



Abteilung Sicherheit und Strahlenschutz
Umgebungsüberwachung

***Ein bodennahes Strömungsmodell für den
Waldbestand - Entwicklung und Anpassung
eines diagnostischen Strömungsmodells
für den operationellen Betrieb***

Dorle Teuchert

***Ein bodennahes Strömungsmodell für den
Waldbestand - Entwicklung und Anpassung
eines diagnostischen Strömungsmodells
für den operationellen Betrieb***

Dorle Teuchert

Berichte des Forschungszentrums Jülich ; 3964

ISSN 0944-2952

Abteilung Sicherheit und Strahlenschutz

Umgebungsüberwachung Jül-3964

D 38 (Diss., Köln, Univ., 2002)

Zu beziehen durch: Forschungszentrum Jülich GmbH · Zentralbibliothek

D-52425 Jülich · Bundesrepublik Deutschland

☎ 02461/61-5220 · Telefax: 02461/61-6103 · e-mail: zb-publikation@fz-juelich.de

Abstract

A computer program system has been developed which allows the generation of highly resolved wind fields in the partially wooded area of the Research Center Jülich. The system uses continuous flow measurements as input, which are conducted by an 120 meters high observation tower.

The flow module of the system is based upon a diagnostic flow model. A preprocessing module provides the remaining system with configuration parameters and refined measurement data. Another module provides graphical representation of the results. The system has been developed for operational application of flow computations.

Due to the extensively forested surface inside the model area, a parameterisation of the flow through a canopy layer is implemented into the flow model, in order to simulate the flow inside the micro structure of the forest. Different approaches with modified complexity are studied. They are tested and compared with long term measurement data from inside the forest.

The measurements enclose vertical profiles of the horizontal wind velocity and direction, and of the radiation balance. The latter ones are used for the identification of the time and intensity of vegetation change. By this way the phases of leaf changing are registered and included into the flow model. Furthermore, the profiles of the drag coefficient (c_D), the leaf area density (LAD), and the cumulative leaf area index (LAI) are measured. They are used to calculate the canopy-flow-index (CFI) as a function of height and time which is required in the flow model. The CFI can also be calculate using measured wind profiles from inside the forest, as the two quantities depend on each other. This approach is implemented into the model.

The code system achieves fast calculation of the actual wind flow conditions in the model area, including the canopy flow through the wooded regions. The good agreement between measurements and modelled wind fields during the dominate weather conditions and technical reliability of the code justify the application of the system in the framework of preventive catastrophe protection at the Research Center in Jülich.

Zusammenfassung

Ein operationelles Modellsystem, das aus Standortmessdaten hochaufgelöste dreidimensionale Windfelder erzeugt, wird für das Forschungszentrum Jülich entwickelt. Das Strömungsmodul des Systems basiert auf einem diagnostischen Strömungsmodell. Als zweites Modul wird ein Präprozessor entwickelt, der aus den Messdaten die für das Modell benötigten Konfigurationsparameter erstellt. Er bildet die Schnittstelle zwischen dem Eingabedaten und dem Strömungsmodell. Diese beiden Module nebst einer grafischen Aufbereitung werden in eine eigens dafür entwickelte Steuerungsumgebung eingebettet, die den operationellen Betrieb der Modellrechnungen verwaltet.

Für die großflächige Bewaldung im Modellgebiet wird eine Parametrisierung der Durchströmung von hohen Pflanzenbeständen in das Strömungsmodell implementiert. Verschiedene Ansätze unterschiedlicher Komplexität finden hier Verwendung und werden mit den Ergebnissen einer Langzeitmessung verglichen.

Neben der Datenaufnahme der Windprofile für den Vergleich zwischen Messung und Modellergebnissen werden Strahlungsmessungen für die Identifikation von Zeitraum und Stärke der Blattwechselphasen durchgeführt. Anhand dieser Ergebnisse werden die Laubwechselphasen im Modell eingefügt. Auch Profile des Widerstandskoeffizient (c_D) und der Blattflächendichte (LAD), sowie der kumulative Blattflächenindex (LAI) an der Messstelle im Wald werden ermittelt, um daraus den Canopy-Flow-Index (CFI) zu bestimmen. Eine zweite Berechnungsmethode für diese Profile besteht in der Ableitung des CFI aus den gemessenen Windprofilen unter Verwendung eines exponentiellen Zusammenhanges zwischen CFI und mittlerer Geschwindigkeit. Dieser wird als Funktion der Höhe und der Zeit für die Modellrechnungen benötigt. Zweiterer erweist sich als geeigneterer Ansatz und wird als Funktion der Höhe und der Zeit in die Modellrechnungen implementiert.

Das Modellsystem liefert ein Werkzeug für die schnelle Bestimmung der aktuellen Strömung unter Berücksichtigung der Bestandsdurchströmung. Die technische Zuverlässigkeit und die gute Übereinstimmung mit Messdaten bei den vorherrschenden Strömungs- und Stabilitätsbedingungen rechtfertigt den Einsatz des Modellsystems im Routinebetrieb für den vorbeugenden Katastrophenschutz im Forschungszentrum Jülich.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Eigenschaften hoher Pflanzenbestände	4
2.1	Mikroklima in hohen Pflanzenbeständen	4
2.1.1	Strahlung	4
2.1.2	Temperatur	6
2.1.3	Feuchte	7
2.1.4	Deposition	7
2.1.5	Wind	8
2.1.6	Turbulente Kinetische Energie	9
2.1.7	Flüsse	10
2.1.8	Interne Grenzschicht	11
2.2	Parametrisierung von Waldbeständen	12
2.2.1	Mischungsweglänge	13
2.2.2	Widerstandskoeffizient	14
2.3	Bestimmung der Blattflächendichte	15
2.3.1	In-situ-Messungen	16
2.3.2	Fernerkundung	17
2.3.3	Modellierung	17
2.3.4	LAI- und LAD-Verteilungen	18
2.4	Modellierung von Strömungen im Bestand	21
2.4.1	Prognostische Modelle	21
2.4.2	Large-Eddy-Simulations	22
3	Mass Consistent Flow Model	23
3.1	Untere Randbedingung	25

3.2	Initialisierung	26
3.3	Einfacher Exponentialansatz im Wald	28
3.4	Erweiterter Exponentialansatz	30
3.5	Weiterverarbeitung der Initialwindfelder	32
3.6	Unterschiedliche Modellversionen	34
4	Messung	37
4.1	Messplatz	37
4.2	USAT-Messung	39
4.3	Strahlungsmessung	43
4.4	Messung des Blattflächendichteprofls	44
5	Modellstudien	47
5.1	Horizontalverteilungen	48
5.2	Vertikalprofile der Horizontalgeschwindigkeit	55
6	Langzeitmessung	57
6.1	Großwetterlage während der Messphasen	57
6.2	Zeitreihen der Strömungsmessungen	58
6.3	Strahlungsmessung	70
6.3.1	Blattwechsel - Herbst 2000	71
6.3.2	Blattwechsel - Frühjahr 2001	72
6.4	Messung des Blattflächendichteprofls	74
6.5	Messung des Widerstandskoeffizienten c_D	74
6.6	Bestimmung des Canopy-Flow-Index' aus Messungen	77
7	Statistischer Vergleich: Messung – Simulation	82
7.1	Windgeschwindigkeit	82

7.2	Windrichtung	88
8	Operationelles Modellsystem	93
8.1	Der Präprozessor	93
8.2	Das Kataster	96
8.3	Die grafische Aufbereitung	99
8.4	Die Steuerung	99
9	Schlussbemerkung — Ausblick	102

Abbildungsverzeichnis

1	Ablauf der Modellsystems	3
2	Parametrisierungsansätze für Windprofile	9
3	Profile der Blattflächendichte	20
4	Geländehöhe und Rauigkeit des Modellgebietes	25
5	Schematische Darstellung der Windprofile innerhalb und außerhalb des Bestandes	29
6	Aus Messungen berechnete und gemittelte CFI-Profile	31
7	15-Punkte-Operator	33
8	Messplatzskizze	39
9	Messstelle im Wald	40
10	USAT	41
11	LAI2000	44
12	Horizontalverteilungen 5 m, Versionen V1.1, V3.2	49
13	Horizontalverteilungen 5 m, Versionen V2.1, V2.2, V2.3	50
14	Differenzen der Horizontalgeschwindigkeit, 01.10.2000 12:10 MEZ	52
15	Differenzen der Horizontalgeschwindigkeit, 07.12.2000 12:00 MEZ	53
16	Simulierte Windprofile	56
17	Windrichtungen Turm-Wald	59
18	Zeitreihe der Messungen im September	60
19	Zeitreihe der Messungen im Wald im September	61
20	Episode der Messungen an der Messstelle und am Turm vom 14.09.2000 bis zum 16.09.2000	62
21	Zeitreihe der Messungen am Turm im November	64
22	Zeitreihe der Messungen im Wald im November	65
23	Episode der Messungen an der Messstelle und am Turm vom 7.11.2000 bis zum 12.11.2000	66
24	Episode der Richtungs-Zeitreihe im November	67

25	Schematisch skizzierter Verlauf der Strömung	68
26	Ausschnitt der simulierten Strömung	69
27	LAI während des Blattfalls 2000	72
28	LAI während der Blattentfaltung 2001	73
29	Gemessene LAI- und LAD-Verteilung	75
30	Verteilung von c_D im Oktober	76
31	Verteilung von ν im Oktober	78
32	Berechnete CFI-Profile im November 2000	79
33	Simulierte Geschwindigkeitsprofile im November 2000	80
34	Differenzen der Geschwindigkeitsprofile im November 2000	81
35	Richtungsverteilung im Messzeitraum	83
36	Statistischer Vergleich der Geschwindigkeiten	86
37	Statistischer Vergleich der Richtungen	90
38	Flussdiagramm: Steuerung des Modellsystems	100

Tabellenverzeichnis

1	IBL	12
2	LAI	19
3	LAI-Differenz	19
4	Zuordnung Landnutzung–Rauigkeitslänge	28
5	Phasen des Vegetationswechsels	32
6	Modellversionen	36
7	Gerätebestückung der Messmasten	38
8	Sichtwinkel des LAI2000	46
9	Extremale Geschwindigkeitsdifferenzen am 01.10.2000 12:10 MEZ	54
10	Extremale Geschwindigkeitsdifferenzen am 07.12.2000 12:00 MEZ	54
11	Statistische Auswertung für Oktober: Geschwindigkeit	84

12	Statistische Auswertung für Dezember: Geschwindigkeit	85
13	Statistische Auswertung für Oktober: Richtung	89
14	Statistische Auswertung für Dezember: Richtung	91
15	Gemessene Größen in unterschiedlichen Höhen	94
16	Ablenkwinkel nach Etling	95
17	Landnutzung-Rauigkeit	97

Symbolverzeichnis

Lateinische Symbole

Symbol	Einheit	Bedeutung
a	-	Laufparameter der Eingabestationen
$a(lnk)$	-	Anteil einer Landnutzungs Klasse in einer Gitterbox
$A(Z)$	m^2m^{-3}	Blattflächendichte
c_D	-	Widerstandskoeffizient
c_l	-	Konstante
D	m	Ekmanlänge
d	m	Verdrängungsschichtdicke
$\vec{e}$	-	Einheitsvektor
$f_{o.E}, f_{u.E.}$	$Wm^{-2} (mV)^{-1}$	Kalibrierungsfaktoren
$G(\theta, \phi)$	-	Anteil der Bestandselemente auf die Richtung (θ, ϕ) projiziert
h	m	Höhe des Pflanzenbestandes
k	-	Extinktionskoeffizient
K_h	m^2s^{-1}	Diffusionskoeffizient
l	m	Mischungsweglänge
L	m	Länge der Messstrecke eines USATs
L^*	m	Monin-Obukhof-Länge
$L(z)$	-	Kumulativer Blattflächenindex vom Oberrand des Bestandes bis zur Höhe z
$L(0)$	-	Blattflächenindex am Boden
L_{rel}	-	Relevanter Anteil des LAI
lnk	-	Landnutzungs Klasse
M, M'	-	Transformationsmatrizen
r	m	Radius
R_{Nh}	Wm^{-2}	Nettostrahlung am Oberrand des Pflanzenbestandes
$R_{Lh} \uparrow$	Wm^{-2}	Langwellige Ausstrahlung am Oberrand des Pflanzenbestandes
$R_{Lh} \downarrow$	Wm^{-2}	Langwellige Einstrahlung am Oberrand des Pflanzenbestandes
R_{Np}	Wm^{-2}	Nettostrahlung im Pflanzenbestand

Symbol	Einheit	Bedeutung
S	Wm^{-2}	Solarkonstante
$S(\theta, \phi)$	m	Weglänge im Bestand in Richtung (θ, ϕ)
S_i	-	Faktoren, um die die Weglängen im Wald größer sind, als die Bestandshöhe
SB	Wm^{-2}	Strahlungsbilanz
t_1, t_2	s	Laufzeiten der Ultraschallimpulse des USAT
T, T'	-	Basen
$T(\theta, \phi)$	-	Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (kontinuierlich)
T_i	-	Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (diskretisiert)
T_h	K	Temperatur der Baumkronen
u	ms^{-1}	Betrag der Windgeschwindigkeit
$\vec{u}$	ms^{-1}	Windvektor
u_g	ms^{-1}	x -Komponente des geostrophischen Windes
u_h	ms^{-1}	Windgeschwindigkeit an der Bestandsobergrenze
u_n	ms^{-1}	Windgeschwindigkeit in natürlichen Koordinaten
u^*	ms^{-1}	Schubspannungsgeschwindigkeit
(u, v)	ms^{-1}	Windvektor – Komponentendarstellung
v_g	ms^{-1}	v -Komponente des geostrophischen Windes
x_i	m	Länge in x,y,z Richtung
z	m	Aktuelle Höhe
z_0	m	Rauigkeitslänge
z_i	m	Höhe des Gitterpunktes i, j, k über Grund
$z_{rau}(lnk)$	m	Rauigkeitslänge einer bestimmten Landnutzungsklasse
zbl	m	Mächtigkeit der Prandtlschicht
zk	m	Höhe der k -ten Rechenschicht
$zr(k)$	m	Vertikale Mächtigkeit der k -ten Gitterbox

Griechische Symbole

Symbol	Einheit	Bedeutung
α	-	Verhältnis der Um- zur Überströmungstendenz
α_0	Grad	Ablenkwinkel
α_h	-	Wichtungsfaktor für horizontale Umströmung
α_t	-	Albedo der Baumkronen
α_v	-	Wichtungsfaktor für vertikale Überströmung
θ	Grad	Zenithwinkel
ϵ	-	Abbruchkriterium
ϵ_t	-	Emissivität der Bäume
η	-	Pflanzenbedeckungsgrad des Bodens ($0 < \eta < 1$)
κ	-	von-Karman-Konstante
λ	m	Wellenlänge
μ	m^2m^{-3}	Mittlere Blattflächendichte
ν	-	Canopy-Flow-Index
ϕ	Grad	Azimuthwinkel
Φ	m^2s^{-1}	Geschwindigkeitspotenzial
$\Phi(z, L^*)$	-	Empirische Profilfunktion
σ	$\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-2}$	Stefan-Boltzmann-Konstante
τ_i	-	Transmissionskoeffizienten in den Raumrichtungen
ξ	m	Horizontaler Abstand vom Fetch
ω	-	Relaxationsparameter

1 Einleitung

Das heutige Mitteleuropa zählt zu den am stärksten besiedelten Gebieten der Erde. Technische Anlagen, die mit Gefahrgütern arbeiten, befinden sich oft in unmittelbarer Nachbarschaft von Wohngebieten. Werden dort bei einem Störfall toxische oder radioaktive Schadstoffe freigesetzt, so bilden diese sofort eine Gefahr für die Bevölkerung der umliegenden Siedlungen. Der Abteilung Sicherheit und Strahlenschutz (ASS) des Forschungszentrums Jülich (FZJ) obliegt die Aufgabe der permanenten Umgebungsüberwachung des FZJ. Der Boden, die Gewässer und die Luft im Nahbereich der Einrichtung werden permanent auf radioaktive Belastung überprüft. Im Falle einer Grenzwertüberschreitung wird umgehend festgestellt, ob die Kontamination anthropogenen Ursprungs ist und ob Schutzmaßnahmen für die im näheren Umfeld wohnenden und arbeitenden Menschen einzuleiten sind.

Die Ausbreitung luftgetragener Schadstoffe, wie sie im Ernstfall freigesetzt werden, wird maßgeblich durch atmosphärische Strömung bestimmt. Für ihren Transport ist die Kenntniss des zugrundeliegenden atmosphärischen Zustandes ausschlaggebend, um darauf basierend die Ausbreitung zu bestimmen.

Die Strömungsermittlung durch Vermessen des Windfeldes ist schon im kleinen Rahmen überaus kostspielig und nur in begrenzter räumlicher Auflösung durchführbar. Für die großräumige Bestimmung dreidimensionaler Windfelder werden numerische Strömungssimulationen eingesetzt. Im Wesentlichen werden zwei Modellierungsarten unterschieden. Prognostische Modelle lösen ein gekoppeltes System von Differenzialgleichungen und ermöglichen die Änderung der Strömung mit der Zeit zu bestimmen. Diese Art der Modellierung ist im Allgemeinen sehr zeitaufwendig und ressourcenintensiv. Diagnostische Strömungsmodelle erstellen stationäre Windfelder durch Lösen einer Poisson-Gleichung und sind somit rechenzeitökonomisch. Da bei Freisetzung von Schadstoffen in kurzer Zeit eine präzise Aussage über die Ausbreitung getroffen werden muss, verwendet man für die Simulation der vorliegenden Strömung bevorzugt diagnostische Modelle. Der zeitliche Strömungsverlauf wird durch Aneinanderreihen messungsgestützter Modellläufe erzielt.

Für den vorbeugenden Katastrophenschutz des FZJ wird im Rahmen dieser Arbeit ein Modellsystem zur Windfeldmodellierung auf diagnostischer Basis entwickelt. Unter Verwendung der damit erzeugten Windfelder können dann im Schadensfall Ausbreitungsrechnungen vorgenommen werden. Den Grundstock für die Modellentwicklung bildet das mesoskalige, diagnostische Strömungsmodell **Mass Consistent Flow Modell** (MCF), das, basierend auf NOABL von [TRA 78], am Institut für Geophysik und Meteorologie (IGM) der Universität zu Köln weiterentwickelt worden ist [STE 91].

Abbildung 1 zeigt die schematische Struktur der Steuerungsumgebung auf UNIX-

Basis, die es erlaubt, das Modellsystem im operationellen Betrieb einzusetzen.

Es werden umfangreiche Modifikationen in der Initialisierungsmethode der Strömungssimulation für die bodennahen Schichten vorgenommen. Der Standort FZJ macht es erforderlich, die Strömung innerhalb von hohen Pflanzenbeständen gesondert zu parametrisieren. Für die Validierung des Ansatzes sind Langzeitmessungen der vertikalen Horizontalgeschwindigkeitsprofile im Bestand durchgeführt worden. Die Erfassung des Strömungsmusters im Wald erfordert eine experimentelle Ermittlung der lokalen Bestandsparameter des Forstes. Sie werden mit Hilfe zweier indirekter optischer und einer rechnerischen Methode ermittelt.

