. Diplomarbeit am Lehrstuhl für Hydrologie, Abteilung Mikrometeorologie, Universität Bayreuth
- Markkanen, T., Rannik, Ü., Marcolla, B., Cescatti, A., Vesala, T., 2003:** Footprints and fetches over forest canopies with varying structure and density. *Bound. Layer Meteorol.*, 106, 437-459
- Matteucci, G., Dore, S., Stivanello, S., Rebmann, C., Buchmann, N., 2000:** Soil respiration in beech and spruce forests in Europe: trends, controlling factors, yearly budgets

- and role for the ecosystem carbon balance. In: E.-D. Schulze (Ed.), Carbon and nitrogen cycling in European forest ecosystems. Ecological Studies 142. Springer Verlag, Heidelberg, 217-236
- McMillen, R.T., 1988:** An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain. *Bound. Layer Meteorol.*, 43, 231-245
- Meiresonne, L., Sampson, D.A., Kowalski, A.S., Janssens, I.A., Nadezhdina, N., Cermak, J., Van Slycken, J., Ceulemans, R., 2003:** Water flux estimates from a Belgian Scots pine stand: a comparison of different approaches. *Jour. of Hydrology*, 270, 230-252
- Melillo, J.M., McGuire, A.D., Kicklighter, D.W., Moore III, B., Vorosmatry, C.J., Schloss, A.L., 1993:** Global climate change and terrestrial net primary production. *Nature*, 363, 234-240
- Mirschkorsch, M., 1996:** Die Stamm- und Zweigrespiration eines jungen Fichtenbestandes [*Picea abies* (L.) Karst.] und die Bedeutung für den CO<sub>2</sub>-Netto-Austausch. Diplomarbeit im Fach Biologie, Universität Bayreuth
- Moncrieff, J.B., Massheder, J.M., de Bruin, H., Elbers, J., Friborg, T., Heusinkveld, B., Kabat, P., Scott, S., Soegaard, H., Verhoef, A., 1997:** A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *Jour. of Hydrology*, 188-189, 589- 611
- Moore, C.J., 1986:** Frequency response corrections for eddy correlation systems. *Bound. Layer Meteorol.*, 37, 17-35
- Moore, C.J., Fisch, G., 1986:** Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. *Agric. and Forest Meteorol.*, 38, 147-169
- Mund, M., 1996:** Wachstum und oberirdische Biomasse von Fichtenbeständen (*Picea abies* [L.] Karst.) in einer Periode anthropogener Stickstoffeinträge. Diplomarbeit am Lehrstuhl für Pflanzenökologie, Universität Bayreuth
- Mund, M., Kummetz, E., Hein, M., Bauer, G.A., Schulze, E.-D., 2002:** Growth and carbon stocks of a spruce forest chronosequence in central Europe. *Forest Ecology and Management*, 171, 275-296
- Oke, T.R., 1987:** Boundary Layer Climates. Methuen, London & New York, 435 Seiten
- Panofsky, H.A., Dutton, J.A., 1984:** Atmospheric Turbulence. John Wiley & Sons, New York
- Paw U, K.T., Baldocchi, D.D., Meyers, T.P., Wilson, K.B., 2000:** Correction of eddy-covariance measurements incorporating both advective effects and density fluxes. *Bound. Layer Meteorol.*, 97, 487-511
- Peters, K., Gerchau, J., 1995** Klima und luftchemische Situation des Fichtelgebirges unter besonderer Berücksichtigung des Einzugsgebietes Lehstenbach. In: Manderscheid, B.,