Die Bereitstellung der Informationen über den momentanen, atmosphärische Zustand wird durch Messungen meteorologischer Parameter in unterschiedlichen Höhen des 120-m-Messturms gewährleistet. Ein Präprozessor macht die gemessene Eingabedaten für das Modell nutzbar.

Die geografischen Gegebenheiten stellt ein hochaufgelöstes Höhen- und Landnutzungsmodell (Kataster) zur Verfügung.

Zunächst werden die Funktionsmechanismen im Pflanzenbestand in einem Überblick über den Austausch zwischen Vegetationsschicht und der umliegenden Atmosphäre zusammengefasst (Kapitel 2). Die dadurch bedingte Auswirkungen auf das Strömungsmuster in und um einen hohen Pflanzenbestand werden besprochen und verschiedene numerische und experimentelle Verfahren zu deren Bestimmung vorgestellt.

Nach diesem allgemeinen Überblick werden die Untersuchungen, die zur Entwicklung des operationellen Modellsystems TuWaS-oBdeS (**Tur**minialisierte **W**aldströmung **S**imulation – im **o**perationellen **B**etrieb unter Verwendung eines **d**iagnostischen **S**trömungsmodells) notwendig sind geschildert. Das Kernstück des Systems bildet das Strömungsmodell Mass Consistent Flow Model (MCF). Es wird in seiner ursprünglichen Version nebst den neuen Weiterentwicklungen in Kapitel 3 beschrieben. Durchführung und Ergebnisse der Feldexperimente werden im Anschluss daran präsentiert. Anhand dieser werden die Modellergebnisse korrigiert.

Den Abschluss der Arbeit bildet die Beschreibung des kompletten operationellen Modellsystems. Hier werden Präprozessor, graphische Aufbereitung und der Steuermechanismus von TuWaS-oBdeS im einzelnen beschrieben. Diese Module wirken sich nur eingeschränkt auf die Ergebnisse aus und sind aber für die operationelle Anwendung des Systems von wesentlicher Bedeutung.

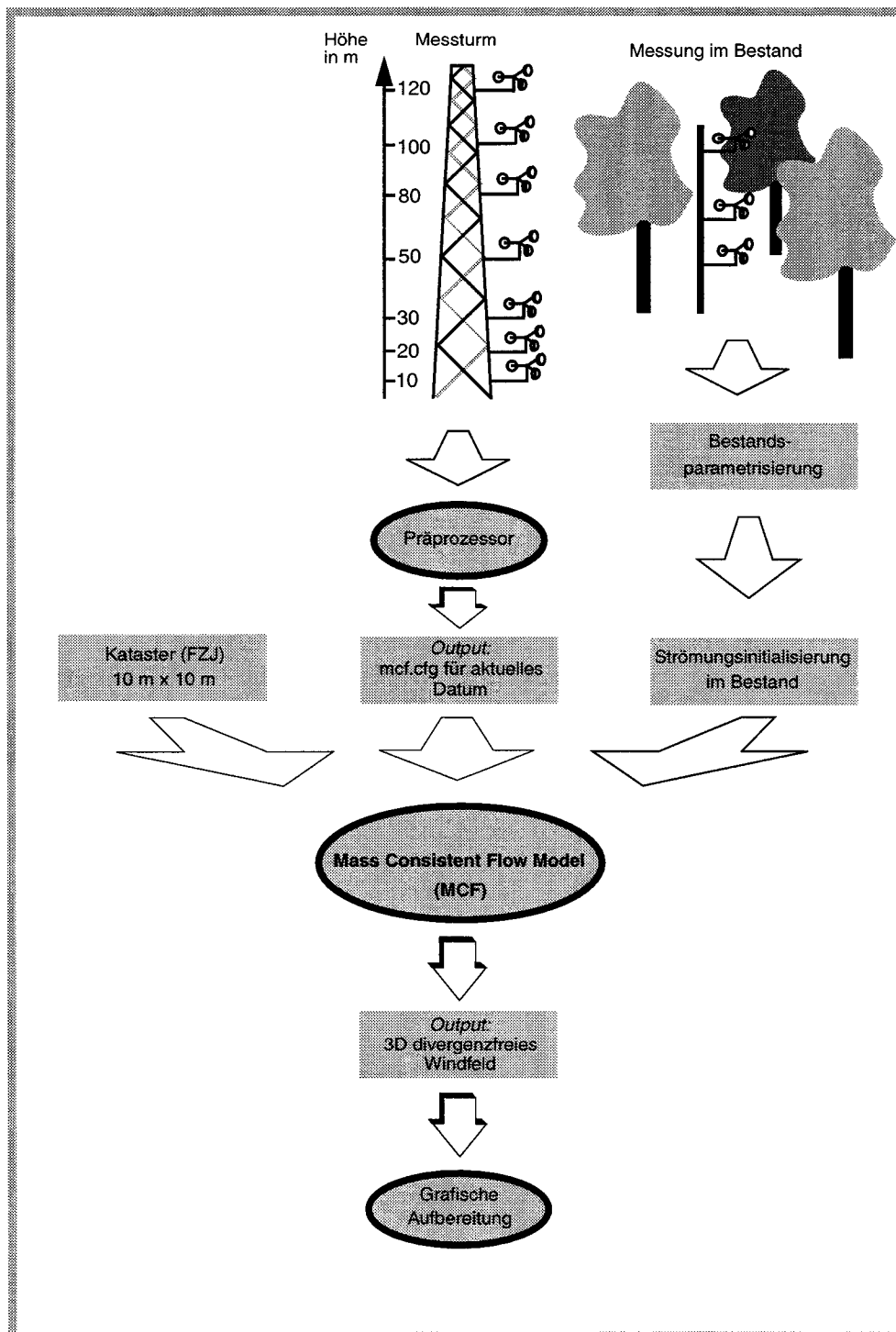


Abbildung 1: Schematischer Ablauf des Modellsystems

2 Eigenschaften hoher Pflanzenbestände

Hohe Pflanzenbestände, zum Beispiel Wälder oder Felder mit hohem Bewuchs, sind die größten natürlichen Rauigkeitslemente in der Meso- γ Skala abwärts bis in die Mikroskala, also für charakteristischen Längenskalen von einigen hundert Kilometern bis in den Meterbereich. Durch die große vertikale Ausdehnung übernehmen sie den größten Anteil der Steuerungsprozesse für die Austausch- sowie für die Luftreinigungsmechanismen. Außerdem lassen sich diese Prozesse in einem hohen Pflanzenbestand auf Grund der vertikalen Ausdehnung am einfachsten untersuchen. Testflächen unterschiedlichster Art stehen in ausreichendem Maß zur Verfügung. Wald und andere hohe Pflanzenbestände bedecken etwa 25 % der Kontinente und produzieren rund 90 % der weltweiten Biomasse ([Bro 99]). Die bis heute durchgeführten Studien, basierend auf Messungen, Modellierung und Experimenten im Windkanal, zeigen, dass eine einheitliche Erfassung der Bestandseigenschaften unterschiedlicher Vegetationschichten nicht möglich ist. Die Eigenschaften, wie zum Beispiel Strahlung und Transport oder Turbulenzverhalten, sind selbst innerhalb einer einzigen Vegetationsart stark inhomogen. Das erschwert die Parametrisierung einer Bestandsschicht erheblich und macht Feldexperimente immer wieder unumgänglich. [RAU 95] zeigt, dass dies nicht nur für kleine Skalen, die den Bereich des Canopy abdecken, gilt, sondern die Heterogenität der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre, Bestand und fester Erde auch auf der regionalen Skala, die etliche hunderte Kilometer umfasst, festgestellt wird. Dennoch wird immer wieder versucht Bestandsparmetrisierungen zu finden, die so universell wie möglich sind ([MK 97], [CIE ET AL. 97]), denn die Berücksichtigung der Vegetationsschicht ist in der Modellierung aller meteorologischen Skalen von großer Wichtigkeit (z. B. [INC ET AL. 96], [GRO 93]).

2.1 Mikroklima in hohen Pflanzenbeständen

Innerhalb hoher Pflanzenbestände bildet sich, bedingt durch die Einstrahlungs- und Verdunstungsverhältnisse, ein eigenes Lokalklima aus. Es zeichnet sich im Wesentlichen durch abgeschwächte Extrema und schwächere Variabilitäten in allen meteorologisch relevanten mittleren Größen aus. Dies gilt von der täglichen bis hin zur annualen Zeitskala (z. B. [CAR 97], [HÖR 96], [BLE 98]).

2.1.1 Strahlung

Die solare Strahlung ist der Motor der gesamten atmosphärischen Zirkulation. Dies gilt sowohl für die globale Skala als auch für kleinräumigere Zirkulationssysteme.

Ein Großteil der solaren Strahlung wird von der Vegetationsschicht absorbiert und in langwellige Strahlung umgewandelt, beziehungsweise zur Photosynthese verwendet ([MTO 98]). Nur etwa 10% bis 40% der am Oberrand des Bestandes einfallenden Strahlung erreichen den Erdboden ([LiST 94]). Die Strahlungsmenge, die den Boden erreicht, ist stark abhängig von der Bestandsart, der Bestandshöhe und der Belaubungsdichte. Für einen ausgewachsenen Espenbestand fand [CAR 97], dass 18% der Einstrahlung, die am Oberrand der Bäume gemessen wurde, während der Vegetationsphase den Boden erreicht. Die verbleibende Strahlung wird teilweise reflektiert und zu großen Teilen absorbiert und in langwellige Strahlung umgewandelt. Das führt zu einer enormen Aufheizung des Kronenraumes ([Ni 97]). Die langwellige Abstrahlung im Kronenraum ist daher am größten.

Die Rate der Abstrahlung, der Strahlungsdurchlässigkeit und die Erwärmungsrate eines Bestandes sind direkt an die Bestandsparameter gekoppelt ([RSS 98]). Sie unterscheiden sich nicht nur von Art zu Art, sondern weisen ebenso große Änderungen in Abhängigkeit der Bewuchsdichte, des Bestandsalters und des Standortes auf ([CAR 97]). Zur Bestimmung der Bestandsparameter wird dieser Zusammenhang ausgenutzt. Der Blattflächenindex, mit dessen Hilfe die meisten Bestandseigenschaften sinnvoll parametrisiert werden können, und die Strahlung oberhalb und innerhalb des Bestandes können in einen empirischen Zusammenhang gebracht werden. So kann die Strahlung im Bestand folgendermassen ausgedrückt werden ([UCH 61], [ROS 75], [YAM 82]):

$$R_{Np}(z) = \eta R_{Nh} \left[\exp\{-kL(z)\} - \eta \left(1 - \frac{z}{h}\right) \exp\{-kL(0)\} \right] \quad (1)$$

Hierbei sind h die mittlere Bestandshöhe, $R_{Np}(z)$ die Nettostrahlung in der Höhe z für $0 < z < h$ im Bestand, R_{Nh} ist die Nettostrahlung oberhalb des Bestandes, η der Bedeckungsgrad des Bodens mit Pflanzen, k der Extinktionskoeffizient und $L(z)$ der kumulative Blattflächenindex in der Höhe z . Die Strahlungsbilanz R_{Nh} lässt sich folgendermaßen beschreiben:

$$R_{Nh} = (1 - \alpha_t)S + R_{Lh\downarrow} - R_{Lh\uparrow} \quad (2)$$

Dabei bezeichnen α_t Bestandsalbedo, S Solarkonstante, $R_{Lh\downarrow}$ einfallende langwellige Strahlung am Oberrand des Bestandes, $R_{Lh\uparrow}$ langwellige Rückstrahlung der Vegetationsoberfläche, die mit Hilfe des Stefan-Boltzmann-Gesetzes

$$R_{Lh\uparrow} = \epsilon_t T_h^4 + (1 - \epsilon_t) R_{Lh\downarrow} \quad (3)$$

berechnet wird. ϵ_t bezeichnet die Emissivität der Bäume, T_h die Temperatur des Kronenraumes.

Ein anderer einfacher, ebenfalls empirischer Ansatz liefert den Zusammenhang zwischen der Bestandsstruktur (in Form des Blattflächenindex') und der Strahlung im Bestand. Er beschreibt mit Hilfe des Strahlungsverhältnisses innerhalb und oberhalb der Vegetationsschicht den Blattflächenindex ([IL 69], [GRO 93], [ZIE 98]).

$$R_{Np}(z) = R_{Nh} \exp(-k_1 L(z) + k_2 L(z)^2) \quad (4)$$

k_1 und k_2 sind empirisch ermittelte Konstanten, die für die Werte $k_1 = 0.622$ und $k_2 = 0.0553$ zu einem Korrelationskoeffizienten von 0.98 im Vergleich mit zahlreichen Messungen führen ([IL 69]).

2.1.2 Temperatur

Die Abschirmung der Strahlung im Kronenraum führt dazu, dass der Boden und die darüberliegende Luftschicht innerhalb der Vegetationsschicht am Tage wesentlich weniger erwärmt werden als über einer freien Fläche. [MTO 98] zeigen, dass selbst an einem sonnigen Sommertag (Maximum der Lufttemperatur über freier Fläche etwa 30°C) die Temperatur 10 cm tief im Waldboden nahezu keinen Tagesgang aufweist, während im Freien eine Differenz von etwa 5°C zu verzeichnen ist. Im Jahresmittel liegt die Lufttemperatur im Wald um 0.2°C niedriger als auf freiem Feld. Im Sommer sind die Maximalwerte deutlich unter denen über niedrigem oder gar keinem Bewuchs zu finden. Während der Wintermonate werden im Bestand deutlich weniger Frostereignisse festgestellt ([WAKL 95]). Da sich der Einfluss des Waldes in dieser Beziehung auch noch im Nahbereich des Bestandes zeigt, werden Baumreihen auch als Windbrecher und natürlicher Frostschutz zwischen Feldern angepflanzt, um die Ernte vor Wind und Frost zu schützen ([GEI 65], [SB 94]).

Tagsüber führt die starke Erwärmung der Baumkronen zur Ausbildung einer stabilen Temperaturschichtung, die dem Temperaturgradienten oberhalb der Kronen entgegengesetzt ist ([KRU 00]). Über Nacht kühlt der Kronenraum sehr stark ab. Gleichzeitig verhindern die Bestandselemente (Stämme, Äste und Blätter) die Abstrahlung aus den tiefergelegenen Waldschichten zu großen Teilen. So fallen die durch die nächtliche Ausstrahlung verursachten Minimaltemperaturen im Bestand höher aus als unter gleichen Bedingungen über offenem Gelände oder oberhalb des Bestandes. Folglich bildet sich eine neutrale bis leicht labile Schichtung aus ([RAY 71], [BAME 88A]). Da durch die nächtliche Abkühlung im Bereich oberhalb des Kronenraumes eine Inversion entsteht, führt dies zu einer Entkoppelung der Strömungssysteme innerhalb und außerhalb des Waldes ([KRU 00]), so wie zu einer leichten Eindämmung der schichtungsbedingten Turbulenz im Bestand ([BAME 88A]).

2.1.3 Feuchte

Die Vegetationsschicht stellt dem Wasserkreislauf der Erde einen großen Wasserspeicher zur Verfügung. Durch die abgeschwächten Temperatur-, Wind- und Einstrahlungsmaxima verdunstet das Wasser nicht in dem Maße, wie es ausserhalb des Bestandes der Fall ist ([BRA ET AL., 01]. Die Pflanzen selbst bilden ein großes Wasserreservoir. Durch Transpiration und Verdunstung aus den Bestandselementen wird Feuchtigkeit an die Umgebung abgegeben.

Der Durchsatz durch den Boden ins Grundwasser ist gering gegenüber dem Wasseranteil, der durch die Pflanzen an den weiteren Wasserkreislauf abgegeben wird ([ST 73]). [TB 76], [SISZ 80], [LH 86] und [DOL 88] zeigten, dass die Permeabilität des Bodens von einer großen Anzahl von Umgebungsvariablen abhängig ist. Hierzu gehören zum Beispiel die Bodenbeschaffenheit, die Bestandsdichte und damit die Durchlässigkeit für Regenwasser zum Boden hin, die Blattflächendichte, die Bestandsarchitektur und der äußere Einfluss, den die physikalischen Eigenschaften der Atmosphäre auf den Bestand ausübt.

Am Beispiel einer Eichensavanne in Südspanien zeigen [IRJ 97], dass die Transpiration den größten Anteil am Wasserhaushalt im Einzugsgebiet eines größeren Areals aufweist. Die Transpiration erfolgt durch die Grünanteile der Vegetation, und so ist leicht nachzuvollziehen, dass der Blattflächenindex LAI (**Leaf Area Index**) und die Blattflächendichte LAD (**Leaf Area Density**) die ausschlaggebenden Parameter für den Wasseraustausch zwischen Vegetation und Atmosphäre sind ([SFM 97], [KNS 98]). Diese Tatsache erklärt die gute vertikale Übereinstimmung der Feuchteprofile innerhalb des Bestandes mit der zugehörigen Blattflächendichte.

Nicht nur die Feuchtigkeitsquelle, sondern auch die CO₂-Senken liegt im Bereich der größten Blattflächendichte ([LAI ET AL. 00]), da der Transport dieser skalaren Größen zwischen dem Inneren der Pflanze und der Atmosphäre durch die Stomatadurchlässigkeit der Blätter kontrolliert wird.

2.1.4 Deposition

Die Produktion beziehungsweise der Abbau von Sauerstoff, Stickstoff, Kohlendioxyd und die Verdunstungsraten der Wälder liefern wichtige Einträge der Größen für das Lokal- und Globalklima ([OGI 95]). [BEGU 89] demonstrierte am Beispiel eines Fichtenbestandes in Dänemark, dass die Depositionsraten von Schadstoffen an einer Waldkante bis zu zwanzigmal und im Bestand bis zu achtmal so hoch sind, wie über freiem Gelände. Hierbei hängt die vertikale Durchlässigkeit von der Vegetationsdichte ab. Der horizontale Depositionsgrad der Partikel nimmt exponentiell mit der Entfernung von der Waldkante ab (hierzu auch [LR 86]). Die dreidimen-

sionale Verteilung der Schadstoffe sowie die Blattgröße und Kronenarchitektur sind die ausschlaggebenden Größen, die die Austauschmechanismen von Gasen und auch von physikalischen Eigenschaften (z. B. Impuls und Energie) mit der darüberliegenden Atmosphärenschicht bestimmen ([HOM 01]). Der Ansatz von [SD 93], lediglich die Blattform als maßgeblich für den Austausch anzunehmen, erwies sich nur als begrenzt anwendbar.

2.1.5 Wind

Die mittleren Windprofile sowie das Turbulenzverhalten im Wald werden maßgeblich von den Bestandsparametern geprägt. Innerhalb der Vegetationsschicht ist im oberen Kronenraum eine starke Abnahme der Horizontalgeschwindigkeit festzustellen. Sie wird durch einen exponentiellen Zusammenhang beschrieben und nicht wie bei der Modellvorstellung der Prandtlschichtströmung über freiem Gelände mit Hilfe eines linear-logarithmischen Windprofiles ([STU 89]). Unterhalb dieses Vertikalgradienten bleibt die Geschwindigkeit nahezu höhenkonstant, weist aber bei Waldbeständen mit definiertem Kronenraum und wenig Unterholz im mittleren Stammraum ein Sekundärmaximum auf (z. B. [BAME 88B], [GRO 93], [INC ET AL. 96], [NI 97]). Dieses Maximum liegt in geschlossenen Beständen mit definiertem Kronenraum in einer Höhe von etwa 0.3-0.5 mal der mittleren Bestandshöhe. Es wird durch die Konvergenz des vertikalen Impustransportes verursacht ([BAME 88A]). In der oberen Bestandschicht verläuft der Transport des Impulses zum Boden hin. In der bodennahen Luftschicht ist ein dem Gradienten entgegengesetzter Impulstransport zu finden, dessen Ursache bis heute Gegenstand der Forschung ist ([BAME 88A], [DEBR 87]). [CIO 89] und [AMI 90] fanden in ihren Untersuchungen dieses Sekundärmaximum nicht. Hier können die Vertikalprofile der Horizontalgeschwindigkeit mit Hilfe einer Exponentialfunktion beschrieben werden (siehe auch [CIO 65] oder [SU ET AL. 98]).

Abbildung 2 zeigt schematisch die unterschiedlichen Profilansätze. Neben dem linear-logarithmischen Ansatz für die Prandtlschicht ohne hohe Vegetation (rechts) sind die Profile einschließlich eines Geschwindigkeitsmaximums im Stammraum innerhalb und außerhalb der Vegetationsphase dargestellt (links). Während die Profile in der Vegetationsphase ein deutliches Maximum im mittleren Stammraum zeigen, verschwindet selbiges mit dem Vegetationswechsel und die Profile nähern sich einem exponentiellen Geschwindigkeitsprofil an ([GRO 93]).

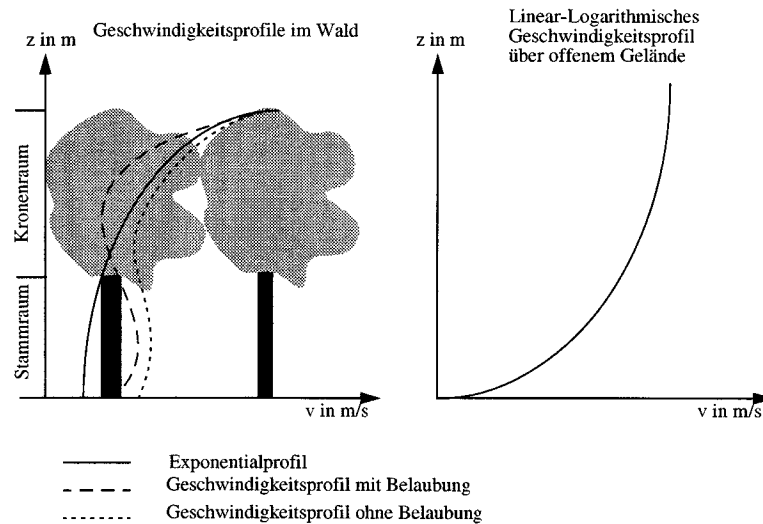


Abbildung 2: Unterschiedliche Ansätze zur Parametrisierung der vertikalen Geschwindigkeitsprofile in Laubwaldbeständen

2.1.6 Turbulente Kinetische Energie

Die variable Struktur im vertikalen Windprofil des Horizontalwindes resultiert aus dem Turbulenzverhalten der Strömung in der Belaubungsphase, das durch den größeren Widerstand der Blätter beeinflusst wird ([KLC 95], [ISD 99]). Diese These wird von [NOV ET AL. 00] anhand von Windkanalstudien und in-situ Messungen bestätigt. Der Kronenraum bildet die Quellregion für den Großteil turbulenter kinetischer Energie (TKE), also für die turbulente Struktur in einem Waldbestand ([SHLE 97], [NI 97]). Hier ist in der Regel der Widerstand durch die Blätter und dünnen Bestandselemente am größten. Das Maximum der Biomasse befindet sich in den obersten 20 % des Bestandes, in dem sich laut [BAME 88A] etwa 70 % der Belaubung befindet.

Der Widerstand durch die Belaubung führt zur Produktion von Reynoldsspannung durch Scherung. Die Geschwindigkeit wird in dieser Region durch die große Anzahl von Rauigkeitselementen gebremst, so dass dort eine dünne Schicht mit großer vertikaler Windscherung zu finden ist. Gleichzeitig ist in diesem Bereich der Energieeintrag durch die Absorption solarer Strahlung durch das Laub am größten, was einen Einfluss der thermisch induzierten Turbulenz (und damit auch TKE) bedingt ([LEC ET AL. 1990], [LAI ET AL. 00]). Diese Effekte induzieren die Abhängigkeit der Turbulenzintensität vom LAI ([ZIE 98]).

Eine zusätzliche Quelle für TKE in Pflanzenbeständen besteht in der Umwandlung von mittlerer kinetischer Energie in TKE. Die Bestandselemente werden

von der Strömung in Schwingung versetzt und oszillieren mit ihrer Eigenfrequenz ([HAS ET AL. 98]). Damit wird der Atmosphäre mittlerer Impuls entzogen und dem System Pflanze–feste Erde zugefügt. Ein Teil dieses Impulses wird in Bewegungsenergie umgewandelt und der Rest eine halbe Wellenlänge später als TKE wieder der Atmosphäre zugeführt.

2.1.7 Flüsse

Die starke Scherung am Oberrand der Vegetationsschicht induziert unter anderem Druckanomalien am Boden des Bestandes, durch die wiederum gegen ihre Gradienten gerichtete Flüsse vektorieller und skalarer Größen hervorgerufen werden ([SSP 00]). Die Durchströmung der Rauigkeitselemente und die Wechselwirkung der Strömung mit den Bestandselementen führt dazu, dass die Flüsse im Bestand nicht, wie in der bodennahen Grenzschicht ohne Bewuchs, als höhenkonstant angesehen werden können (z. B. [YAM 82] oder [GRO 93]). Der Austausch zwischen freier Atmosphäre, fester Erde und der dazwischen liegenden Pflanzenschicht erfolgt im wesentlichen durch den vertikalen Transport von physikalischen Eigenschaften oder skalaren Größen durch Wirbel ([LEE 98]). Die Flüsse von sensibler und latenter Wärme betragen im Bestand rund 75% der gesamten Energieflüsse. Bei den Flüssen fühlbarer Wärme dominiert der kalte Eintrag von oben, der durch aufwärtsgerichteten warmen Flüssen verursacht wird. In der Atmosphärenschicht oberhalb des Bestandes überwiegen die warmen, aufwärtsgerichteten Flüsse die kalten abwärtsgerichteten ([LEBL 93]).

In homogenen Beständen lässt sich bei labilen bis nahezu neutralen Schichtungsverhältnissen die Ausbildung von Mikrofronten beobachten. Diese bestehen aus kohärenten Wirbelstrukturen, an denen deutliche Feuchte- und Temperatursprünge zu verzeichnen sind ([GSP 88]). [BRIR 00] zeigte mit Hilfe einer Wavelet-Analyse, dass die kohärenten Wirbel keine zufälligen Erscheinungen sind, sondern sich systematisch ausbilden. In stark strukturiertem Gelände oder inhomogenem Bewuchs sind sie kaum noch zu finden ([LLO 95], [BAL ET AL. 00]). In tropischen Waldbeständen, in denen Bäume bis zu einer Höhe von 100 m vorkommen, reichen die Wirbel, im Gegensatz zu Wäldern der mittleren Breiten und polaren Regionen, nicht bis auf den Boden, sondern bewirken lediglich Austauschprozesse bis in den unteren Kronenraum hinein ([KRU 00]). Nur sehr vereinzelt bilden sich Wirbel zwischen dem Oberrand des Bestandes und den tieferen Schichten im Wald. Das führt unter Umständen zu einer völligen Entkoppelung der Strömungsmuster. Am Beispiel der tropischen Wälder ist deutlich zu sehen, dass mit zunehmender vertikaler Eindringtiefe in den Bestand Verschiebungen des Wellenzahlmaximums der Turbulenten Kinetischen Energie (TKE) zu den größeren Frequenzen hin zu verzeichnen sind

([KRU 00]). Die Arbeiten von [AMI 90], [SEG ET AL. 76] und [BLA ET AL. 98] zeigen diesen Zusammenhang auf einer kleineren Skala für extratropische Vegetationsformen.

2.1.8 Interne Grenzschicht

An der Übergangszone zweier Gebiete unterschiedlicher Rauigkeit bildet sich eine interne Grenzschicht (Internal Boundary Layer IBL). Diese Schicht zeichnet sich unter anderem durch Schichtungsunabhängigkeit der Windprofile ([LEU 00]), Unabhängigkeit der Strömung von der übrigen Grenzschicht und wesentlich geringere Mischungsweglängen ([ANLU 71]) aus. Die Profile der mittleren Strömung weisen nicht wie über einer freien Fläche mit niedriger Rauigkeit tendenziell eine linear-logarithmische, sondern eine quadratische Zunahme der Geschwindigkeit mit der Höhe auf.

Die Dicke der IBL ist abhängig vom Untergrund und von der Stärke des Rauigkeitssprunges. Hierbei muss berücksichtigt werden, dass sich die Rauigkeit der Bewuchsschicht mit dem Wechsel der Vegetationsphase ändert. Über einem Laubmischwald beispielsweise beträgt die Rauigkeitslänge z_0 im Winter nur etwa 80% – 90% des z_0 während der Vegetationsphase ([GRI ET AL., 98]). Mit abnehmender Rauigkeitslänge bildet sich auch die Verdrängungsschicht mit geringerer Mächtigkeit aus. Am Rauigkeitssprung von z_{01} auf z_{02} , mit $z_{01} < z_{02}$, pflanzt sich die Änderung der Windgeschwindigkeit von unten nach oben fort. In der Horizontalen oszilliert das Strömungsfeld, bis sich ein gutes Stück entfernt vom Rauigkeitssprung wieder ein stationärer Zustand gebildet hat ([WRI ET AL. 98]). Die Längenskala, die für das Einschwingen benötigt wird, ist abhängig von der Art der Rauigkeitsstufe und kann nicht pauschal angegeben werden.

[SZI ET AL. 96] stellten mit Hilfe einer Wavelet-Analyse fest, dass die Mächtigkeit der IBL sensibel auf Austauschprozesse mit der Bestandsschicht reagiert. Das Energiespektrum reagiert für die verschiedenen Frequenzbereiche unterschiedlich. Die hochfrequenten Wirbel passen sich sofort am Rauigkeitssprung an die neuen Bedingungen und den neuen Untergrund an, während die niederfrequenten eine zeitliche Anpassungsphase benötigen ([PAN ET AL. 82]).

Die Reduktion der Strömung stromab des Rauigkeitssprunges von z_{01} auf z_{02} liegt um eine Größenordnung über der Ausbremsung des Geschwindigkeitsfeldes stromauf des Fetch ([CLA 87]). Die Mächtigkeit der IBL wird von verschiedenen Autoren unterschiedlich angesetzt. Da diese Schicht schwer zu vermessen ist und belastbare Kriterien oft nicht zu erkennen sind, wird die IBL-Höhe parametrisiert. Tabelle 1 stellt die Vorschläge unterschiedlicher Autoren zur Bestimmung der IBL-Höhe dar.

Autor	IBL-Höhe
[CLA 87]	$z(IBM) = 300 \cdot z_0$
[GAR 89]	Mikroskala: Wachstum mit $\xi^{0.8}$ für $z_{01} < z_{02}$ mit ξ = Abstand vom Fetch
	Mikroskala: Abnahme mit $\xi^{1.4}$ für $z_{01} > z_{02}$
	Mesoskala: Wachstum mit $\xi^{0.5}$
	Stark stabilitätsabhängig
[WKH 97]	$z(IBM) = 30 \cdot z_0$
[BKH 98A]	Hindernishöhe zu IBL hat das Verhältnis 1:50
[BKH 98B]	Modelle zur Bestimmung von z_0 ; daraus $z(IBM)$ mit:
	Mischungshöhenmodell
	Widerstandsmodell
	Tiltmethode
[FISH 00]	$z(IBM) = 2 \cdot h$
[LEU 00]	$z(IBM) = 2.3 \cdot h$
[WKH 97]	$z(IBM) = 2 \cdot h$

Tabelle 1: Überblick über Methoden zur Bestimmung der IBL-Höhen

Die Ausbildung einer IBL ist nicht zwangsläufig zu beobachten. Oft ist sie nur in diffuser Form zu erkennen. Die Entstehung wird durch eine homogene Bewuchsschicht begünstigt ([MAH 00]). Die Ausbildungsmechanismen der IBL sind nahezu komplett durch den Austausch mit der Bestandsschicht durch kohärente Wirbel zu erklären und nicht durch Wirbelbildung in den darüberliegenden Schichten ([FISH 00]). Die Hauptauswirkung der IBL bezieht sich auf die Flüsse physikalischer Eigenschaften und skalarer Größen. Die Differenzen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung zwischen IBL und einer Prandtlschicht über freier Fläche weisen nur geringe Werte in ihrer vertikalen Struktur auf.

2.2 Parametrisierung von Waldbeständen

Bei hohen Pflanzenbeständen handelt es sich um sehr komplexe Strukturen, in denen die Funktion der Einzelemente nicht im Detail beschrieben werden kann. Die Mechanismen von Pflanzenfunktion, äußeren Einflüssen und des Austausches zwischen den Elementen sind stark voneinander abhängig (z. B. [GRO 93], [KNY 98B]). Die

Auswirkungen eines Bestandes auf größerskalige Phänomene sind sowohl für das lokale als auch für das globale Klima von großer Bedeutung. Sie werden in den Klimamodellen oft unterschätzt ([KLCL 95]). Eine exakte Beschreibung der Vegetationsschicht ist aus Gründen der Komplexität nicht durchführbar. Deshalb wird die Pflanzenschicht als Puffer zwischen fester Erde und Atmosphäre je nach Anwendung und Verwendungszweck in unterschiedlicher Komplexität parametrisiert. Im Folgenden wird ein Überblick über einige gängige Parametrisierungsansätze der bestandsspezifischen Größen gegeben. Darunter versteht man die indirekten Bestandsparameter Schubspannung u^* , die Mischungsweglänge l , den Widerstandskoeffizienten c_D , sowie die direkten bestandsspezifischen Parameter Blattflächendichte $A(z)$, Blattflächenindex $L(z)$ und Vegetationsdichte VD . Zunächst wenden wir uns den indirekten Größen zu, bevor im Abschnitt 2.3 Bestimmungsmethoden für die direkten Bestandsparameter vorgestellt werden.

Neben den üblichen meteorologischen Parametrisierungen für turbulente Strömungen gewinnt die Mischungsweglänge l und der Widerstandskoeffizient c_D bei der Durchströmung einer Vegetationsschicht an Bedeutung. Die Bewuchsdichte (Vegetation Density VD), Blattflächendichte und der Blattflächenindex bestimmen die Größe und drei dimensionale Verteilung der Perturbation durch die Pflanzen. Diese Parameter müssen individuell, dem Bestand und der Skala entsprechend, ermittelt werden. Die Verteilung des Widerstandskoeffizienten und der Mischungsweglänge, sowie die Bestimmung der vertikalen Profile der Schubspannung und Stabilitätsklassifizierung sind abhängig von den direkten Bestandsparametern. Die Ähnlichkeitstheorie kann für die Bestimmung der Schubspannung und der Stabilitätsklassifizierung in der Vegetationsschicht nicht angewendet werden, da die Fluss-Gradient-Beziehung im Bestand nicht gilt. Die vertikalen Flüsse sind dort nicht höhenkonstant, wie es in der Prandtlschicht angenommen werden kann. Statt dessen werden das Verhältniss von thermisch zu mechanisch induzierter Turbulenz und der vertikale Impulsfluss für die Bestimmung dieser Größen verwendet ([BLA ET AL. 98], [BRV 00]). Somit sind die Vertikalprofile sowohl der Schubspannungsgeschwindigkeit u^* und der Monin-Obukhov-Länge L^* von der Bestands- und Baumarchitektur abhängig.

2.2.1 Mischungsweglänge

Die Parametrisierung der Mischungsweglänge und des Widerstandskoeffizienten wird von etlichen Autoren unterschiedlich vorgenommen. Als Mischungsweglänge bezeichnet man die Wegstrecke, die ein Luftpartikel zurücklegen kann, ohne seine Eigenschaften zu ändern. Der Widerstandskoeffizient ist ein Maß für den Widerstand, den die Strömung durch die Hindernisse erfährt.

Für l werden verschiedene Ansätze gemacht: Während l außerhalb der Pflanzenschicht proportional mit der Höhe zunimmt, wird dieser Ansatz von den Bestandselementen unterbunden. Durch die Mischungsweglänge wird die räumliche Ausdehnung der turbulenten Struktur der Strömung charakterisiert. Im Forstbestand wird die Wirbelgröße im Wesentlichen durch den Abstand der Rauigkeitselemente festgesetzt und entspricht diesem in etwa ([BLA ET AL. 98]). Das erklärt, dass $l = \kappa z$ nicht haltbar ist. [UCH 61] stellte den Zusammenhang

$$l = \kappa z \left(1 - \frac{d}{h}\right) \quad (5)$$

auf, wobei κ die von Karman Konstante ist, und d die Verdrängungsschichtdicke des Waldbestandes. Eine Differenzierung zwischen Kronen- und Stammraum wird von [INO 63] angegeben. Im unteren Bereich der Vegetationsschicht lässt er l proportional zur Höhe anwachsen und im Kronenraum wird l als höhenkonstant angesehen.

$$\begin{aligned} l &= \kappa z && \text{im Stammraum} \\ l &= \text{const} = \kappa(h - d) && \text{im Kronenraum} \end{aligned} \quad (6)$$

[CIO 65] geht von einer höhenkonstanten Mischungsweglängenverteilung aus, die lediglich von der horizontalen Bewuchsdichte abhängt. [COW 68] verwendet eine Abhängigkeit vom Diffusionskoeffizienten:

$$l = \left[u \frac{K_h^3}{c_D} (L_{rel} u_h^3)^{-\frac{1}{2}} \cdot \tan \left(\left[c_D \frac{u_h}{K_h} \right]^{\frac{1}{2}} z \right) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (7)$$

Dabei ist K_h der Diffusionskoeffizient für sensible Wärme, u_h die mittlere Geschwindigkeit an der Bestandsobergrenze und L_{rel} der relevante Anteil des LAI. Mit der Beschreibung

$$l = \frac{\kappa z}{1 + c_l c_D A(z)} \quad (8)$$

wird von [ZETA 00] ein direkter Bezug zwischen den bestandsspezifischen Parametern $A(z)$ (Blattflächendichte), Widerstandskoeffizient c_D , c_l , einer aus numerischen Experimenten ermittelten Konstante, und der Mischungsweglänge hergestellt. [ZIE 98] verwendet einen Ansatz von [BYK 73], in dem die Mischungsweglänge von der TKE abhängig ist. Alle Ansätze, mit Ausnahme von [CIO 65] und [UCH 61], zeigen ein Minimum der Mischungsweglänge im Kronenraum. Dies ist nur eine Auswahl der reichlich vorhandenen Parametrisierungsmethoden für l .