- Göttlein, A. (Eds.): Wassereinzugsgebiet Lehstenbach - das BITÖK-Untersuchungsgebiet am Waldstein (Fichtelgebirge, NO-Bayern). *Bayreuther Forum Ökologie* 18, 15-39
- Priestley C.H.B., Taylor R.J., 1972:** On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Mon. Weath. Rev.*, 100, 81-92
- Rannik, Ü., Aubinet, M., Kurbanmuradov, O., Sabelfeld, K.K., Markkanen, T., Vesala, T., 2000:** Footprint analysis for measurements over a heterogeneous forest. *Bound. Layer Meteorol.*, 97, 137-166
- Rayment, M.B., Loustau, D., Jarvis, P.G., 2002:** Photosynthesis and respiration of black spruce at three organizational scales: shoot, branch and canopy. *Tree Physiology*, 22, 219-229
- Rebmann, C., Göckede, M., Foken, T., Aubinet, M., Aurela, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Carrara, A., Cescatti, A., Ceulemans, R., Clement, R., Elbers, J.A., Granier, A., Grünwald, T., Guyon, D., Havránková, K., Heinesch, B., Knohl, A., Laurila, T., Longdoz, B., Marcolla, B., Markkanen, T., Miglietta, F., Moncrieff, J., Montagnani, L., Moors, E., Nardino, M., Ourcival, J.-M., Rambal, S., Rannik, Ü., Rotenberg, E., Sedlak, P., Unterhuber, G., Vesala, T., Yakir, D., 2004:** Quality analysis applied on eddy covariance measurements at complex forest sites using footprint modelling. *Theoretical and Applied Meteorology*, in Druck
- Reif, A., 1989:** The Vegetation of the Fichtelgebirge: Origin, Site Conditions, and Present Status. In: Schulze, E.-D., Lange, O.L., Oren, R. (Eds.), *Forest Decline and Air Pollution*. Ecological Studies 77: 57-103
- Richter, D., 1995:** Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann- Niederschlagsmessers. *Ber. d. Dt. Wetterdienstes*, 194, 93 Seiten
- Ryan, M.G., 1991:** Effects of climate change on plant respiration. *Ecological Applications*, 1, 157-167
- Scarascia-Mugnozza, G., Bauer, G.A., Persson, H., Matteucci, G., Masci, A., 2000:** Tree Biomass, Growth and Nutrient Pools. In: Schulze, E.-D. (Ed.), *Carbon and Nitrogen Cycling in European Forest Ecosystems*. Ecological Studies 142: 49-62
- Schimel, D.S., House, J.I., Hibbard, K.A., Bousquet, P., Ciais, P., Peylin, P., Braswell, B.H., Apps, M.J., Baker, D., Bondeau, A., Canadell, J., Churkina, G., Cramer, W., Denning, A.S., Field, C.B., Friedlingstein, P., Goodale, C., Heimann, M., Houghton, R.A., Melillo, J.M., Moore, B., Murdiyarso, D., Noble, I., Pacala, S.W., Prentice, I.C., Raupach, M.R., Rayner, P.J., Scholes, R.J., Steffen, W.L., Wirth, C., 2001:** Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems *Nature* 414, 169-172
- Schlesinger, F., 1997:** Biogeochemistry. 2. Auflage, Academic Press, San Diego, 588 Seiten
- Schmid, H.P., 1994:** Source areas for scalars and scalar fluxes. *Bound. Layer Meteorol.*, 67, 293-318

- 
- Schmid, H.P., 1997:** Experimental design for flux measurements: matching scales of observations and fluxes. *Agric. For. Meteorol.*, 87, 179-200
- Schneider, S.H., 1998:** Kyoto Protocol: The unfinished Agenda. *Climatic Change*, 39, 1-21
- Schopfer, P., Brennicke, A., 1999:** Pflanzenphysiologie. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 695 Seiten
- Schotanus, P., Nieuwstadt, F.T.M., De Bruin, H.A.R., 1983:** Temperature measurements with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. *Bound. Layer Meteorol.*, 26, 81-93
- Schrödter, H., 1985:** Verdunstung. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 186 Seiten
- Schuepp, P.H., Leclerc, M.Y., McPherson, J.I., Desjardins, R.L., 1990:** Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Bound. Layer Meteorol.*, 50, 355-374
- Schulze, E.-D., Lange, O.L., Oren, R. (Eds.), 1989:** Forest Decline and Air Pollution. Ecological Studies 77
- Schulze, E.-D., Kelliher, F.M., Körner, C., Lloyd, J., Leuning, R., 1994:** Relationships among maximum stomatal conductance, ecosystem surface conductance, carbon assimilation rate, and plant nitrogen nutrition. *Annu. Rev. Ecol. Syst.*, 25, 629-660
- Schulze, E.-D. (Ed.), 2000:** Carbon and nitrogen cycling in European forest ecosystems. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, Ecological Studies 142
- Schulze, E.-D., Högberg, P., van Oene, H., Persson, T., Harrison, A.F., Read, D., Kjöllner, A., Matteucci, G., 2000:** Interactions between the carbon and nitrogen cycles and the role of biodiversity: A synopsis of a study along a north-south transect through Europe. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, Ecological Studies 142, 468- 492
- Schulze, E.-D., Valentini, R., Sanz, M.-J., 2002:** The long way from Kyoto to Marrakesh: Implications of the Kyoto Protocol negotiations for global ecology. *Global Change Biology*, 8, 505-518
- Schulze, E.-D., Mollicone, D., Achard, F., Matteucci, G., Federici, S., Eva, H.D., Valentini, R., 2003:** Climate change – Making deforestation pay under the Kyoto Protocol? *Science*, 299, 1669
- Sogachev, A., Menzhulin, G.V., Heimann, M., Lloyd, J., 2002:** A simple three-dimensional canopy - planetary boundary layer simulation model for scalar concentrations and fluxes. *Tellus, Series B*, 54, 784-819
- Stettner, G., 1964:** Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern. 1:25000 Blatt Nr. 5837 Weißenstadt. Bayer. Geologisches Landesamt München.
- Stettner, G., 1981:** Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern. 1:500000 Bayer. Geologisches Landesamt München.
- Stull, R.B., 1988:** An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht / Boston / London, 666 Seiten