2.2.2 Widerstandskoeffizient

Auch die Bestimmung des Widerstandskoeffizienten c_D geht aus von unterschiedlichen Ansätzen verschiedener Autoren. Bei den beiden Parametern, l und c_D handelt

es sich um Werte, die auf Grund der Messtechnik nicht eindeutig bestimmbar sind, wie Wind oder Temperatur. Weit verbreitet ist in der Literatur die Annahme, dass c_D im Bestand als konstant angesehen werden kann. [MEPA 86], [CLA 92], [NI 97] und [KAAL 98] setzen für Pflanzenschichten mit niedriger Stammdichte einen höhenunabhängigen Widerstandskoeffizienten an ($c_D = 0.2$). Diese Annahme kann in dichter, hoher Vegetation und kleinskaligen Betrachtungen nicht aufrecht erhalten werden. Dort muss eine Höhen- und Bestandsartabhängigkeit berücksichtigt werden (z. B. [AMI 90] oder [NOV ET AL. 00]). Die c_D -Profile müssen im Allgemeinen für jeden Bestand separat vermessen werden. [SEG ET AL. 76] setzen den Widerstandskoeffizienten in Relation mit einem Parameter für die Bestandsdichte und stellen eine enge Korrelation beider Parameter fest. Je dichter die Vegetationselemente angeordnet sind, desto größer wird der Widerstand, der der Bewegung eines Luftpartikels entgegengesetzt wird, und c_D nimmt zu ([AMI 90] [KLCCL 95], [NOV ET AL. 00]). Eine Geschwindigkeitszunahme bei der Anströmung von Hindernissen bewirkt zusätzlich eine Zunahme des Widerstandes ([BAC 86], [BOS 97]).

Bei einer Geschwindigkeitszunahme wird ein Anwachsen der Rauigkeitslänge z_0 beobachtet, während sich die Verdrängungsschichtdicke des Bestandes verringert ([WAKL 95], [BOS 97]. [CLA 92] stellen zusätzlich noch eine Schichtungsabhängigkeit der Rauigkeitslänge fest, die allerdings nur unerhebliche Auswirkung auf die mittleren Strömungsverhältnisse zur Folge hat.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass, abgesehen von der Geschwindigkeitsabhängigkeit, welche von der meteorologischen Situation bestimmt wird, das Strömungsverhalten massiv von den direkten Bestandsparametern beeinflusst wird. Diese gilt es präzise zu ermitteln.

2.3 Bestimmung der Blattflächendichte

Unterschiedliche Verfahren zur Ermittlung der direkten Bestandsparameter sind entwickelt worden, um so exakt wie möglich und mit dem geringsten Aufwand den Blattflächenindex, die Blattflächendichte und die Architektur der Vegetationsschicht ermitteln zu können. Dabei versteht man unter dem effektiven Blattflächenindex LAI die halbseitige Fläche der Blätter und der verholzten Elemente projiziert auf einen Quadratmeter Boden ([KNS 98]). Die Blattflächendichte gibt die halbe Blattfläche und die Fläche der verholzten Elemente pro Kubikmeter Bestand an, die die Strömung effektiv beeinflussen. Je nach Anwendungsgebiet werden Modifikationen der Indizes verwendet. Eine Übersicht dieser Bestandsindizes sind bei [KNY ET AL. 98A], [KNS 98], [BAR 00] und [WEI ET AL. 01] zu finden.

Bei der Fragestellung nach der Bestimmung der Bestandsparameter sind wieder-

um die unterschiedlichen Zielsetzungen in Bezug auf die zu untersuchende Skala zu berücksichtigen. Im Wesentlichen wird die Bestandsarchitektur für Fragestellungen im Bereich der Mikroskala durch in-situ-Messungen, für größerskalige Problematiken mit Hilfe von Satellitenmessungen oder Bestandsfunktionsmodellen bestimmt.

2.3.1 In-situ-Messungen

Bei der Vermessung der Blattflächenverteilung und des Blattflächenindex' vor Ort stehen mehrere Techniken zur Verfügung. Am weitesten verbreitet sind

- Fotografische Bestimmung des kumulativen Blattflächenindex': Hierbei wird mit einem extremen Weitwinkelobjektiv (z. B. 8 mm-Fisheye-Objektiv) der Kronenraum von einer Höhe z ($z < h$) aus fotografiert. Die Bilder sollten gegen einen gleichmäßig gefärbten Himmel gemacht werden. Mit einer Farb- oder Graustufenanalyse werden die Bildanteile von Himmel- und Bestandselementen unter Berücksichtigung der Raumwinkel ([RRK 00], [LAW 2001]) ermittelt.
- Fotografische Bestimmung der Blattflächendichte in der Höhe z (mit: $z < h$): Hier wird in der Höhe z horizontal in den Wald hineinfotografiert. In einem definierten Abstand x vom aktuellen Standort aus wird eine einheitlich weiß gefärbte Fläche in gleicher Höhe mit dem Fotoapparat in den Bestand eingelassen. Die Auswertung erfolgt wiederum über das Verhältniss zwischen Bestandselementen zu Hintergrund ([MEI 00]). Aus diesem Verhältnis lässt sich die Blattflächendichte in der Höhe der Fotografie ableiten.
- „Litterfall-Methode“ zur Bestimmung des Blattflächenindex': Es werden alle vom Baum herabfallenden Elemente aufgesammelt und auf Grund dieser Materialmenge auf den LAI geschlossen. Diese Methode erfordert allerdings Vorkenntnisse über die Menge des herabfallenden Materials bei verschiedenen Bestandsarten. Mischwälder sind mit dieser Methode nur schwer zu behandeln ([BAR 00], [LAW 2001]).
- Strahlungsverhältnis nach den Gleichungen 1 oder 4. Hierfür ist es notwendig, die Strahlungsbilanz innerhalb und oberhalb des Bestandes zu ermitteln. Der Vorteil dieser Methode ist, dass kontinuierliche Langzeitmessungen damit durchgeführt werden können. Die LAI-Bestimmung mit dieser Methode ist vom lokalen Standort abhängig, was unter Umständen zur Verfälschung der Absolutwerte führen kann (vgl. 4.4).
- Plant Canopy Analyzer — LAI2000: Hier werden wie bei der Strahlungsmethode auch Strahlungsverhältnisse gebildet. Fünf Detektorringe verarbeiten

dabei die Informationen aus fünf Zenithwinkelbereichen. Die separaten Detektorinformationen werden mit dem Zenithwinkel gewichtet, was zu einer genaueren Auswertung und detaillierteren Informationen über den Bestand führt ([WEL 90], [WN 91]). Unter Verwendung einer Korrekturfunktion für die Blattverteilung werden mit dieser Methode nicht nur für dichte, sondern auch für Bestände mit geringer Stammdichte die besten Ergebnisse erzielt [CHE 96], [LAW 2001]). Je weniger dicht der Bestand allerdings ist, desto mehr Sorgfalt ist bei dieser Vermessungsmethode geboten, da die Lücken zwischen den Bäumen die Messung schnell verfälschen können ([NAC 00]). Eine genauere Gerätebeschreibung folgt in Kapitel 4.4.

2.3.2 Fernerkundung

Die Bestimmung des LAI mit Hilfe der Fernerkundung erlaubt eine flächige Vermessung beliebig großer Waldgebiete, wobei allerdings die Auflösung nach unten hin begrenzt ist. Für Anwendungen mit Auflösungen größer $1^\circ \times 1^\circ$ kann der effektive Blattflächenindex an Hand von Satellitenbeobachtungen bestimmt werden. Dabei wird die Reflektivität des Waldbestandes gemessen ([SFM 97], [BRO ET AL. 00]). Störfaktoren, die durch die Abhängigkeit des Sonnenstandes und der Blickrichtung des Satelliten auf die Vegetationsschicht entstehen, werden herausgerechnet ([DYQI 97]). Schwieriger gestaltet sich die Korrektur der Verfälschungen, die durch die Reflexion des Unterholzes hervorgerufen werden. Dieses scheint durch kleine Lücken im Bestand hindurch. Die Korrektur dieser Fehlerquelle erfordert eine genaue Kenntnis der zu vermessenden Fläche ([BRO ET AL. 00]) und des Unterholzbewuchses.

2.3.3 Modellierung

Neben der Fernerkundung liefern numerische Modelle ein sinnvolles Hilfsmittel für die flächendeckende Bestimmung der Bestandsparameter. Dabei wird die Kopplung zwischen Erde, Vegetationsschicht und Atmosphäre berücksichtigt. Die Modellierung erlaubt bei Kenntniss des Untersuchungsgebietes eine beliebig hohe Auflösung des Bestandes, wobei die räumlichen Strukturen der mikroskaligen, unteren Randbedingung berücksichtigt werden kann.

Mit Licht-Transmissionsmodellen wird, basierend auf der Kenntniss der Bestandsparameter und des Beer-Lambert-Gesetzes, die Lichtdurchlässigkeit einer Vegetationsschicht bestimmt. Durch das Invertieren eines solchen Modelles (z. B. [SL 00]: MIXLIGHT) kann für jede beliebige Höhe im Wald, unter der Kenntnis der Lichtverhältnisse, der kumulative Blattflächenindex berechnet werden. Hierfür müssen Informationen der Strahlung im Wellenlängenbereich von 400 nm bis 700 nm vor-

liegen. Aus den finiten Differenzen der Modellläufe unterschiedlicher Höhen resultieren die vertikalen Blattflächendichteverteilungen. Zu ähnlichen Untersuchungen kann auch das Modell FLIM (**F**orest **L**ight **I**nteraction **M**odel, [HIM 00]) verwendet werden. Hier wird zusätzlich eine konstante Baumarchitektur (elliptische Kronen) und Abschattungsgröße angenommen, was die Anwendung auf nur eine Bestandsart (in diesem Fall: Kiefer) beschränkt.

Der Vollständigkeit wegen werden an dieser Stelle gekoppelten Modelle erwähnt, auch wenn kein direkter Bezug zur vorliegenden Arbeit besteht. Bodenleitfähigkeit, Strahlung, Temperatur, spezifische Feuchte, Bodenfeuchte und Blattflächendichteverteilung bilden die Kopplung der Boden-Vegetations-Atmosphären-Modelle ([OGI 95], [ACHA 98]). Die Bodenarten haben bei dieser Modellierungsvariante einen sehr großen Einfluss auf die Ergebnisse. Auf Grund dessen werden in PROGSURF drei Schichten im Boden und eine Vegetationsschicht gekoppelt ([ACHA 98]). Die Übertragbarkeit auf andere Böden ist nicht möglich.

Eine etwas vereinfachte Form der Kopplung wird bei [WEI ET AL. 01] im „Canopy-Function-Modell“ verwendet. Dort werden nur Vegetation und Atmosphäre gekoppelt und mit Hilfe eines inversen Strahlungsmodells die Bestandparameter ermittelt. Diese vereinfachte Modellvorstellung des Pflanzenbestandes (die Abkopplung vom Boden) führt zur Überschätzung des Blattflächenindex um einen Faktor von 1.5 verglichen mit LAI2000 Messungen. Die Genauigkeit der simulierten Bestandparameter ist geringer als bei der direkten Vermessung.

Durch die flächendeckende Bestimmung der Bestandparameter durch Modellrechnungen bis in die Mikroskala, auch in unwegsamem Gelände, wird der logistische und finanzielle Aufwand der Parametrisierung eines Bestandes erheblich reduziert. Weiterhin liefern die gekoppelten Modelle die Zusammenhänge zwischen Erde, Vegetation, Atmosphäre. Anhand von Variationen in den Randbedingungen können mit Hilfsmitteln dieser Art die Auswirkungen für die einzelnen Bestandteile des Ökosystems unseres Planeten untersucht werden. Der Anwendungsumfang reicht von der Bestimmung der Auswirkungen der Bestandparametrisierungen auf die Simulationsergebnisse in Klimamodellen bis hin zu kleinräumigen Effekten (z. B. Auswirkungen des Wechsels der Landnutzung auf den regionalen Wasserhaushalt, [CIE ET AL. 97]). In invertierter Form können auch die Veränderungen der Bestandarchitektur in Folge klimatologischer Veränderungen oder toxischer Einträge in die Vegetationsschicht ermittelt werden ([MUMA 99]).

2.3.4 LAI- und LAD-Verteilungen

Die genaue Bestimmung der Blattflächendichte und des Blattflächenindex' ist ein wichtiger Bestandteil in der Erforschung von Waldbeständen, aber auch des globalen

Bestandsart	LAI
Tropischer Regenwald	6–16
Immergrüner Wald (gemäßigte Breiten)	5–14
Trockenes Gebüsch	7–15
Savanne	1–5
Agrarpflanzen	1–12
Borealer Wald	7–15

Tabelle 2: Überblick über die mittleren Blattflächenindizes unterschiedlicher Bestandsarten

	Ahorn	Douglasie
Vegetationsphase	2.41	5.18
Vegetationsfreie Phase	1.0	2.14
Stämme/ha	100	1000

Tabelle 3: Differenz mittlerer Blattflächenindizes zwischen Sommer und Winter

Klimas ([GRO 91]). Eine große Anzahl von Studien beschreibt Blattflächendichteverteilungen sowie die Variabilität und die Absolutbeträge des LAI für verschiedene Bestandsarten und charakteristische Längenskalen. Auf der globalen Skala werden Blattflächenindizes zwischen 0 und 16 weltweit verwendet. [GRO 93] gibt eine Zusammenstellung von charakteristischen Blattflächenindizes für unterschiedliche Bestandsarten in verschiedenen Klimazonen. Eine Auszug dieser Ausführung ist in Tabelle 2 zu finden. Hierbei handelt es sich um mittlere Richtwerte. Die individuellen Werte für einen speziellen Bestand müssen in selbigem bestimmt werden.

[BEGU 89] stellen fest, dass die Belaubungsdichte am Waldrand größer ist, als im Bestandsinneren. Dieses Phänomen kommt zustande, weil die Bäume im Inneren des Waldes sich gegenseitig die tiefergelegenen Äste abschatten und demzufolge das Wachstum durch den Mangel an Photosynthesewirksamer Strahlung unterbunden ist. Das erklärt auch die Abnahme des kumulativen LAI mit zunehmendem Bestandsalter und anwachsender Höhe ([CLO ET AL. 00]).

Bei der Betrachtung der jahreszeitlichen Variation des LAI werden immergrüne und Wechsellaubbestände unterschieden. Zu den immergrünen Bäumen zählen Nadelgehölze (mit Ausnahme der blattwechselnden Nadelhölzer wie zum Beispiel die

Lärche und der Ginkgo) und alle Laubbestände, die keinen einheitlichen Blattwechsel durchführen (z. B. tropische Bestände). Bei ersteren ist eine geringe Zunahme des LAI während der Wachstumsphase zu beobachten. Das resultiert aus dem Wachstum kleiner Äste und jungen Laubes ([RRK 00]) in einer Höhe von 0.7 h–0.8 h. In dieser Zeit variiert der effektive LAI um 5 % – 10 %, während sich das Verhältnis von Blättern zu Ästen um 15 % bis 25 % verschiebt. Das entspricht der saisonalen Änderung des LAI ([CHE 96]).

Bei Laubbäumen ist eine höhere Variabilität des effektiven LAI zwischen Sommer und Winter zu verzeichnen. Das Verhältnis ist artenspezifisch (vgl. Tab. 3 nach [BAR 00]). Für dichte Bestände findet sich in der Literatur oft das Verhältnis $LAI_{winter} = 0.4 \cdot LAI_{sommer}$. Dieses Verhältniss wurde für Espen, Buchen, Eichen und Ahorn zum Beispiel von [AMI 90], [SFM 97], [BAR 00] gefunden. Die zeitliche Verschiebung der Blattentfaltung und des Blattfalls liegt in einem Zeitfenster von vier Tagen. Die absolute Dauer beträgt in beiden Fällen etwa zwei Wochen ([BAL ET AL. 00]).

Die hauptsächliche Änderung des Blattflächenindexes von Sommer zu Winter findet für Bestände mit geringem Unterholz im Kronenraum der borealen Laubbestände statt, also in der Höhe von etwa 0.5 h–1.0 h, statt. Abbildung 3 zeigt schematisch den Unterschied zwischen der Blattflächendichte mit und ohne Belaubung. Der integrale Wert der Blattflächendichte über die Höhe ergibt den Blattflächenindex.

Gemessene Profile der Blattflächendichte werden zum Beispiel bei [OGI 95],

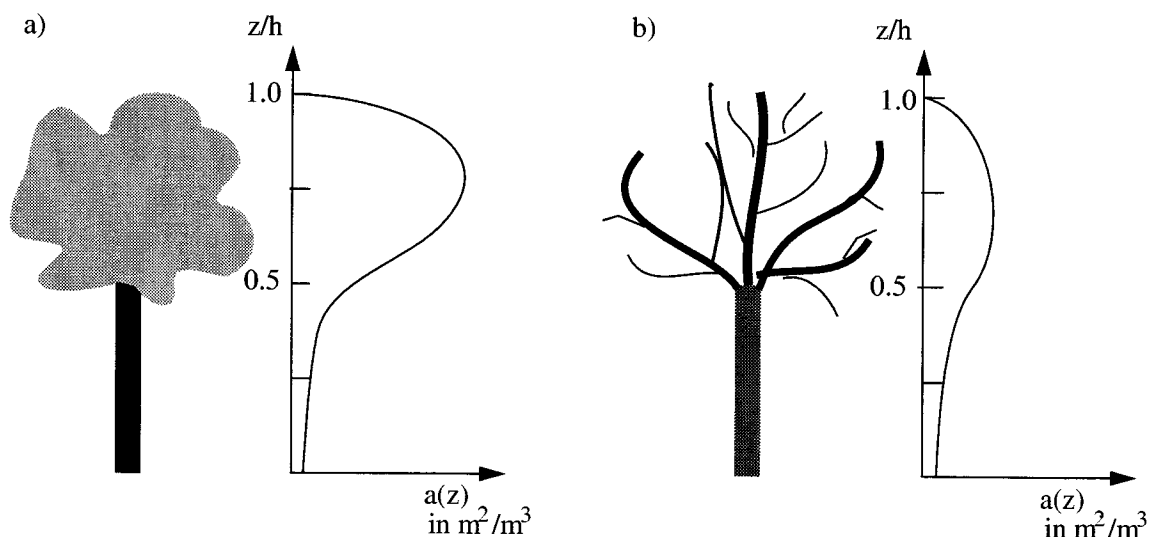


Abbildung 3: Profile der Blattflächendichte a) während der Belaubungsphase, b) während der vegetationsfreien Phase

[ZETA 00] und [LAI ET AL. 00] gezeigt. Das Beispiel einer Obstplantage, also einem sehr lichten Bestand verdeutlicht, dass es dort wenig Sinn macht, einen flächenbezogenen LAI zu bestimmen. In diesem Fall wird der Blattflächenindex auf den einzelnen Baum bezogen [BRA ET AL., 01].

2.4 Modellierung von Strömungen im Bestand

Die Information, die durch in-situ-Messungen der Strömung im Wald erzielt werden, sind räumlich und zeitlich begrenzt. Für die Darstellung von räumlich ausgehnteren Strömungsmustern, in beliebig hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung, werden in Pflanzenbeständen, wie auch über freiem Gelände, numerische Strömungsmodelle verwendet. Der Fragestellung entsprechend sind diese von unterschiedlicher Komplexität.

2.4.1 Prognostische Modelle

Für Anwendungen in der Mesoskala bis hin zur globalen Skala werden die Effekte des Bestandes als subskalige Phänomene betrachtet, die separat mit einer höheren räumlichen und zeitlichen Auflösung berechnet werden und als Parameter an die Modelle übergeordneter Skala übergeben werden (z. B. in FITNAH: [GRO 89],[GRO 91], [GRO 92], [GRO 96], [SCH 91] oder LM: [DOM 00]). Auf diese Weise kann aber keine hochaufgelöste Information über die Strömung innerhalb des Bestandes erstellt werden.

Zu diesem Zweck muss eine detailliertere Betrachtung der hohen Pflanzenbestände erfolgen. FLAME ([INC ET AL. 96], [ISD 99]) bildet ein Beispiel eines Modelles zur Simulation von Bestandsdurchströmungen. Hierbei handelt es sich um ein Mehrschichtenmodell, dass den Wald mit etlichen Schichten auflöst. Die Wechselwirkung mit der darüberliegenden Grenzschicht wird berücksichtigt. Im Wesentlichen wird auf diese Weise der vertikale Austausch zwischen den einzelnen Schichten und der über dem Bestand befindlichen Atmosphäre bestimmt.

Zur Modellierung der Strömungsentwicklung werden prognostische Strömungsmodelle verwendet. Diese beinhalten für die Turbulenzparametrisierung Schließungen erster (z. B. [ZETA 00]) oder höherer Ordnung ([YAM 82], [MEPA 86], [LAI ET AL. 00]). Je höher die Ordnung der Schließung, desto größere Abweichungen entstehen im Vergleich zu gemessenen Turbulenzgrößen. Die Bestimmung der höheren Momente, die für die Schließung höherer Ordnung benötigt werden, ist die maßgebliche Fehlerquelle. Die relativen Fehler, die bei deren Bestimmung auftreten, sind groß. Darüberhinaus gehen sie multiplikativ in die Berechnung ein. Somit po-

tenzieren sie sich und führen zu vergleichsweise ungenauen Ergebnissen ([KAAL 98], [ZETA 00]). Diese Art der Modellierung ist sehr rechenzeitaufwendig und erfordert modernste Ressourcen.

2.4.2 Large-Eddy-Simulations

Nicht weniger aufwendig gestaltet sich die Modellierung der Strömung innerhalb des Bestandes mit Hilfe von Large Eddy Simulations (LES). Die genauen Modellgleichungen sind bei [SHSC 92] oder [SHLE 97] zu finden. Die Strömung in Waldbeständen kann mit Hilfe einer LES bis zu einer Gittermaschenweite von ein bis zwei Meter aufgelöst werden. Dieses Verfahren ist extrem rechenzeitintensiv, liefert aber in Vergleich mit Messungen sehr gute Ergebnisse ([SHSC 92], [KAHI 94], [SU ET AL. 98], [SSP 00]). Anhand von LES finden [KAHI 94], dass die advehierte Turbulenzstruktur in homogenen Waldbeständen sich in Walzen und Rippen (auch „Honami“ genannt) fortpflanzt.

[SU ET AL. 98] haben LES mit einem Exponentialansatz nach [CIO 65] zur Beschreibung der Vertikaleverteilung des Horizontalwindes in diagnostischen Strömungsmodellen verglichen. Sie zeigen in ihrer Arbeit, dass beide Ansätze vergleichbar gute Ergebnisse für die mittlere Strömung liefern. Nach [CIO 65] lautet der semiempirische Zusammenhang

$$u(z) = u(h) \exp\left(\nu \left[\frac{z}{h} - 1\right]\right) \quad (9)$$

für zylindersymmetrische Hindernisse im Windkanal. Es sind $u(z)$ Geschwindigkeit in der Höhe z , $u(h)$ Geschwindigkeit in der Höhe h und ν Canopy-Flow-Index (CFI), der sich aus

$$\nu = h \left(\frac{1}{2} A(z) \frac{c_D}{2l^2} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (10)$$

zusammensetzt. Bei [CIO 65] wird der CFI und damit alle Bestandsparameter höhenkonstant gehalten. Der von [SU ET AL. 98] untersuchte Bestand hat einen hohen Anteil an Unterholz auf der gesamten Stammhöhe. Das erklärt das fehlende Sekundärmaximum im Stammraum und die gute Übereinstimmung der LES und Messungen mit einem exponentellen Abfall der Geschwindigkeit zum Boden hin, da die Bestandsarchitektur als annähernd zylindersymmetrisch angesehen werden kann und damit den Hindernissen von [CIO 65] ähnlich ist.

3 Mass Consistent Flow Model

Für die Strömungssimulationen des vorbeugenden Katastrophenschutzes muss eine Möglichkeit gefunden werden, die einen optimalen Kompromiss zwischen Rechenzeit, Simulationsgenauigkeit und Auflösung bietet. Am Beispiel von [PAH 00], in dem für ein Teilgebiet des Forschungszentrums Jülich Strömungssimulationen mit einem nichthydrostatischen, prognostischen Strömungsmodell durchgeführt worden sind, wird deutlich, dass selbst mit starken Vereinfachungen der äußeren Randbedingungen die Modellierung bei hoher Auflösung ($5 \text{ m} \times 5 \text{ m}$) überaus zeitaufwendig ist. Für das komplette Modellgebiet ist eine prognostische Simulation im operationellen Betrieb nicht praktikabel. Das gleiche Problem stellt sich bei Strömungssimulationen mit Hilfe von LES. Ein sinnvoller Kompromiss scheint die Lösung der Fragestellung unter der Verwendung eines diagnostischen Strömungsmodells zu sein.

Als Grundstock für das Strömungsmodul wird Mass Consistent Flow Models MCF verwendet. Anhand der Eingangsinformationen, die den momentanen Zustand der Atmosphäre beschreiben, wird mit Hilfe geeigneter Interpolationsverfahren ein Initialwindfeld erstellt (vgl. Kap. 3.2). Dieses wird daraufhin iterativ mit Hilfe einer Variationsrechnung (vgl. [SAS 58] oder [MIT 70]) mit Nebenbedingung, divergenzfrei gemacht (vgl. Kap. 3.5). Als Rechengitter findet ein Arakawa-C-Gitter Verwendung (genaue Beschreibung z. B. in [KER ET AL. 97], [MEAR 76]).

MCF wurde von [TRA 78] am National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA) für Anwendungen im Bereich der Mesoskala entwickelt. [STE 91] führte eine Anpassung des Modells an den Skalenbereich zwischen Meso- γ bis Mikro- α ([OKE 87]) an. [MAN 00] passte das Modell an Auflösungen der Mikroskala an.

In der vorliegenden Arbeit wird auf einem $10 \text{ m} \times 10 \text{ m}$ -Gitter, auf einem Modellgebiet von $2500 \text{ m} \times 2500 \text{ m}$ auf 25 Schichten gerechnet. Die Eingangsdaten, die das Modell zur Erstellung des Initialwindfeldes benötigt (im Folgenden auch mit „Antrieb“ bezeichnet), werden aus den zehn-Minuten-Mittelwerten der aktuellen, operationell gemessenen meteorologischen Parameter des 120 m hohen Messturmes des FZJ berechnet. Hierfür ist ein Präprozessor entwickelt worden, der in Kapitel 8.1 explizit beschrieben wird. Er berechnet aus den vorhandenen Informationen über Windrichtung, Geschwindigkeit und Temperatur unterschiedlicher Messhöhen die für den Betrieb des MCF notwendigen Größen. Dabei handelt es sich um:

- Mächtigkeit der Modellatmosphäre
- Windrichtung und Geschwindigkeit an der Modellobergrenze
- Höhe der Prandtlschicht

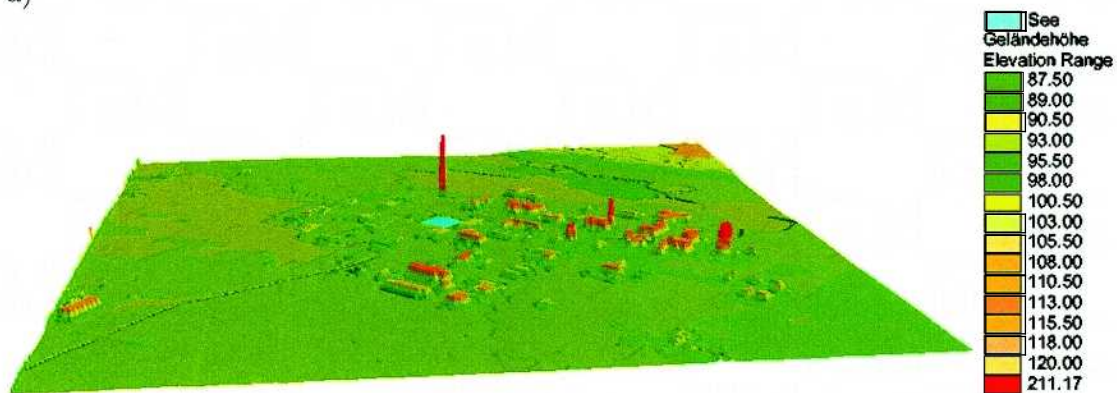
- Charakteristische Überströmungshöhe
- Charakteristische Anströmgeschwindigkeit
- vertikaler Temperaturgradient
- mittlere Temperatur der bodennahen Schichten
- Gemessene Windprofile an a Standorten (im vorliegenden Fall: ein Standort)

So steht alle zehn Minuten ein neues, aktuelles, dreidimensionales Strömungsfeld zur Verfügung, auf dessen Basis im Schadensfall die Schadstoffausbreitung ermittelt werden kann.

Die Abbildungen 4 a) und 4 b) zeigen Orographie und die Rauigkeitsverteilung des Modellgebietes, die als untere Randbedingungen für die Strömungssimulation verwendet werden. Beide Grafiken sind eingenordet dargestellt. Das Modellgebiet befindet sich im Westen Deutschlands. Es liegt in der westlichen Kölner Bucht. Diese Gegend trägt den Namen „Jülicher Börde“ und zeichnet sich durch nur geringe orographische Strukturen im Gelände aus. Der Boden besteht weitgehend aus schwarzem Löss. Auf Grund der guten Bodenqualität wird im Umland des Forschungszentrums hauptsächlich Ackerbau betrieben. Die unbewirtschafteten Flächen sind mit Mischwaldbeständen bewachsen. Nordöstlich des Untersuchungsgebietes schließt sich der bislang größte Braunkohletagebau Deutschlands, der Tagebau Hambach, an. Die südwestliche Ecke des Untersuchungsgebietes ist durch die Gaus-Krüger-Koordinaten 2527.565 (Rechtswert) und 5640.005 (Hochwert) gegeben.

Für die Strömungssimulationen mit MCF werden geländefolgende η -Koordinaten verwendet. Die Rechenschichten sind nicht äquidistant, sondern nach einer geometrischen Reihe unterteilt. Das führt zu einer hohen Rechenschichtdicke am Boden, die mit zunehmender Höhe abnimmt. Die Mächtigkeit der Modellatmosphäre erstreckt sich über die gesamte planetare Grenzschicht und schließt mit dem Oberrand der Ekman'schen Schicht ab. Am Ober- und Unterrand der Modellatmosphäre wird eine von-Neumann-Randbedingung für das Geschwindigkeitspotential, die das Durchströmen dieser Flächen unterbindet, angenommen. An den Seitenrändern findet die Dirichlet'sche Randbedingung für das Geschwindigkeitspotential Verwendung ([KER ET AL. 97]).

a)



b)

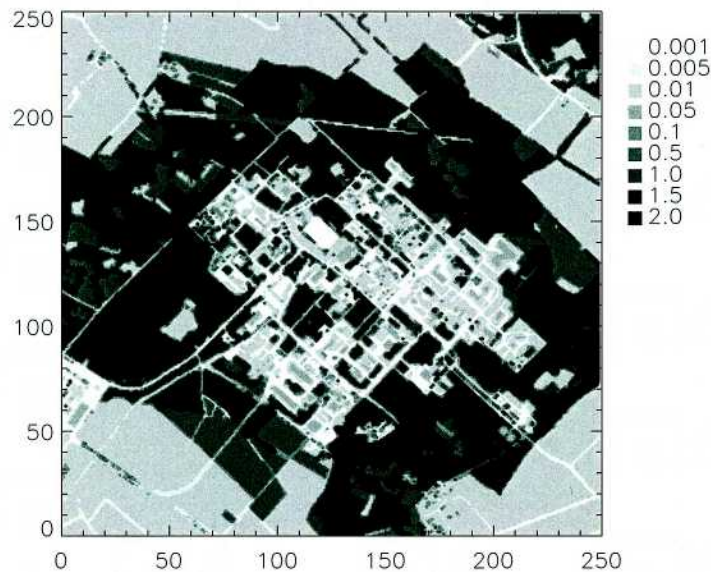


Abbildung 4: Gitterpunktsgarstellung der a) Geländehöhe in m und b) Verteilung der Rauigkeitslängen in m des Modellgebietes.

3.1 Untere Randbedingung

Die untere Randbedingung bildet die Untergrundstruktur. Sie wird durch die geographische Höhenverteilung und die Landnutzung des Geländes vorgegeben. Das Modellgebiet weist keine großen orographischen Strukturen auf. Lediglich am nordöstli-

chen Rand steigt das Gelände um etwa 20 m leicht an.

Die Landnutzung ist in unterschiedliche Klassen eingeteilt, denen jeweils eine Rauigkeitslänge zugeordnet ist. Jede Gitterbox kann mehrere Landnutzungsklassen beinhalten. Also werden die Rauigkeitslängen einer Box mit den zugeordneten Flächenanteilen der vorhandenen Landnutzungsklassen gewichtet. Anschließend wird über die gesamte Gitterbox gemittelt und so, unter Verwendung der Gleichung 11, eine mittlere Rauigkeitslänge für die betrachtete Zelle bestimmt:

$$z_0 = \sum_{rmlnk} a(lnk) z_{rau}(lnk) \quad (11)$$

Hier sind z_0 die mittlere Rauigkeitslänge einer Box, $a(lnk)$ der Flächenanteil einer Landnutzungsklasse und $z_{rau}(lnk)$ die zugehörige Rauigkeitlänge. Anhand einer Landnutzungskodierung jeder Gitterbox kann festgestellt werden, ob und zu welchem Anteil die Box im Waldbestand liegt. Das ist für die Berechnung der Initialwindfelder von Bedeutung.

Die Gebäude werden als Orographie betrachtet und mit niedriger Rauigkeit (wie Straßen) belegt. Die Parametrisierung der Bebauung durch hohe Rauigkeiten, ohne Änderung der orographischen Struktur im Vergleich zum unbebauten Gelände, führte bei Testsimulationen zu unrealistischen Ergebnissen und beeinträchtigt das Konvergenzverhalten des Löser.

3.2 Initialisierung

Bei einem diagnostischen Strömungsmodell wird der physikalische Zustand der Atmosphäre über die Initialisierung an das Modell übergeben. Die Qualität der Ergebnisse wird über die Initialisierungsmethode und die Datengrundlage maßgeblich beeinflusst (vgl. auch [TEU D. 98]). MCF beinhaltet für verschiedene Anwendungen unterschiedliche Initialisierungsmethoden. Die Beschreibung im Rahmen dieser Arbeit beschränkt sich auf die hier verwendete Methode. Eine vollständige Beschreibung ist bei [KER ET AL. 97] oder [TM 99] zu finden.

Bei der vorliegenden Fragestellung besteht der Datensatz für den Modellantrieb aus den Zehn-Minuten-Mittelwerten der operationellen meteorologischen Messungen des FZJ. Diese werden auf bis zu acht verschiedenen Höhen am lokalen Messturm aufgenommen. Bei den Daten handelt es sich um Windrichtung (dd), Windgeschwindigkeit (ff) und Temperatur (TT). Ein eigens dafür entwickelter Präprozessor bereitet diese Daten so auf, dass sie vom Modell für Strömungssimulationen nutzbar sind (vgl. Kapitel 8.1 oder auch [TEU D. 99]). Neben Informationen über die Grenzschichtparameter wie der Monin-Obukhov-Länge, thermische Schichtungsstabilität, Grenzschichthöhe, Prandtlschichthöhe, mittlere Anströmgeschwindigkeit etc. wird

ein Geschwindigkeits- und ein Richtungsprofil des Windes am Messstandort berechnet. Aus diesem Profil wird horizontal mit Hilfe der $\frac{1}{r^2}$ -Interpolation

$$(u, v)_{i,j,k} = \frac{\sum_a \frac{(u,v)_{z,k}^a}{r^2}}{\sum_a \frac{1}{r_a^2}} \quad (12)$$

für jede Schicht oberhalb der Prandtlschicht, für die Profilmessungen vorhanden sind, die Strömungswerte auf die Gitterpunkte inter- bzw. extrapoliert. Hier sind (u, v) Windkomponenten in x bzw. y Richtung, a Stationslaufparameter, zk Höhe der k -ten Rechenschicht und r Abstand des aktuellen Gitterpunktes zur a -ten Station. Die maximale Anzahl der Profilmessungen ist gleich der Anzahl der horizontalen Gitterpunkte. In der Prandtlschicht wird ein schichtungsabhängiges linear-logarithmisches Windprofil zum Boden hin interpoliert. Dabei wird angenommen, dass die Strömungsgeschwindigkeit am Boden verschwindet. Für stabile bis neutrale Schichtung findet ein Ansatz nach [RAN 84]

$$|v(\vec{z})| = \frac{u^*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_0} + \Phi(z, L^*) - \Phi(z_0, L^*) \right] \quad (13)$$

Verwendung. Hierbei sind $|v(\vec{z})|$ vektoriell gemittelte Windgeschwindigkeit in der Höhe z , u^* Schubspannungsgeschwindigkeit, L^* Monin-Obukhov-Länge und Φ die Stabilitätsfunktion, die sich wie folgt zusammensetzt:

$$\Phi(z, L^*) = \begin{cases} 1 + 5\left(\frac{z}{L^*}\right) & \text{für } \frac{z}{L^*} < 0.5 \\ 8 - 4.25\left(\frac{z}{L^*}\right)^{-1} + \left(\frac{z}{L^*}\right)^{-2} & \text{für } 0.5 < \frac{z}{L^*} < 10 \\ 0.76\left(\frac{z}{L^*}\right) & \text{für } \frac{z}{L^*} \geq 10 \end{cases} \quad (14)$$

Für labile Schichtung berechnet sich das Profil in der Prandtlschicht nach [BYU 90]

$$|v(\vec{z})| = \frac{u^*}{\kappa} \left[2(\arctan x_{z,L^*} - \arctan x_{z_0,L^*}) + \ln \frac{(x_{z_0,L^*} - 1)(x_{z_0,L^*} + 1)}{(x_{z,L^*} - 1)(x_{z,L^*} + 1)} \right] \quad (15)$$

mit: $x := (1 - 15 \frac{z}{L^*})^{\frac{1}{4}}$

u^* und L^* werden in dieser Schicht als konstant angenommen. Oberhalb des obersten Messwertes werden die Windprofile mit Hilfe der Ekmanspirale bis zum Modell-oberrand extrapoliert. Für Windkomponenten $u_{i,j,k}$ und $v_{i,j,k}$ in x - und y -Richtung, an jedem Gitterpunkt, ergeben sich folgende Gleichungen für die Ekmanspirale:

$$\begin{aligned} u_{i,j,k} &= u_g \left[1 - e^{-\frac{z_{i,j,k}}{D}} \cos\left(\frac{z_{i,j,k}}{D}\right) \right] - v_g e^{-\frac{z_{i,j,k}}{D}} \sin\left(\frac{z_{i,j,k}}{D}\right) \\ v_{i,j,k} &= v_g \left[1 - e^{-\frac{z_{i,j,k}}{D}} \cos\left(\frac{z_{i,j,k}}{D}\right) \right] + u_g e^{-\frac{z_{i,j,k}}{D}} \sin\left(\frac{z_{i,j,k}}{D}\right) \end{aligned} \quad (16)$$

Landnutzung	Rauigkeitslänge
Acker	0.010 m
Straße	0.001 m
sonstiges	0.05 m
Gras	0.020 m
Wasser	0.001 m
Bahngleise	0.005 m
Gebüsch (< 10 m)	1.000 m
Wald	2.000 m
Gebäude	0.001 m

Tabelle 4: Zuordnung der Landnutzungsklassen zu den entsprechenden Rauigkeitslängen

Dabei sind i, j, k Laufparameter für den aktuellen Gitterpunkt in x, y, z Richtung, $z_{i,j,k}$ Höhe des Gitterpunktes und D Ekmanlänge.