- Subke, J.A., 2002:** Forest floor CO<sub>2</sub> fluxes in temperate forest ecosystems. *Bayreuther Forum Ökologie*, 96, 131 Seiten.
- Swinbank, W.C., 1951:** Measurement of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere. *J. Meteorol.*, 8, 135-145
- Thomas, C., 2001:** Integral Turbulence Characteristics and their Parameterisations. Diplomarbeit, Universität Bayreuth, 100 Seiten
- Valentini, R., Baldocchi, D., Running, S., 1996:** The IGBP-BAHC flux network initiative (FLUXNET): current status and perspectives. *Global Change Newsletter*, 28, 14-16
- Valentini, R., Baldocchi, D., Olson, R., 1999:** FLUXNET: a challenge that is becoming reality. *Global Change Newsletter*, 37, 15-17
- Valentini, R., Matteucci, C., Dolman, A.J., Schulze, E.-D., Rebmann, C., Moors, E.J., Granier, A., Gross, P., Jensen, N.O., Pilegaard, K., Lindroth, A., Grelle, A., Bernhofer, C., Grünwald, T., Aubinet, M., Ceulemans, R., Kowalski, A.S., Vesala, T., Rannik, Ü., Berbigier, P., Loustau, D. Gudmundsson, J., Thorgeirsson, H., Ibrom, A., Morgenstern, K., Clement, R., Moncrieff, J., Montagnani, L., Minerbi, S., Jarvis, P.G., 2000:** Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature*, 404, 861-865
- Verma, S.B., Baldocchi, D.D., Anderson, D.E., Matt, D.R., Clement, R.J., 1986:** Eddy fluxes of CO<sub>2</sub>, water vapour and sensible heat over a deciduous forest. *Bound. Layer Meteorol.*, 36, 71-91
- Villar, R., Held, A.A., Merino, J., 1995:** Dark leaf respiration in light and darkness of an evergreen and a deciduous plant species. *Plant Physiol.*, 107, 421-427
- Vogt, R., 1995:** Theorie, Technik und Analyse der experimentellen Flußbestimmung – ein Beitrag zu den Energiebilanzuntersuchungen über Wäldern beim REKLIP. Geographisches Institut der Universität Basel, 101 Seiten, Stratus 3, MCR LAB Basel
- WBGU, 1998:** Die Anrechnung biologischer Quellen und Senken im Kyoto-Protocol: Fortschritt oder Rückschlag für den globalen Umweltschutz? Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung Globale Umweltveränderungen, Sondergutachten 1998, 76 Seiten
- Watson, R.T., Zinyowera, M.C., Moss, R.H., (Eds.), 1996:** Technologies, Policies and Measures for Mitigating Climate Change - IPCC Technical Paper I., Cambridge University Press, 1-18
- Webb, E.K., Pearman, G.I., Leuning, R., 1980:** Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 106, 85-100
- Wedler, M., 1996:** Evaporation and CO<sub>2</sub> gas exchange of the understorey in forest ecosystems. In: Bayreuther Institut für Terrestrische Ökosystemforschung – BITÖK Forschungsbericht 1995, *Bayreuther Forum Ökologie* 28, 163-168 variation of the

- 
- Wichura, B., Foken, T., 1995:** Anwendung Integraler Turbulenzcharakteristiken zur Bestimmung von Energie- und Stoffflüssen in der Bodenschicht der Atmosphäre. *Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse*, Nr.29, 54S.
- Wichura, B., Buchmann, N., Foken, T., 2000:** Fluxes of the stable carbon isotope  $^{13}\text{C}$  above a spruce forest measured by hyperbolic relaxed eddy accumulation method. *14th Symposium on Boundary Layer and Turbulence, Aspen, Co., 7-11 Aug. 2000, Am. Meteorol. Soc., Boston*, 559- 562.
- Wilczak, J.M., Oncley, S.P., Stage, S.A., 2001:** Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Bound. Layer Meteorol.*, 99, 127-150
- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B.E., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R., Verma, S., 2002:** Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agric. For. Meteorol.*, 113, 223-243
- Vygodskaya, N.N., Milyukova, I., Varlagin, A., Tatarinov, F., Sogachev, A., Kobak, K.I., Desyatkin, R., Bauer, G., Hollinger, D.Y., Kelliher, F.M., Schulze, E.-D., 1997:** Leaf conductance and  $\text{CO}_2$  assimilation of *Larix gmelinii* growing in an eastern Siberian boreal forest. *Tree Phys.*, 17, 607-615
- Wilson, K., Hanson, P.J., Mulholland, P.J., Baldocchi, D.D., Wullschlegel, S.D., 2001:** A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agric. For. Meteorol.*, 106, 153-168
- Wirth, C., Schulze, E.-D., Kuznetsova, V., Milyukova, I., Hardes, G., Siry, M., Schulze, B., Vygodskaya, N.N., 2002:** Beyond annual budgets: carbon flux at different temporal scales in fire-prone Siberian Scots pine forests. *Tellus, Series B*, 54, 611-630
- Wirth, C., Czimczik, C.I., Schulze, E.-D., 2002:** Comparing the influence of site quality, stand age, fire and climate on aboveground tree production in Siberian Scots pine forests. *Tree Phys.*, 22, 537-552
- Wofsy, S.C., Goulden, M.L., Munger, J.W., Fan, S.-M., Bakwin, P.S., Daube, B.C., Bassow, S.L., Bazzaz, F.A., 1993:** Net exchange of  $\text{CO}_2$  in a mid-latitude forest. *Science*, 260, 1314- 1317.
- Woodward, I., Lomas, M.R., Betts, R.A., 1998:** Vegetation- climate feedback in a greenhouse world. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., Series B*, 353, 29-39.
- Wyngaard, J.C., Cote, O.R., Izumi, Y., 1971:** Local free convection, similarity and the budgets of shear stress and heat flux. *Jour. Atmos. Sci.* 28, 1171-1182.

## 11 Symbolverzeichnis

Symbol	Einheit	Bedeutung
$c$	$\text{m s}^{-1}$	Schallgeschwindigkeit
$c_p$	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	spezifische molare Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck
$c_v$	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	spezifische molare Wärmekapazität der Luft bei konstantem Volumen
$C_w$	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	spezifische Wärmekapazität von Wasser
$c_m$	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	spezifische Wärmekapazität Blatt- und Zweigbiomasse
$d$	$\text{m}$	Verdrängungshöhe
$e$	$\text{hPa}$	Dampfdruck
$e_s$	$\text{hPa}$	Sättigungsdampfdruck
$g$	$\text{m s}^{-2}$	Schwerebeschleunigung
$G_{can}$	$\text{mm s}^{-1}$	Bestandesleitfähigkeit
$G$	$\text{W m}^{-2}$	Bodenwärmestrom
$R_g$	$\text{W m}^{-2}$	Globalstrahlung
$E_T$	$\text{W m}^{-2}$	langwellige Ausstrahlung
$f_n$	–	dimensionslose Frequenz
$F_s$	z.B. $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Fluß einer skalaren Größe
$h_c$	$\text{m}$	Bestandshöhe
$H$	$\text{W m}^{-2}$	fühlbarer Wärmestrom
$H_0$	$\text{W m}^{-2}$	fühlbarer Wärmestrom an der Bodenoberfläche
$K_H$	$\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Diffusionskoeffizient für den turbulenten Wärmetransport
$K_M$	$\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Diffusionskoeffizient für den turbulenten Impulstransport
$K_V$	$\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Diffusionskoeffizient für den turbulenten Wasserdampftransport
$L$	$\text{m}$	Obukhov-Länge
$LAI$	$\text{m}^2 \text{m}^{-2}$	Blattflächenindex
$m_a$	$\text{kg mol}^{-1}$	Molekulargewicht von Luft
$M_{can}$	$\text{kg}$	Blatt- und Zweigmasse
$n$	$\text{s}^{-1}$	Frequenz
$p$	$\text{hPa}$	atmosphärischer Luftdruck
$PAR$	$\text{W m}^{-2}$	photosynthetisch wirksame Strahlung
$q$	$\text{g kg}^{-1}$	spezifische Feuchte
$R_a$	$\text{W m}^{-2}$	verfügbare Energie
$R_g$	$\text{W m}^{-2}$	Globalstrahlung
$R_n$	$\text{W m}^{-2}$	Strahlungsbilanz
$RH$	%	Relative Luftfeuchte
$R$	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	Gaskonstante von feuchter Luft

$R_d$	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	Gaskonstante von trockener Luft
$R_v$	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	Gaskonstante von Wasserdampf
$R^*$	$\text{J kmol}^{-1} \text{K}^{-1}$	universelle Gaskonstante
$Re$	–	Reynolds-Zahl
$s$	hPa	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve
$S_A$	$\text{W m}^{-2}$	Änderung des Wärmespeichers in Luft
$S_B$	$\text{W m}^{-2}$	Änderung des Wärmespeichers in Biomasse
$S_C$	$\text{W m}^{-2}$	Umwandlungsenergie der Photosynthese
$S_W$	$\text{W m}^{-2}$	Änderung des Wärmespeichers in Wasserdampf
$T_a, \vartheta_a$	K, °C	(absolute) Lufttemperatur
$T_g, \vartheta_g$	K, °C	(absolute) Temperatur im Boden
$T_{leaf}$	K	(absolute) Oberflächentemperatur des Bestandes, bestimmt als Mittelwert der Strahlungstemperatur $T_r$ und der Lufttemperatur in 20 m Höhe $T_{20m}$
$T_{rad}, \vartheta_{rad}$	K, °C	(absolute) Strahlungstemperatur
$T_r, \vartheta_r$	K, °C	(absolute) Strahlungstemperatur
$T_v$	K	(absolute) virtuelle Temperatur
$T_S, \vartheta_S$	K, °C	(absolute) akustische Temperatur
$u_*$	$\text{m s}^{-1}$	Schubspannungsgeschwindigkeit
$V$	$\text{m s}^{-1}$	Windgeschwindigkeit
$u, v, w$	$\text{m s}^{-1}$	longitudinale, laterale, vertikale Windkomponente
$VPD$	hPa	Dampfdruckdefizit
$z_m$	m	Meßhöhe
$\alpha$	mol / mol	Quantenausbeute
$\beta$	–	Bowen-Verhältnis: $H/\lambda E$
$\kappa$	–	Adiabatexponent: Verhältnis der spezifischen Wärmekapazitäten bei konstantem Druck und bei konstantem Volumen
$\lambda$	$\text{J kg}^{-1}$	Verdampfungswärme von Wasser
$\rho$	$\text{kg m}^{-3}$	Luftdichte
$\tau$	$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$	Impulsfluss
$\zeta$	–	Stabilitätsmaß $z_m/L$ bzw. $(z_m - d)/L$