Für die Fragestellung und das Anwendungsgebiet im FZJ ist es notwendig, diese Initialisierungsmethode um die Durchströmung von hohen Pflanzenbeständen zu erweitern.

3.3 Einfacher Exponentialansatz im Wald

Wie in Abbildung 4 zu sehen ist, sind weite Teile des Untersuchungsgebietes mit hohen Pflanzenbeständen bedeckt (Rauigkeitslängen von 2 m). Dies macht es erforderlich, die Durchströmung von porösen Hindernissen in der Modellinitialisierung zu berücksichtigen. Bei der Initialisierung mit einem linear-logarithmischen Windprofil liegt der Fußpunkt des Störungsfeldes oberhalb der Verdrängungsschichtdicke und der darauf aufaddierten Rauigkeitslänge. In MCF wird davon ausgegangen, dass die Verdrängungsschichtdicke d siebenmal so dick ist wie die Rauigkeitslänge. Selbige wird als ein Zehntel der mittleren Hindernishöhe angenommen. In Tabelle 4 werden die in MCF verwendeten Rauigkeitslängen den verschiedenen Landnutzungsklassen zugeordnet.

Bei einer mittleren Baumhöhe von 20 m ist: $z_0 = 2.0$ m, $d = 14$ m. Damit befindet sich der Fußpunkt der Windprofile in 16 m über Grund. Das Windfeld unterhalb von 16 m ist aber von großem Interesse. Als erster, stark vereinfachter Ansatz für die Durchströmung des Bestandes wurde unterhalb der Verdrängungsschichtdicke im Bestand der Exponentialansatz nach [SU ET AL. 98] (vgl Gl. 9) verwendet. Abbildung 5 zeigt den Verlauf der Rechenschichten. Es wird deutlich, dass für große Rauigkeiten der Fußpunkt der Profile deutlich über dem Erdboden liegt, was eine

nicht unbedeutend dicke Schicht von der Strömungssimulation ausschließt.

Die Parametrisierung der Geschwindigkeitsprofile mit Hilfe des Exponentialprofiles

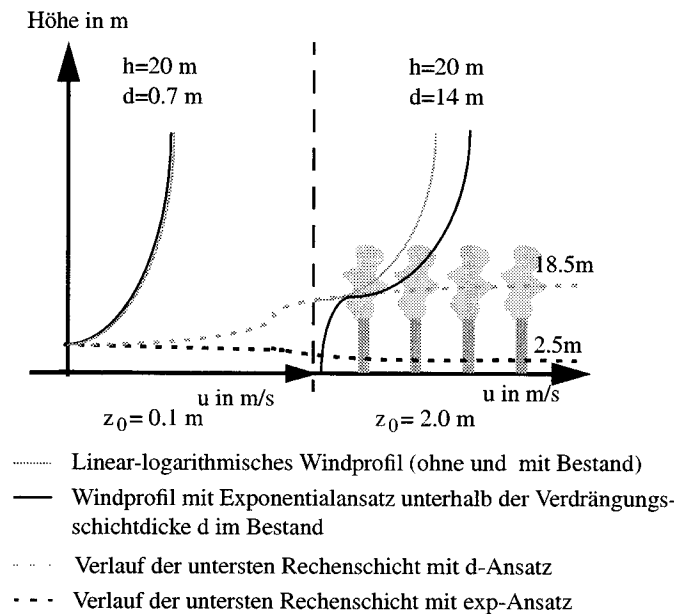


Abbildung 5: Windprofile im Bestand mit Exponentialansatz unterhalb des linear-logarithmischen Windprofils (d-Ansatz) der Prandtl-Schicht (schwarz), reiner d-Ansatz (grau); außerhalb des Bestandes: Beide Modellversionen verwenden d-Ansatz

wird lediglich in Gitterboxen durchgeführt, die zu 100 % im Bestand liegen.

Ein Problem bilden die Gitterboxen am Waldrand, in denen lediglich ein Teil der Box mit Wald bedeckt ist. Dies geht anteilmäßig in die Berechnung der Rauigkeitslänge mit ein. Das bedeutet, die Rauigkeit am Waldrand ist noch verhältnismäßig groß und führt zu einem „Wall“ in der Struktur der Rechenschichten, in Bezug auf die feste Erde. Diese Tatsache führt wiederum zu erhöhten Fußpunkten für die Windprofilberechnung. Das Resultat sind niedrigere Windgeschwindigkeiten an den Waldrändern, im Vergleich zu benachbarten Gitterpunkten im Bestand und auf freiem Gelände. Die Lösung dieses Problems erfolgt mit einer Berechnungsmethode, die ein linear-logarithmisches Profil erstellt, die Rechenschicht aber in die Höhe $z = z_0 + 0.5zr(1)$ liegt. Hierbei ist $zr(1)$ die vertikale Mächtigkeit der bodennächsten Gitterbox. Diese Technik wird angewendet, sobald nicht die gesamte Box mit Wald bedeckt ist [MAN 00].

3.4 Erweiterter Exponentialansatz

Wie schon in Kapitel 2.1 gezeigt liefert ein einfacher Exponentialansatz für einen Bestand mit einem ausgeprägten Kronenraum und wenig Unterholz, wie es im Bestand des FZJ gegeben ist, ungenaue Ergebnisse. Die Geschwindigkeit im Kronenraum wird über-, die im mittleren Stammraum wird unterschätzt. Vergleichsmessungen im lokalen Forstbestand zeigen, dass ein Sekundärmaximum im mittleren Stammraum gefunden wird. Das macht eine Erweiterung des Exponentialansatzes notwendig. Es muss eine Höhenabhängigkeit des Canopy-Flow-Index' (CFI) ν gefunden werden. Sie muss im zu durchströmenden Bestand ermittelt werden, denn die Parameter, die in die CFI-Berechnung (c_D , l , und vor allem $A(z)$) eingehen, sind von der Vegetation abhängig.

Im betrachteten Fall wurden die Vergleichsmessungen zur Bestimmung der mittleren Profile von ν herangezogen, die im Abschnitt 6.6 ausführlich beschrieben werden. Mit Hilfe einer lagrangeschen Inter- und Extrapolation dritten Grades ([PRE ET AL. 88], [TEU E. 01])

$$u(z) = \prod_{\substack{n=1 \\ n \neq j}}^N \frac{z - z_n}{z_j - z_n} u_n \quad \text{mit: } \begin{array}{ll} z & \text{aktuelle Höhe} \\ u(z) & \text{Geschwindigkeit in } z \\ z_j, z_n & \text{umliegende Stützstellen der Höhe } z \\ u_n & \text{Stützstellen der Geschwindigkeit } u \\ N = 4 & \text{Anzahl der Stützstellen, die für die} \\ & \text{Inter- bzw. Extrapolation verwendet} \\ & \text{werden.} \end{array} \quad (17)$$

sind aus den Messungen der Geschwindigkeit im Bestand Profile mit der vertikalen Auflösung von einem Meter erstellt worden. Durch Auflösen der Gleichung 9 nach ν werden für den kompletten Messzeitraum im Messzeitschritt Profile für den CFI erstellt. Mit Hilfe zweier Mittelungen der CFI-Profile über den Messzeitraum vom 01.10.2000 bis zum 31.10.2000 und vom 01.12.2000 bis zum 15.12.2000 werden repräsentativ für den Zeitraum innerhalb und außerhalb der Vegetationsphase zwei mittlere Profile des Canopy-Flow-Index' erstellt (genaue Beschreibung in Kapitel 6.6). Abbildung 6 a) zeigt den zeitlichen Verlauf der CFI-Profile im Oktober sowie das daraus erstellte mittlere Profil. Abbildung 6 b) präsentiert selbiges für die Messphase in der ersten Dezemberhälfte. Beide Graphiken weisen Maximalwerte des CFI im oberen Kronenraum, der Stelle mit der größten vertikalen Windscherung, in einer Höhe von etwa $0.9 h$, auf. Eine Verminderung der Absolutwerte des CFI im Kronenraum ($0.5 h$ bis $1.0 h$) um einen Faktor zwei ist vom Oktober zum Dezember hin deutlich zu erkennen. Im Stammraum ist nahezu keine Abnahme festzustellen. Unter Verwendung der höhenabhängigen, mittlere CFI-Profile konnten realistische

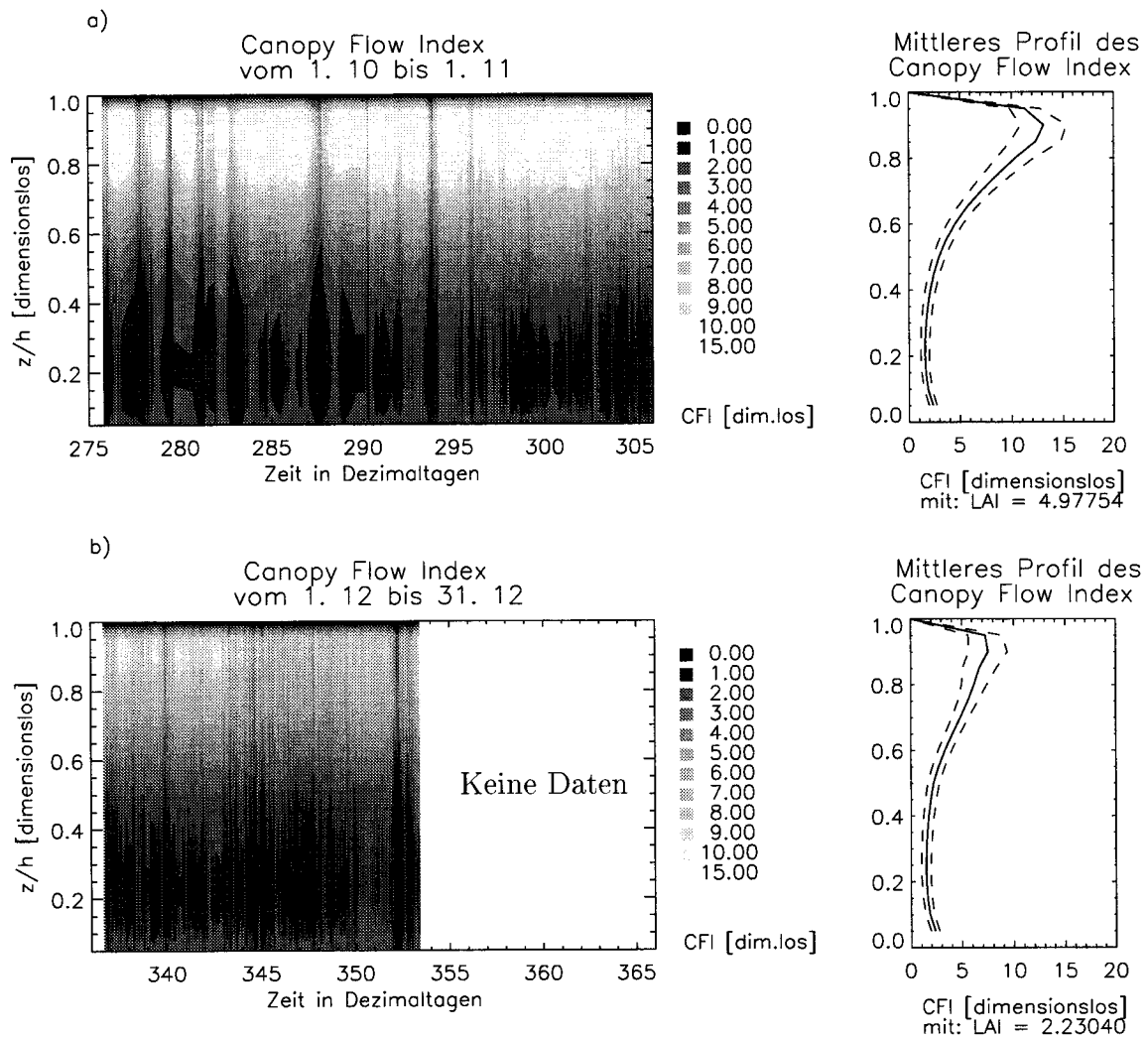


Abbildung 6: Zeitverlauf der aus gemessenen, vertikal interpolierten Geschwindigkeitsprofilen im Bestand berechneten CFI-Profile, sowie die daraus ermittelten, mittleren Profile des CFI; für a) Oktober, b) Dezember.

Windprofile im Bestand mit MCF simuliert werden. Im Zeitraum des Hauptblattwechsels werden beide mittleren Profile mit Hilfe einer linearen Interpolation ineinander überführt. Auf diese Weise wird nicht nur die Höhenabhängigkeit, sondern auch die intraanuale Variabilität des Canopy-Flow-Index' im Modell berücksichtigt. Die Zeiträume wurden wie in Tabelle 5 aufgeführt festgelegt.

Die Angaben der zeitlichen Erstreckung der Vegetationsperiode entstammen einer zweieinhalbjährigen Beobachtung auf dem FZJ-Gelände und decken sich mit

Vegetationswechsel	Zeitraum
Blattentfaltung	01. Mai bis 15. Mai
Blattfall	01. November bis 15. November

Tabelle 5: Zentrale Phasen des Vegetationswechsels im Frühjahr und Herbst

langjährigen Erfahrungswerten, die privaten Beobachtungen in dieser Gegend entstammen. Nach [BFW 01] variiert der Zeitraum des Hauptblattwechsels um etwa vier Tage, was eine feste Zeitspanne des Vegetationswechsels rechtfertigt.

Alternativ könnte die Zeit des Blattwechsels auch anhand einer operationell durchgeführten LAI-Bestimmung ermittelt werden. Eine Schnittstelle für diese Option ist in das Modell implementiert worden, kann aber in Ermangelung der nötigen Infrastruktur zur Zeit noch nicht genutzt werden.

3.5 Weiterverarbeitung der Initialwindfelder

Das wie oben beschriebene Initialwindfeld ist nicht zwangsläufig massenerhaltend. Bei Inkompressibilität der Druckverhältnisse ist die Massenerhaltung gleichbedeutend mit der Divergenzfreiheit der Strömung. Dieses Ziel kann erreicht werden, indem eine Variationsrechnung mit der Nebenbedingung der Divergenzfreiheit des Strömungsfeldes durchgeführt wird ([SAS 58] oder [MIT 70]). Die Abweichung der divergenzfreien Strömung vom Initialwindfeld soll betragsmäßig minimal bleiben. Aus dem Minimierungsverfahren resultiert eine elliptische Differenzialgleichung zweiter Ordnung für das Geschwindigkeitspotential der Art:

$$\sum_{i=1}^3 \left(\frac{\partial}{\partial x_i} \left(\tau_i \frac{\partial \Phi}{\partial x_i} \right) \right) = \sum_{i=1}^3 \left(-\frac{\partial (u_0)_i}{\partial x_i} \right) \quad \text{mit: } \begin{aligned} &\tau_1 = \tau_2 = \tau_h = \frac{1}{2} \alpha_1^{-2} \\ &\text{und } \tau_3 = \tau_v = \frac{1}{2} \alpha_2^{-2} \end{aligned} \quad (18)$$

Hierbei ist $\alpha = \frac{\alpha_1}{\alpha_2}$ das Verhältniss der Transmissionskoeffizienten. Es gibt die Um- oder Überströmungstendenz eines Luftpartikels in Bezug auf ein orographisches Hindernis an. x_i beschreibt den Abstand des aktuellen Punktes vom Ursprung des verwendeten Koordinatensystemes, in x -, y -, und z -Richtung, an. Die Komponenten der Differenzen des Initialwindfeldes zum divergenzfreien Windfeld werden mit $(u_0)_i$ bezeichnet, wobei der Index i auch hier für die drei Raumrichtungen steht. Die skalare Größe Φ steht für das Geschwindigkeitspotential. Gleichung 18 bezieht sich auf ein kartesisches Koordinatensystem. Eine Koordinatentransformation (vgl. [KER ET AL. 97]) überführt die Gleichung auf die Basis der η -Koordinaten. Die so

entstandene Differentialgleichung wird numerisch gelöst und muss dafür diskretisiert werden. Dabei wird ein 15 Punkte Operator gewählt. Das bedeutet, es werden die 15 umliegenden Φ -Werte für die Berechnung des gewünschten Geschwindigkeitspotentials am Gitterpunkte i, j, k verwendet (Abbildung 7). Für die numerische Lösung

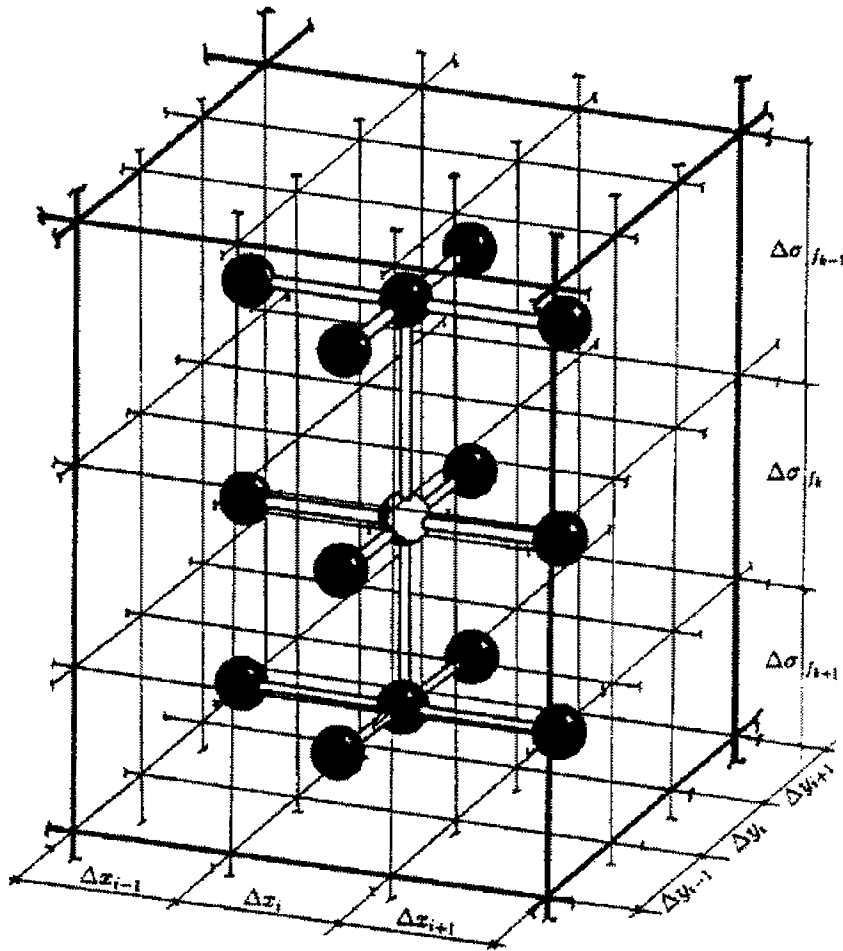


Abbildung 7: 15-Punkte-Operator auf gestagertem Gitter; die weiße Kugel in der Mitte symbolisiert das zu berechnende $\Phi_{i,j,k}$. Die 15 angrenzenden Φ -Werte (schwarze Kugeln) werden benötigt, um $\Phi_{i,j,k}$ zu bestimmen.

wird ein SOR-Löser (successiv over-relaxation) verwendet ([HÄHO 91]). Φ wird säulenweise, iterativ berechnet, wobei der Startwert der Iteration $\Phi_{i,j,k}^{n=1} = 0$ gesetzt

wird. Die Rechenvorschrift für die Iteration lautet:

$$\Phi_{i,j,k}^{n+1} = \Phi_{i,j,k}^n + \omega(\tilde{\Phi}_{i,j,k}^{n+1} - \Phi_{i,j,k}^n) \quad (19)$$

Hierbei ist $\tilde{\Phi}_{i,j,k}^{n+1}$ das Geschwindigkeitspotential, das im aktuellen Iterationsschritt ermittelt worden ist, $\Phi_{i,j,k}^n$, das des vorausgegangenen Iterationsschrittes und ω der Relaxationsfaktor. Selbiger kann entweder fest vorgegeben, oder durch MCF berechnet werden.

Das Abbruchkriterium für die Iteration ist gegeben, wenn die Differenz $\epsilon = \omega(\tilde{\Phi}_{i,j,k}^{n+1} - \Phi_{i,j,k}^n)$ kleiner ist als ein vorgegebener Grenzwert ϵ_{inp} oder eine vorgegebene Anzahl von Iterationsschritten überschritten wird.

Konvergiert das Verfahren, so bleibt im Allgemeinen eine Restdivergenz zurück. Diese kann durch eine weitere Operation zum Modelloberrand rechnerisch herausgeleitet werden ([SEN 00]). Das ist in dem Moment von Bedeutung, wenn eine Schadstoffausbreitung an die Strömungssimulation angeschlossen werden soll. Die verbleibende Restdivergenz der Strömung in einer Gitterbox führt zu Überschätzung des Diffusionsverhalten und verfälscht die Ausbreitung dadurch erheblich ([KIT 87] und [MAPE 00]).

3.6 Unterschiedliche Modellversionen

Bei den verschiedenen Methoden zur Strömungssimulation handelt es sich um unterschiedliche Vorgaben der in den vorigen Abschnitten vorgestellten Initialisierungsvarianten. Da einem diagnostischen Modell der atmosphärische Zustand lediglich über das Initialwindfeld aufgeprägt werden kann, bestehen die Modifikationen jeweils aus verschiedenen Initialisierungsmethoden. Zur Überprüfung, welche Methode sich unter den gegebenen Umständen am Besten eignet, wurde eine Langzeitmessung der vertikalen Windprofile im Wald durchgeführt (vgl. Kap. 4). Diesem Vergleich der Modellrechnungen mit den Langzeitmessungen ist eine umfangreiche Entwicklungsarbeit am Modell vorangegangen. Zunächst wird der Werdegang der Modellentwicklung skizziert.

Ursprünglich war MCF nicht für die Simulation von Strömungen in hohen Pflanzenbeständen vorgesehen (vgl. Kap. 3.2). Auch war das Modell weder für die hohe Auflösung noch für ein so ausgedehntes Modellgebiet ausgelegt. Wie in Abschnitt 3.3 beschrieben, befindet sich der Ursprung der vertikalen Windprofile am Oberrand der Verdrängungsschichtdicke nebst einer aufaddierten Rauigkeitsschicht. Für große Rauigkeiten, zum Beispiel hohe Pflanzenbestände oder auch Gebäude, die über die Rauigkeitslänge parametrisiert werden, liegt diese Schicht etliche Meter über Grund. Der Pflanzenbereich wird überströmt. Dieser ursprüngliche Ansatz wird im Folgen-

den mit „d-Ansatz“ bezeichnet und trägt die Versionsnummer V1.1. Bei der vorliegenden Fragestellung ist aber die Strömung in der untersten Schicht von erheblicher Bedeutung.

Als Motivation stelle man sich eine Quelle toxischer oder radioaktiver Emissionen vor. Im Falle der Überströmung des Pflanzenbestandes, wie es der ursprünglichen Version des MCF entspricht, breiten sich die Stoffe viele Meter über Grund aus. Von dort werden sie in höhere Luftschichten gemischt und mit der höhergelegenen Strömung transportiert. Die Wolke diffundiert je nach Wetterlage mehr oder weniger. Wird der Wald hingegen durchströmt, sind die Möglichkeiten des Hochmischens in höhere Luftschichten durch den Bestand eingeschränkt und unterliegen den Transportmechanismen der Strömung innerhalb des Pflanzenbestandes (vgl. Kap. 2). Auch die Deposition der Emissionen an und durch Vegetationselemente kann mit dem ursprünglichen MCF nicht erfasst werden.

Zur Berücksichtigung der Windprofile im Pflanzenbereich wurde anfänglich ein einfacher Exponentialansatz in das Modell implementiert. Dieser behandelt die Strömung im Bestand gesondert und berechnet dort, wie in Kap. 3.3 beschrieben, ein zum Boden hin exponentiell abfallendes Windprofil. Für die ersten Vergleiche lagen lediglich die Windmessungen des Fortgeschrittenenpraktikums 1997 ([PRA 97]) vor. Hierbei handelt es sich im Bestand um Messungen in nur einer Höhe. Diese Messungen wurde verwendet, um die Modellergebnisse, die mit verschiedenen konstanten Canopy-Flow-Indizes produziert worden sind, zu vergleichen. Drei dieser Versionen sind in Tabelle 6 aufgeführt (V2.1, V2.2, V2.3). Für die Vergleiche mit den Messungen des Feldpraktikums (im Bestand auf 7.5 m) lieferten die Rechnungen mit $\nu = 2.4$ die besten Ergebnisse.

Die ersten Testmessungen der Langzeitmessung im Bestand des FZJ zeigten aber, dass die Annahme eines höhenabhängigen CFI notwendig ist. Dies führt zum Ansatz V3.1 (vgl. Tab. 6). Sodann zeigt sich ein erheblicher Einfluss durch den Blattwechsel im Frühjahr und Herbst. Dementsprechend wird der Ansatz des CFI um eine Zeitabhängigkeit erweitert (Fall V3.2 in Tabelle 6). Diese beiden Methoden verwenden den erweiterten Exponentialansatz, der in Kapitel 3.4 beschrieben wurde.

Version	Methode	ν -Parametrisierung
V1.1	d-Ansatz	-
V2.1	e-Ansatz (einfach)	$\nu = 2.4$ (nach [SU ET AL. 98])
V2.2	e-Ansatz (einfach)	$\nu = 1.0$
V2.3	e-Ansatz (einfach)	$\nu = 3.0$
V3.1	e-Ansatz (erweitert)	$\nu = \nu(z)$
V3.2	e-Ansatz (erweitert)	$\nu = \nu(z, t)$

Tabelle 6: ν -Parametrisierung der verschiedenen Initialisierungsmethoden

4 Messung

Um die Ergebnisse der Modellentwicklung mit der Realität vergleichen zu können, wurden etliche Messungen durchgeführt. Diese beschränken sich nicht nur auf die Windprofile, sondern umfassen außerdem eine Langzeit-Strahlungsmessung innerhalb und oberhalb des Bestandes, sowie eine Vermessung des Blattflächendichteprofiles mit Hilfe eines Plant Canopy Analyser (PCA) LAI2000.

Die Windprofilmessung im Bestand dient zum einen der Bestimmung mittlerer Canopy-Flow-Index Profile für vegetations- und vegetationsfreie Phase, die in das Modell implementiert werden. Zum anderen sollen die Resultate der Messungen zur Beurteilung der Modellergebnisse, die aus verschiedenen Initialisierungsmethoden resultieren, herangezogen werden. Die Strahlungsmessung liefert Informationen über die zeitliche Änderung des Blattflächenindex, mit deren Hilfe der Zeitraum des Vegetationswechsels ermittelt wird. Die Vermessung der Blattflächendichte findet bei der Vermessung des CFI mittels der lokalen Bestandsparameter Verwendung. Die so erstellten Profile des Canopy-Flow-Index' werden denen, die aus der Windmessung resultieren, gegenübergestellt.

Im Folgenden werden die einzelnen verwendeten Geräte und die Durchführung der Messung beschrieben.

4.1 Messplatz

Für die Vergleichsmessung wurde eine Stelle gewählt, auf der für weite Teile des FZJ ein repräsentativer, hoher Bewuchs zu finden ist. Es handelt sich um eine Stelle im Nord-Osten des Untersuchungsgebietes, mit den Gaus-Krügerkoordinaten 2529.155 (Rechtswert) und 5641.890 (Hochwert). Das entspricht der Gitterbox $x=159.0$ und $y=188.5$ des Katasters (vgl. Abb. 8). Die Messstelle liegt somit 335 Meter nordöstlich des meteorologischen Messturmes mit den Gaus-Krüger-Koordinaten 2528.885 (Rechtswert) und 5461.750 (Hochwert).

Bei dem Bestand handelt es sich um einen Buchenbestand, der mit einigen Eichen und Birken durchsetzt ist. Das Bestandsalter beträgt etwa 35 Jahre und die Bäume haben in Bruthöhe einen mittleren Durchmesser von 0.5 m – 0.6 m. Die Bestandshöhe liegt durchschnittlich bei 20 m.

Um die Geräte für die Profilmessung sinnvoll platzieren zu können, musste eine Stelle gefunden werden, an der die Stammdichte etwas aufgelockert ist und die Kronen eine Öffnung bilden, damit die Geräte im Kronenraum nicht von schwingenden Ästen beschädigt werden. Während der Abstand zwischen den Stämmen des umliegenden Bestandes ca. 3 m beträgt, konnte ein freier Platz mit einer Längsausdehnung

von etwa 20 m und einer Breite von etwa 6 m gefunden werden. Der Kronenraum ist aufgelockert, von einer Lichtung kann allerdings nicht gesprochen werden. Die Längsausrichtung erstreckt sich von Südsüdost nach Nordnordwest. Weiterhin muss die Stelle für ein Fahrzeug zugänglich sein, denn die Masten, auf denen ein Großteil der Geräte montiert ist (16-m-Teleskopmasten), sind auf Anhängern fest installiert. Die Stromversorgung wurde durch ein etwa 100 m südsüdwestlich gelegenes Gebäude gewährleistet. Die beiden 16-m-Masten waren anfänglich mit zwei Schalenkreuzanemometern der Firma Thies und zwei Propelleranemometern der Firma Gill für drei Windkomponenten sowie zwei Propelleranemometern für die Vertikalgeschwindigkeit und zwei Windrichtungsgeber der Firma Thies bestückt, die, wie in Tabelle 7 aufgeführt, an den Masten angebracht waren. Weiterhin waren in 2 m Höhe auf ei-

Höhe über Grund	Mast	Gerät
2.8 m	1	Schalenkreuz
7.0 m	1	Gill (3 Komponenten)
16.2 m	1	Gill (nur Vertikalkomponente)/ Richtung
3.0 m	2	Schalenkreuz
7.0 m	2	Gill (3 Komponenten)
16.2 m	2	Gill (nur Vertikalkomponente) / Richtung

Tabelle 7: Zuordnung der Gerätebestückung zu den Höhen an den Messmasten

nem separaten Mast noch ein Propelleranemometer (Gill, für 3 Windkomponenten), ein Schalenkreuzanemometer, ein Richtungsgeber und ein Pyrradiometer der Firma Schenk montiert. Erste Testmessungen zeigten schnell, dass die Windgeschwindigkeiten zu oft unterhalb der Anlaufgeschwindigkeit der Geräte (kleiner als 0.5 m/s) lagen und die Zehn-Minuten-Mittelwerte bei allgemein niedrigen Windgeschwindigkeiten im Bestand mit großen Fehlern behaftete waren. Aus diesem Grund sind zusätzlich drei Ultraschall-Anemometer-Thermometer (USAT) des Types USA1 der Firma Metek installiert worden. So konnten präzisere Messungen gemacht werden. Die Windprofilbestimmung wurde am Ende ausschließlich mit Hilfe der drei USATs durchgeführt.

Abbildung 8 zeigt eine Skizze der kompletten Messstelle und ein Lageplan, auf dem die Messstelle im Wald und der Turm gekennzeichnet sind. Zur besseren Anschauung ist die Messstelle mit Umgebung auf Abbildung 9 wiedergegeben.

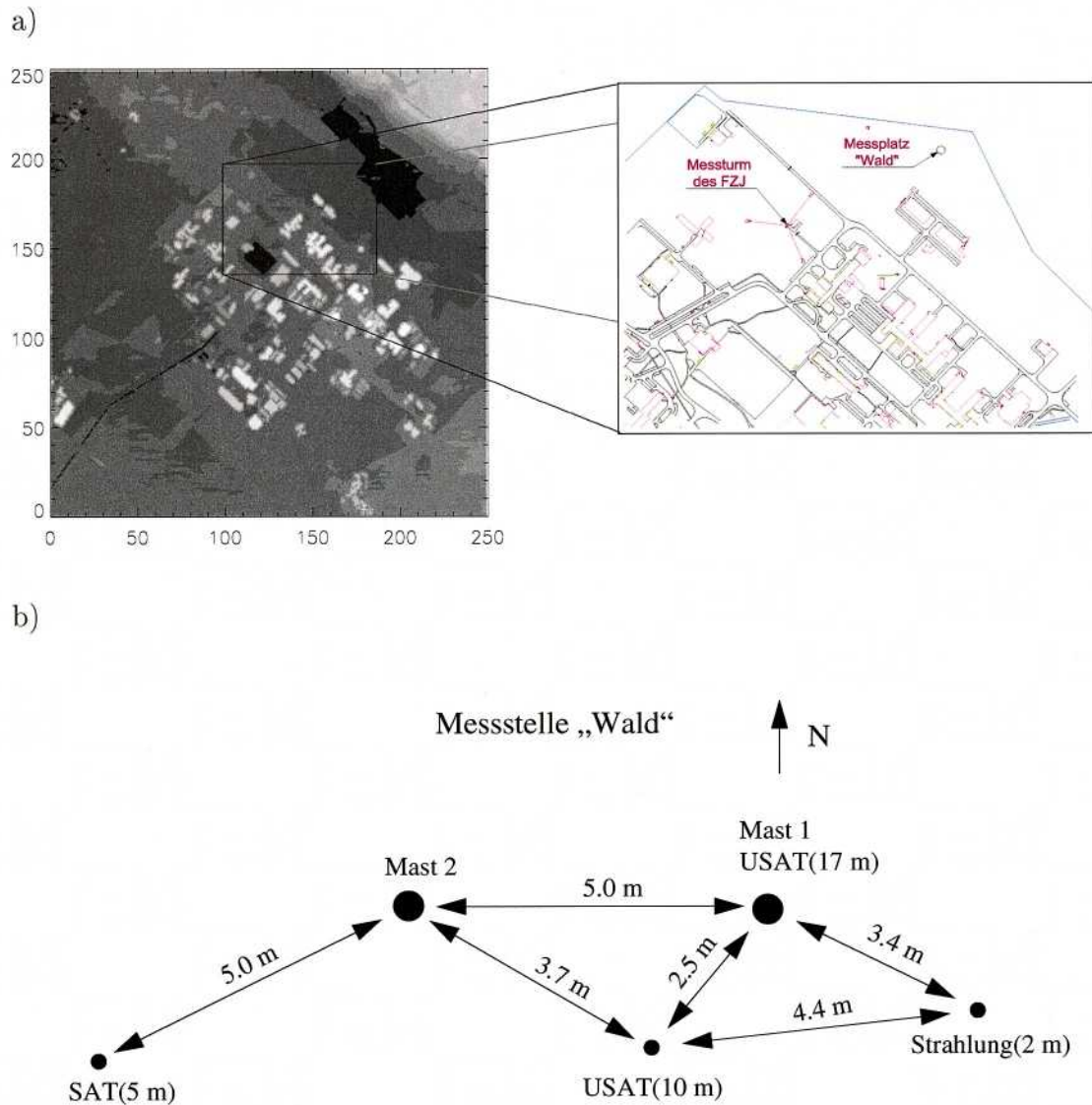


Abbildung 8: a) Übersicht, Lage des Messturmes und der Messstelle „Wald“ im Untersuchungsgebiet. Schwarze Umrandung (linke Abb.) gibt die Grenze des rechts Vergrößerten Gebietes an. b) Aufbau der Messstelle „Wald“

4.2 USAT-Messung

Ein Ultraschall-Anemometer-Thermometer misst mit Hilfe von Laufzeitverschiebungen eines Ultraschallimpulses die Windgeschwindigkeit. Abbildung 10 zeigt eine technische Skizze des Gerätes. Es sind drei Messkopfpaaire, die sich gegenüberlie-



Abbildung 9: Messstelle im Wald (Foto 18.10.1999).

gen, auf drei nicht komplanaren Messstrecken installiert. Die Messköpfe fungieren dabei ebenso als Sender wie auch als Empfänger. Die Sender besitzen eine jeweils keulenförmig Abstrahlcharakteristik mit einem bestimmten Öffnungswinkel. Mit der Gleichung

$$\vec{ue} = \frac{L}{2} \left(\frac{1}{t_1 - t_2} \right) \quad (20)$$

wird die Windkomponente in Richtung der Messstrecke bestimmt. Hierbei sind L die Länge der Laufstrecke, t_1 und t_2 die Laufzeiten der ausgesandten Signale beider sich gegenüberliegenden Sensoren und $\vec{e}$ der Einheitvektor in Richtung der Messstrecke ([VDI 99]). Abbildung 10 b) veranschaulicht Gleichung 20 am Beispiel einer Messstrecke. Geräteintern wird ein linksdrehendes orthogonales Koordinatensystem verwendet. Das bedeutet, x ist positiv nach Norden, y nach Osten und z nach oben. Mit einer geräteinternen Software können aus den direkt gemessenen Windkomponenten weitere meteorologische Größen berechnet werden. Für den Vergleich und die Auswertung der Profilmessungen im Wald wurden die Windgeschwindigkeit, die Windrichtung und der Widerstandskoeffizient verwendet. Geschwindigkeit und Richtung werden aus den koordinatentransformierten Windkomponenten berechnet, die