## A Tabellen

**Tabelle 8:** Monatsmittelwerte der Lufttemperatur in 30 m Höhe ( $^{\circ}\text{C}$ ), Monatssummen des Niederschlags, der Transpiration der Bäume, der Gesamtverdunstung  $\lambda E$  unter Berücksichtigung von ersetzten Messdaten (jeweils in mm/Monat), Offset a, Steigung b und Bestimmtheitsmaß  $r^2$  der Regression von  $\lambda E$  (Messdaten) gegen potentielle Verdunstung  $\lambda E_{pot}$  (Kap. 5.1.1) und Anteil der monatlich zu ersetzenden Halbstundenwerte (von  $\lambda E$ ).

Monat	$\theta_{30m}$	ND	$E_T$	$\lambda E$	a	b	$r^2$	Anteil mod. (in %)
Jan 97	-4.0	38.6	NV	10.78	NV	NV	NV	81.7
Feb 97	0.4	233.9	NV	10.60	3.37	0.31	0.79	76.4
Mrz 97	2.9	126.3	NV	8.30	NV	NV	NV	100.0
Apr 97	2.9	30.3	NV	30.70	NV	NV	NV	100.0
Mai 97	10.0	29.2	NV	46.84	13.01	0.18	0.84	76.9
Jun 97	12.6	29.4	5.13	47.96	11.76	0.20	0.82	39.6
Jul 97	14.2	104.3	20.39	46.69	6.55	0.30	0.85	54.6
Aug 97	17.4	25.9	30.52	56.60	5.18	0.29	0.89	39.6
Sep 97	12.4	16.0	18.29	35.23	3.25	0.28	0.89	44.3
Okt 97	4.8	78.1	4.35	14.01	1.35	0.30	0.75	57.9
Nov 97	1.1	35.8	NV	2.34	0.03	0.15	0.72	93.5
Dez 97	-1.4	115.9	NV	1.14	NV	NV	NV	100.0
Summe/Mittel 97	6.2	863.6	NV	311.2				72.0
Jan 98	-0.3	99.0	NV	1.93	NV	NV	NV	93.3
Feb 98	1.6	27.4	NV	6.18	NV	NV	NV	69.9
Mrz 98	1.1	137.5	NV	10.01	0.46	0.18	0.76	59.8
Apr 98	6.3	75.8	NV	28.04	2.14	0.31	0.87	52.3
Mai 98	11.4	71.4	NV	43.79	7.09	0.23	0.85	46.4
Jun 98	14.2	127.6	NV	63.86	10.95	0.32	0.87	42.6
Jul 98	13.4	194.6	NV	53.86	6.90	0.35	0.84	45.8
Aug 98	14.6	97.4	NV	70.33	12.50	0.27	0.84	43.8
Sep 98	11.3	217.5	NV	24.79	2.80	0.38	0.85	49.4
Okt 98	5.4	341.2	NV	9.79	0.06	0.48	0.86	71.7
Nov 98	-1.5	126.9	NV	3.44	NV	NV	NV	81.0
Dez 98	-2.3	76.4	NV	4.47	NV	NV	NV	79.4
Summe/Mittel 98	6.3	1592.6	NV	320.5				61.3
Jan 99	-1.0	146.6	NV	6.91	-0.03	0.74	0.74	78.2
Feb 99	-3.6	159.7	NV	4.28	-0.21	0.34	0.81	74.0
Mrz 99	2.7	108.0	NV	11.65	0.49	0.25	0.79	53.4
Apr 99	5.7	53.9	NV	31.06	4.04	0.29	0.83	55.5
Mai 99	10.5	131.3	NV	54.37	7.88	0.29	0.85	49.7
Jun 99	12.1	118.4	NV	55.90	6.10	0.32	0.88	32.4
Jul 99	16.0	170.9	NV	60.58	7.26	0.29	0.89	51.9
Aug 99	14.5	124.0	NV	58.12	10.27	0.31	0.85	24.7
Sep 99	14.7	116.1	NV	42.65	5.48	0.32	0.91	36.9
Okt 99	5.7	98.4	NV	10.07	-0.52	0.23	0.81	46.8
Nov 99	0.0	99.9	NV	4.01	0.40	0.21	0.75	73.1
Dez 99	-1.8	214.9	NV	1.18	NV	NV	NV	78.3
Summe/Mittel 99	6.3	1542.0	NV	340.8				54.6

**Tabelle 9:** Regressionsparameter der Michaelis-Menten-Gleichung für CO<sub>2</sub>-Flüsse aus 32 m Höhe mit  $R_g > 10 \text{ W m}^{-2}$  in 1997.

Woche	Steigung $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$	$\alpha$ mol/mol	$F_{C_{sat}}$ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	$R_{day}$ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	$r^2$	N
1	NV	NV	NV	NV	NV	0
2	NV	NV	NV	NV	NV	2
3	NV	NV	NV	NV	NV	43
4	NV	NV	NV	NV	NV	28
5	NV	NV	NV	NV	NV	30
6	NV	NV	NV	NV	NV	47
7	NV	NV	NV	NV	NV	0
8	NV	NV	NV	NV	NV	0
9	NV	NV	NV	NV	NV	0
10	NV	NV	NV	NV	NV	0
11	NV	NV	NV	NV	NV	0
12	NV	NV	NV	NV	NV	0
13	NV	NV	NV	NV	NV	0
14	NV	NV	NV	NV	NV	0
15	NV	NV	NV	NV	NV	0
16	NV	NV	NV	NV	NV	0
17	NV	NV	NV	NV	NV	0
18	NV	NV	NV	NV	NV	0
19	NV	NV	NV	NV	NV	0
20	NV	NV	NV	NV	NV	0
21	0.0910	0.0414	18.2	3.8	0.76	132
22	0.0990	0.0450	16.0	3.4	0.77	118
23	0.0905	0.0411	19.5	7.4	0.66	150
24	0.1543	0.0701	22.0	7.7	0.62	144
25	0.1108	0.0504	23.3	4.6	0.86	128
26	0.1725	0.0784	22.3	8.5	0.55	151
27	0.1241	0.0564	25.0	7.4	0.77	126
28	0.1246	0.0566	24.7	8.1	0.65	113
29	NV	NV	NV	NV	NV	9
30	0.1468	0.0667	24.9	8.7	0.82	133
31	0.1297	0.0590	24.1	7.4	0.72	98
32	0.0876	0.0398	25.5	9.6	0.77	150
33	0.1490	0.0677	21.3	8.5	0.74	108
34	0.0648	0.0295	25.9	5.6	0.86	109
35	0.1182	0.0537	22.7	8.2	0.77	111
36	0.0940	0.0427	26.8	6.3	0.91	74
37	0.0729	0.0331	19.7	4.3	0.73	135
38	0.1524	0.0693	17.1	6.6	0.63	113
39	0.0392	0.0178	14.2	0.9	0.64	101
40	0.1216	0.0553	15.9	4.8	0.76	114
41	0.0710	0.0323	21.2	3.3	0.81	102
42	0.1224	0.0556	12.0	3.6	0.81	26
43	NV	NV	NV	NV	NV	53
44	NV	NV	NV	NV	NV	52
45	0.0496	0.0225	17.1	3.8	0.66	32
46	0.0883	0.0401	12.1	2.5	0.82	14
47	NV	NV	NV	NV	NV	0
48	NV	NV	NV	NV	NV	0
49	NV	NV	NV	NV	NV	0
50	NV	NV	NV	NV	NV	0
51	NV	NV	NV	NV	NV	16
52	NV	NV	NV	NV	NV	11

**Tabelle 10:** Regressionsparameter der Michaelis-Menten-Gleichung für CO<sub>2</sub>-Flüsse aus 32 m Höhe mit  $R_g > 10 \text{ W m}^{-2}$  in 1998.

Woche	Steigung $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$	$\alpha$ mol/mol	$F_{C_{sat}}$ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	$R_{day}$ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	$r^2$	N
1	NV	NV	NV	NV	NV	0
2	NV	NV	NV	NV	NV	9
3	0.0613	0.0279	5.3	1.9	0.51	52
4	NV	NV	NV	NV	NV	32
5	NV	NV	NV	NV	NV	46
6	NV	NV	NV	NV	NV	57
7	0.0425	0.0193	6.5	1.5	0.58	74
8	NV	NV	NV	NV	NV	22
9	NV	NV	NV	NV	0.47	84
10	NV	NV	NV	NV	NV	74
11	NV	NV	NV	NV	NV	110
12	NV	NV	NV	NV	NV	51
13	0.0359	0.0163	20.6	1.4	0.61	120
14	0.0938	0.0426	21.1	3.5	0.78	127
15	0.0697	0.0317	20.9	1.5	0.90	11
16	0.0741	0.0337	17.1	2.8	0.81	129
17	0.1147	0.0521	25.0	5.8	0.76	140
18	0.1257	0.0571	20.2	5.4	0.77	150
19	0.1326	0.0603	18.6	4.2	0.59	47
20	0.0559	0.0254	20.6	3.8	0.77	185
21	0.0714	0.0325	24.8	3.0	0.83	181
22	0.1114	0.0506	29.7	9.4	0.79	54
23	0.0890	0.0405	23.3	6.6	0.55	123
24	0.0632	0.0287	38.2	3.3	0.83	132
25	0.1915	0.0870	19.9	7.6	0.62	154
26	0.1412	0.0642	24.7	7.0	0.66	146
27	0.1055	0.0480	24.6	5.7	0.88	129
28	0.0958	0.0435	24.8	5.6	0.83	130
29	NV	NV	NV	NV	0.43	153
30	0.0876	0.0398	30.2	7.0	0.84	141
31	0.1206	0.0548	24.8	6.9	0.80	153
32	0.0660	0.0300	25.8	8.8	0.63	146
33	NV	NV	NV	NV	NV	90
34	0.2040	0.0927	27.2	8.5	0.74	42
35	0.1456	0.0662	21.3	5.7	0.87	81
36	0.1192	0.0542	26.4	6.6	0.82	111
37	0.0938	0.0426	22.4	4.1	0.83	66
38	0.1732	0.0787	17.0	5.9	0.75	110
39	0.1888	0.0858	22.0	7.9	0.74	97
40	0.0481	0.0219	25.6	2.7	0.73	81
41	NV	NV	NV	NV	0.47	53
42	0.0888	0.0404	19.6	3.5	0.80	94
43	NV	NV	NV	NV	NV	0
44	NV	NV	NV	NV	NV	14
45	0.1142	0.0519	8.7	2.6	0.71	61
46	0.0995	0.0452	7.4	2.3	0.57	24
47	NV	NV	NV	NV	NV	2
48	NV	NV	NV	NV	NV	3
49	NV	NV	NV	NV	NV	0
50	NV	NV	NV	NV	NV	42
51	0.0191	0.0087	4.6	0.6	0.69	34
52	NV	NV	NV	NV	NV	37

**Tabelle 11:** Regressionsparameter der Michaelis-Menten-Gleichung für CO<sub>2</sub>-Flüsse aus 32 m Höhe mit  $R_g > 10 \text{ W m}^{-2}$  in 1999.

Woche	Steigung $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$	$\alpha$ mol/mol	$F_{C_{sat}}$ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	$R_{day}$ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	$r^2$	N
1	0.0376	0.0171	9.9	1.7	0.66	48
2	NV	NV	NV	NV	NV	26
3	NV	NV	NV	NV	NV	14
4	NV	NV	NV	NV	0.67	17
5	NV	NV	NV	NV	NV	36
6	NV	NV	NV	NV	NV	60
7	NV	NV	NV	NV	NV	27
8	NV	NV	NV	NV	NV	7
9	NV	NV	NV	NV	NV	17
10	NV	NV	NV	NV	NV	69
11	NV	NV	NV	NV	NV	107
12	0.0314	0.0143	10.0	0.6	0.64	99
13	0.0408	0.0185	24.3	2.1	0.82	96
14	0.0242	0.0110	16.1	0.3	0.88	13
15	0.0738	0.0335	19.9	2.4	0.81	74
16	0.0494	0.0225	15.6	1.8	0.77	119
17	0.0920	0.0418	20.0	4.7	0.80	119
18	0.1160	0.0527	19.9	4.6	0.77	101
19	0.1203	0.0547	22.5	6.2	0.84	140
20	0.0840	0.0382	20.3	4.4	0.90	166
21	0.0753	0.0342	21.9	5.1	0.69	58
22	0.0327	0.0149	24.5	4.2	0.71	126
23	0.0801	0.0364	25.8	4.1	0.81	157
24	0.1035	0.0470	24.5	6.2	0.82	162
25	0.0698	0.0317	23.5	3.1	0.89	148
26	0.0898	0.0408	25.4	5.7	0.69	166
27	0.0794	0.0361	18.4	5.2	0.61	108
28	0.0953	0.0433	33.1	7.4	0.89	153
29	NV	NV	NV	NV	0.51	55
30	0.0672	0.0305	22.5	5.8	0.65	78
31	0.0505	0.0230	27.2	6.1	0.76	149
32	0.0753	0.0342	12.2	3.5	0.62	115
33	0.0399	0.0181	26.0	2.4	0.67	138
34	0.0896	0.0407	25.6	7.1	0.77	120
35	0.0933	0.0424	25.3	6.1	0.83	111
36	0.0752	0.0342	25.4	5.2	0.84	127
37	0.0419	0.0190	21.2	4.3	0.59	91
38	0.1275	0.0580	23.8	6.1	0.80	110
39	0.0854	0.0388	29.9	4.1	0.81	91
40	0.1034	0.0470	20.5	3.9	0.84	96
41	0.0896	0.0407	14.7	3.9	0.84	97
42	0.0981	0.0446	10.0	2.9	0.53	131
43	0.1189	0.0540	11.5	3.7	0.79	104
44	0.1889	0.0859	14.6	5.9	0.69	88
45	NV	NV	NV	NV	NV	55
46	NV	NV	NV	NV	NV	0
47	NV	NV	NV	NV	NV	22
48	NV	NV	NV	NV	NV	67
49	NV	NV	NV	NV	0.43	63
50	NV	NV	NV	NV	NV	51
51	NV	NV	NV	NV	NV	0
52	NV	NV	NV	NV	NV	0

**Tabelle 12:** Monatssummen der *NEE* aus Messungen und unter Berücksichtigung der verschiedenen Parametrisierungen der fehlenden Messdaten (alle in  $\text{g C m}^{-2}$ ) und prozentualer Anteil der monatlich zu ersetzenden Halbstundenwerte.

Monat	32 m <i>LT, WR-T</i>	komb. <i>LT, WR-T</i>	32 m <i>LT, WMMM</i>	komb. <i>LT, WMMM</i>	Anteil mod. (in %)
Jan 97	25.6	21.6	25.2	20.7	88.1
Feb 97	15.8	14.4	16.4	14.5	80.4
Mrz 97	6.0	4.2	8.7	7.0	100.0
Apr 97	-31.0	-28.8	-26.9	-28.8	100.0
Mai 97	-65.2	-65.9	-72.9	-73.2	77.1
Jun 97	-42.6	-52.2	-43.0	-52.4	43.9
Jul 97	-21.3	-34.4	-20.3	-34.6	58.9
Aug 97	14.1	-8.0	12.5	-9.5	44.9
Sep 97	-18.3	-29.4	-18.3	-29.8	47.8
Okt 97	13.8	9.5	11.5	8.4	47.6
Nov 97	28.7	25.5	26.2	27.7	87.0
Dez 97	29.6	27.3	28.2	26.4	90.7
Summe 97	-44.8	-116.4	-52.6	-123.8	72.2
Jan 98	24.9	20.7	29.1	27.5	79.9
Feb 98	15.0	12.8	21.7	17.0	52.7
Mrz 98	5.4	5.1	4.6	2.5	41.1
Apr 98	-47.1	-49.4	-54.5	-58.7	44.7
Mai 98	-55.5	-66.9	-65.1	-73.9	39.5
Jun 98	-55.4	-62.2	-55.6	-61.7	48.8
Jul 98	-18.4	-32.0	-16.1	-27.7	33.2
Aug 98	-21.1	-30.5	-20.3	-28.9	55.3
Sep 98	29.3	18.0	21.8	13.2	44.0
Okt 98	33.6	29.2	32.1	28.4	58.3
Nov 98	24.0	22.7	22.4	22.1	76.6
Dez 98	24.2	21.3	23.3	21.8	69.4
Summe 98	-41.1	-111.1	-56.7	-118.5	53.6
Jan 99	25.4	21.8	26.1	22.4	69.4
Feb 99	17.8	15.8	17.5	15.7	73.5
Mrz 99	-6.1	-11.1	-4.4	-9.1	44.4
Apr 99	-36.3	-44.4	-42.0	-49.1	56.3
Mai 99	-51.0	-57.8	-46.6	-54.5	46.6
Jun 99	-55.5	-66.7	-57.2	-67.7	36.3
Jul 99	-14.0	-30.2	-14.7	-30.6	51.1
Aug 99	-9.5	-26.8	-7.7	-24.7	41.4
Sep 99	16.7	-0.9	13.8	-3.9	40.2
Okt 99	23.6	14.9	23.3	15.6	24.0
Nov 99	29.5	25.0	24.3	19.8	62.9
Dez 99	24.6	22.5	24.5	17.3	65.7
Summe 99	-34.8	-138.0	-43.0	-149.0	51.0

Ich danke Herrn Prof. E.-D. Schulze für die Bereitstellung des interessanten Themas, die wissenschaftliche und finanzielle Unterstützung und die ausdauernde Geduld.

Ebenso danke ich Herrn Prof. Th. Foken für Hinweise aus mikrometeorologischer Perspektive.

Weiterhin Dank an

das Bayreuther Institut für Terrestrische Ökosystemforschung (BITÖK, Universität Bayreuth) für die Möglichkeit, auf seinen Messflächen im Fichtelgebirge arbeiten zu können und die Infrastruktur zu benutzen. Die Arbeit wurde zum Teil finanziert aus der Förderung 0339476 C des Bundesministeriums für Bildung und Forschung.

Rudolf Meserth für seine Hilfe bei technischen Problemen und gelegentlich notwendige moralische Unterstützung,

Jörg Gerchau, für die Unterstützung bei Arbeiten am Turm und für die Pflege der meteorologischen Geräte,

Alex Mangold, der als zuverlässiger HiWi die Wartungsarbeiten mitbetreut hat,

Dr. Martina Mund, für häufige und hilfreiche Diskussionen,

alle nicht genannten MitarbeiterInnen des Lehrstuhls Pflanzenökologie I, mit denen ich während meiner Arbeit in Bayreuth Kontakt hatte, und die KollegenInnen am Max-Planck-Institut für Biogeochemie in Jena,

Barbara Lühker, für das gründliche Korrekturlesen und generelle Aufmunterungen,

Olaf, für seine Unterstützung bei Computer- und Softwareproblemen, aber natürlich auch für die moralische Unterstützung und seine Geduld,

Linus, der mich häufig abgelenkt und aufgemuntert hat und sehr geduldig mit seiner Mutter war.