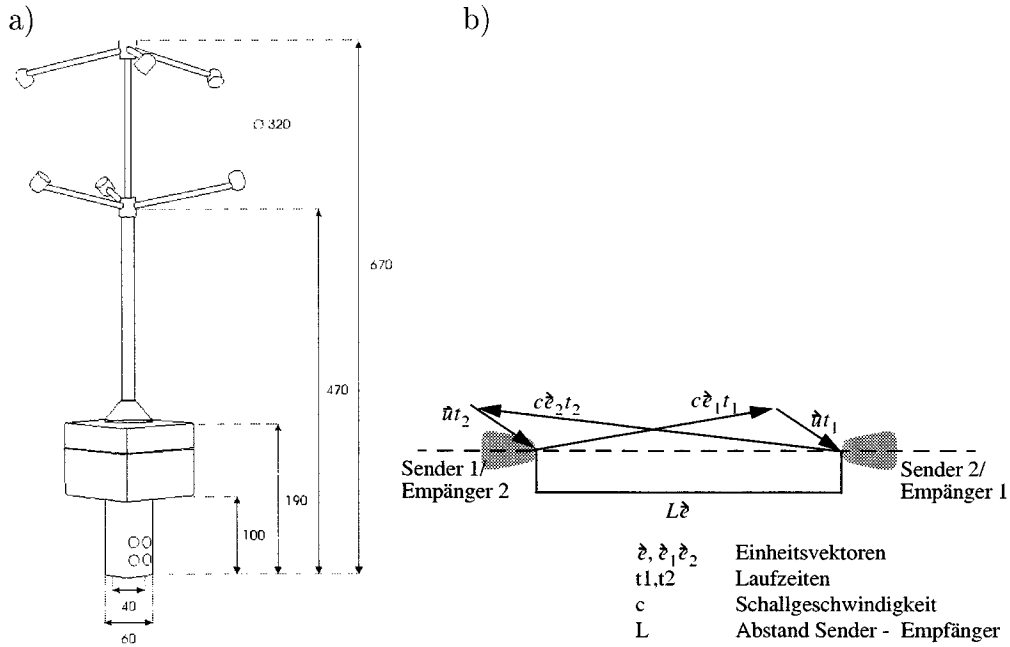


Abbildung 10: a) Schematische Darstellung eines USA1-Standart mit Distanzangaben in mm. b) Geometrie einer Messstrecke des USA1. (Quelle: METEK)

Mittelung über einen vorgegebenen Zeitraum (hier: 10 min) erfolgt vektoriell. Die Koordinatentransformation wird durch die Rechenvorschrift:

$$T' = M \cdot T \cdot M^T \quad (21)$$

beschrieben. Hierbei ist T' die transformierte Basis des neuen und T die Basis des alten Systems. Die Transformationsmatrix lautet im vorliegenden Fall:

$$M = \begin{pmatrix} \cos \theta \cos \phi & -\sin \theta \cos \phi & \sin \phi \\ \sin \theta & \cos \theta & 0 \\ -\cos \theta \sin \phi & -\sin \theta \sin \phi & \cos \phi \end{pmatrix} \quad (22)$$

Die zugehörige transponierte Transformationsmatrix hat die Form:

$$M^T = \begin{pmatrix} \cos \theta \cos \phi & \sin \theta & -\cos \theta \sin \phi \\ -\sin \theta \cos \phi & \cos \theta & -\sin \theta \sin \phi \\ \sin \phi & 0 & \cos \phi \end{pmatrix} \quad (23)$$

Hierbei sind θ der Drehwinkel um die y -Achse, im mathematisch positiven Drehsinn:

$$\theta = \arctan \left(\frac{z}{\sqrt{x^2 + y^2}} \right) \quad (24)$$

und ϕ der Drehwinkel um die z -Achse, der auf Grund des geräteinternen Koordinatensystemes im Uhrzeigersinn dreht und daher mit einem negativen Vorzeichen versehen werden muss.

$$\phi = -\arctan\left(\frac{y}{x}\right) \quad (25)$$

Der Widerstandskoeffizient ist eine vom USAT intern berechnete Größe. Er wird später für die Bestimmung der CFI-Profile verwendet und bestimmt sich anhand der Formel:

$$c_D = \frac{u^{*2}}{u_n^2} \quad (26)$$

Es sind u_n die mittlere Windgeschwindigkeit in natürlichen Koordinaten und u^* die Schubspannungsgeschwindigkeit. Die Formulierung für c_D , die mit Hilfe der internen USAT-Software ermittelt wird, bezieht sich jedoch auf freies Gelände. Die Bestimmung des Widerstandskoeffizienten innerhalb eines Waldbestandes muss noch mit der reziproken Blattflächendichteverteilung $A(z)$ gewichtet werden ([GRO 93]). So folgt für c_D :

$$\frac{d\tau(z)}{dz} = \rho c_d A(z) u^2 \quad (27)$$

Durch Ersetzen der Schubspannung $\tau(z) = \overline{\rho u(z)'w(z)'}$ kann Gleichung 27 wie folgt umgestellt werden:

$$c_D = \frac{\overline{du(z)'w(z)'}}{dz} \frac{1}{u(z)^2} \frac{1}{A(z)} \quad (28)$$

Hierbei wird die Luftdichte ρ als Höhenkonstant im Waldbestand angenommen. Auf diese Weise ist die Bestimmung von c_D im Bestand auf Größen zurückgeführt, die mit Hilfe der USATs bestimmt werden können.

Die USATs sind in den Höhen 5 m (mittlerer Stammraum), 10 m (unterer Kronenraum) und 17 m (mittlerer Kronenraum) angebracht. Gemessen wurde, aus speichertechnischen Gründen, mit einer Messfrequenz von 1 Hz. Im vorliegenden Fall zeigt der Vergleich zwischen Mittelwerten von Testmessungen, die mit einer Frequenz von 10 Hz aufgenommen worden sind, und denen der Frequenz 1 Hz, keine nennenswerten Differenzen. Die Frequenz von 10 Hz ist für Strömungsmessungen in hohen Pflanzenbeständen üblich, um die Turbulenz richtig zu erfassen. Der Mittelungszeitraum beträgt zehn Minuten, synchron zum Mittelungszeitraum der Turmmessungen um die Vergleichbarkeit zu den turmdateninitialisierten Simulationen zu wahren. Nach Durchführung umfangreicher Testmessungen, die für die Endauswertung nicht verwendet werden konnten, fanden die Aufzeichnungen der relevanten Windprofile im Bestand in den Zeiträumen vom 01.09.2000 bis zum 15.12.2000 und vom 24.01.2001 bis zum 31.01.2001 statt.

4.3 Strahlungsmessung

Die Strahlungsmessung wurde durchgeführt, um nach dem Verfahren von [IL 69] den Blattflächenindex (LAI) an der Messstelle zu bestimmen (vgl. Kap. 2.3). Es wurden zwei Pyrrometer der Firma Schenk, Type 8111, verwendet. Die Strahlungsbilanz wird aus der Differenz zwischen der solaren Einstrahlung und der reflektierten Strahlung ermittelt. Dafür ist ein Sensor nach oben und ein zweiter zum Boden hin ausgerichtet. Das Messprinzip dieser Geräte beruht auf dem Temperaturunterschied zwischen der Gehäusetemperatur und einer geschwärzten Empfängerfläche. Auf Grund der gemessenen Thermospannung von oben und von unten kann die Strahlungsbilanz mit Hilfe der Gleichung

$$SB = (mV_{o.E.} \cdot f_{o.E.}) - (mV_{u.E.} \cdot f_{u.E.}) \quad (29)$$

berechnet werden. Durch die einfallende solare Strahlung entsteht das Signal $mV_{o.E.}$, die vom Boden reflektierte Strahlung führt zu dem Signal $mV_{u.E.}$ in Form von Thermospannung. $f_{o.E.}$ und $f_{u.E.}$ sind die Kalibrierfaktoren für den oberen und unteren Sensor. Das Gerät misst im Wellenlängenbereich von $\lambda = 0.3 \mu\text{m}$ bis $\lambda = 30.0 \mu\text{m}$.

Für die Bestimmung des LAI anhand der Gleichung 4 werden zwei Strahlungsbilanzmesser benötigt, von denen der eine innerhalb und der andere ausserhalb des Bestandes installiert sein muss. Der Bilanzmesser innerhalb des Bestandes war in 2 m Höhe über Grund an der Messstelle im Wald platziert (vgl. Abb. 8). Das zweite Pyrrometer war am Messturm des FZJ in 30 m über Grund, also oberhalb des Bestandes, angebracht. Die Messfrequenz betrug auch hier 1 Hz und der Mittelungszeitraum 10 min. Die Mittelung erfolgte geräteintern.

Für die Auswertung wurde aus diesen Zehn-Minuten-Mittelwerten ein tägliches Zeitfenster zwischen 10 MEZ und 15 MEZ extrahiert und der Mittelwert aus diesen Daten gebildet. Die Auswahl des Zeitraums um die Mittagsstunden ist erforderlich, denn wenn die Lichtquelle in einem zu geringen Winkel zur Erde steht, wird die Messung bei direkter Einstrahlung verfälscht. Die Bestandselemente werden schräg durchstrahlt und so die Extinktion der Strahlung im Bestand verfälscht. Die Bestandsdichte wird unter diesen Bedingungen überschätzt.

Der Messzeitraum umfasst die Blattwechsel im Herbst 2000, vom 25.10.2000 bis 15.12.2000, und im Frühjahr 2001, vom 24.04.2001 bis zum 18.05.2001. Auf Grund dieser Messungen wird eine Aussage über die Änderung des LAI mit den Jahreszeiten getroffen.

4.4 Messung des Blattflächendichteprofiles

Zur Überprüfung der Canopy-Flow-Index-Profile ist eine Vermessung der vertikalen Blattflächendichteverteilung vorgenommen worden. Hierfür wurde ein Plant Canopy Analyser (PCA) LAI2000, Typ LAI 2050, der Firma LI-COR verwendet. Des weiteren diente die Messung zur Bestimmung des effektiven Blattflächenindex' an der Messstelle bei voller Belaubung. Der PCA basiert auf einem ähnlichen Prinzip wie die Methode nach [IL 69]. Es werden die Strahlungsverhältnisse an einem Ort im Bestand mit denen im freien Gelände verglichen. Hierfür werden am Beginn und am Ende jeder Messsequenz im Bestand jeweils eine Vergleichsmessung im freien Gelände vorgenommen. Die Messungen sollten bei Sonnenaufgang bzw. -untergang oder aber bei gleichmässiger stratiformer Bewölkung gemacht werden. Ein stark strukturierter Himmel sowie schnelle Änderungen im Wolkenmuster und in der Helligkeit oder direkte Bestrahlung des Messgerätes bringen Verfälschungen der Messung mit sich, da der freie Himmel als Referenzwert für die Abschattung im Bestand dient. Die Messungen im Bestand werden mehrmals wiederholt. Geräteintern wird über das Ensemble der Messungen gemittelt.

Der Sensorkopf nimmt die einfallende Strahlungsintensität über ein „Fish-Eye-Objektiv“ auf und leitet sie über eine spezielle Optik an den Detektor weiter. Das Objektiv hat einen maximalen Zenithwinkel von 74° . Der Strahlengang ist schematisch in Abb. 11 dargestellt. Der Detektor besteht aus fünf konzentrischen Ringen,

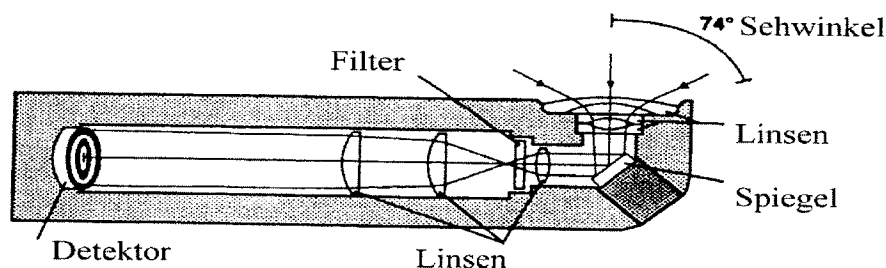


Abbildung 11: Skizze der Optik des LAI2000 (Quelle: LI-COR)

die die Intensität fünf unterschiedlicher Sichtwinkel registrieren.

Das Messprinzip basiert auf der Bestimmung der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion $T(\theta, \phi)$, die angibt, mit welcher Wahrscheinlichkeit ein Lichtstrahl, der in die Vegetation eindringt, durch Bestandselemente unterbrochen wird. Diese Funktion kann

durch

$$T(\theta, \phi) = \exp[-G(\theta, \phi)\mu S(\theta, \phi)] \quad (30)$$

ausgedrückt werden. $G(\theta, \phi)$ gibt den auf die Richtung (θ, ϕ) projizierten Anteil von Bestandselementen an, μ die mittlere Blattflächendichte und $S(\theta, \phi)$ die Weglänge, die der Strahl in Richtung (θ, ϕ) im Bestand zurücklegen muss. Da über den Azimutwinkel gemittelt wird, fällt ϕ aus den weiteren Betrachtungen heraus. Auflösen nach der Blattflächendichte liefert als Lösung

$$\mu = 2 \int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{-\ln(T(\theta))}{S(\theta)} \sin \theta d\theta \quad (31)$$

Der Blattflächenindex wird mit

$$L = \mu h \quad (32)$$

bestimmt, und die Weglänge wird durch den Zenithwinkel zur mittleren Bestandshöhe h in Bezug gesetzt.

$$S(\theta) = \frac{z}{\cos \theta} \quad (33)$$

Einsetzen der Gleichungen 32 und 33 in 31 und diskretisieren in die fünf Zenithwinkelbereiche ergibt die Bestimmungsgleichung des Blattflächenindex', die vom PCA verwendet wird.

$$L(0) = 2 \sum_{i=1}^5 \frac{-\ln(T_i)}{S_i} W_i \quad (34)$$

T_i sind die gemessenen Anteile der unterbrochenen Lichtstrahlen. Diese resultieren aus dem Verhältnis der Bestrahlung des jeweiligen Detektorringes innerhalb zu der außerhalb des Bestandes. W_i entspricht $\sin \theta d\theta$ für die fünf diskretisierten Einfallswinkel. S_i sind die Faktoren, um die die jeweilige Weglänge größer ist als die mittlere Bestandshöhe. Die Zahlenwerte dieser Größen sind in Tabelle 8 zusammengefasst ([WN 91]). Um die vertikale Verteilung der Blattflächendichte bestimmen zu können, müssen Blattflächenindizes auf verschiedenen Höhen ermittelt werden. Anhand dieser Einzelmessungen kann das Profil der Blattflächendichte bestimmt werden.

$$A(z) = \frac{L(z_2) - L(z_1)}{z_2 - z_1} \quad (35)$$

z_2 ist die höher gelegene, z_1 die näher am Boden liegende Messhöhe. z gibt die mittlere Höhe zwischen z_1 und z_2 an.

Sichtwinkel in Grad	W_i	S_i
7	0.034	1.008
22	0.104	1.087
38	0.160	1.270
52	0.218	1.662
68	0.484	2.670

Tabelle 8: Sichtwinkel des LAI2000 und die zugeordneten, winkelabhängigen Berechnungsgrößen für den Blattflächenindex

Die Messung wurde am 3.6.2001 durchgeführt. Mit Hilfe einer 30 m Drehleiter der Feuerwehr des FZJ konnten die Messhöhen erreicht werden. Aus technischen Gründen war die Messstelle direkt mit dem schweren Gerät nicht zu erreichen. Die Wahl der Ausweichstelle fiel auf ein Waldstück mit äquivalentem Bewuchs und gleichem kumulativem Blattflächenindex (etwa 5). Der Bestand ist etwa 8 m höher als an der Messstelle im Wald. Die Baumarchitektur und die Bewuchsart ist vergleichbar. Das ausgewählte Waldstück befindet sich an einer Straße, die an beiden Seiten von hohem Bewuchs eingerahmt ist und von den Ästen der Bäume auf beiden Seiten überwuchert wird. Mit der Feuerwehrleiter konnte dann ein Stück in den Bestand hinein gefahren werden. Der Wagen ist darauf angewiesen, auf befestigten Untergrund (Straße) zu stehen, da ansonsten die Standfestigkeit nicht gewährleistet ist.

Bei Schrägstellung der Leiter, kann eine Maximalhöhe von 25 m erreicht werden. Die Messhöhen liegen bei 0 m, 5 m, 7 m, 10 m, 12.5 m, 16 m, 21 m und 25 m über Grund. Da die Zeit für eine Messung etwa 10 bis 15 Minuten dauert, musste auf eine höhere Vertikalauflösung der Messungen verzichtet werden.

5 Modellstudien

In diesem Kapitel werden die Auswirkungen der verschiedenen Modellansätze (vgl. Kap. 3.6) auf die Strömungssimulationen bei gleichen äußeren Bedingungen verglichen. Es sind verschiedene Ansätze unterschiedlicher Komplexität zur Lösung dieses Problems entwickelt und in das Modell implementiert worden (vgl. Kap. 3). Im Folgenden werden die in Tabelle 6 aufgelisteten Modellversionen untereinander verglichen. Anhand von zwei Einzelfallstudien werden nun die Unterschiede der hier verwendeten Modellversionen V1.1, V2.1, V2.2 und V2.3 in Bezug zur Simulation mittels der endgültigen Initialisierungsmethode, V3.2, gesetzt.

Der Vergleich der unterschiedlichen Simulationen erfolgt anhand von horizontalen Geschwindigkeitsverteilungen und vertikalen Windprofilen im Bestand. Die Horizontalverteilungen werden in den Höhen 5 m, 10 m und 17 m betrachtet, um die Unterschiede der Modellrechnungen in drei verschiedenen Bestandsniveaus abzudecken. Da sich die differenten Initialisierungsansätze nur auf die Geschwindigkeit, nicht aber auf die Richtungen auswirken, wird selbigen hier keine Beachtung beigemessen und das Augenmerk lediglich auf die Geschwindigkeit gerichtet.

Die Profile werden am Gitterpunkt (159.0, 188.5), also an der Messstelle „Wald“ (vgl. Kap. 4.1) betrachtet. Dort kann ein direkter Vergleich zu den Messungen hergestellt werden. Die Darstellung hier erfolgt nicht über die gesamte Mächtigkeit der Modellatmosphäre, sondern nur bis in eine Höhe von 30 Meter über Grund, um der Atmosphärenschicht, die für die vorliegende Fragestellung von Interesse ist, hinreichende Aufmerksamkeit zu gewähren.

Die Untersuchung wird für folgende Termine vorgestellt:

- 01. Okt 2000, innerhalb der Vergetationsphase
- 07. Dez 2000, innerhalb der vegetationsfreien Phase

In beiden Fällen ist die Atmosphäre neutral geschichtet und es wurde eine Anströmgeschwindigkeit oberhalb des Bestandes von etwa 3 m/s (am Messturm in 20 m über Grund) gemessen.

Zunächst werden die einzelnen Varianten der Initialisierung gegenübergestellt. Hierfür werden die Horizontalverteilungen der Windgeschwindigkeit in den drei erwähnten Höhen für einen Termin betrachtet. Im Anschluss daran werden die vertikalen Profile für den gewählten Termin an einem Gitterpunkt gegenübergestellt.

5.1 Horizontalverteilungen

Den Modellrechnungen liegen Kataster und Rauigkeitsverteilung aus Abbildung 4 zugrunde. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurde davon abgesehen, diese Informationen den Graphiken zu unterlegen. In Abbildung 12 werden die simulierten Horizontalverteilungen der Windgeschwindigkeit in 5 m über Grund für das Ausgangsmodell (V1.1) und die endgültige Modellversion (V3.2) gegenübergestellt (Modellversionen, wie in Tab. 6 definiert). Mit V1.1 konnte in den bodennahen Luftschichten im Bestand keine Strömung ermittelt werden. Version V3.2, in der der CFI sowohl höhen- als auch zeitabhängig ist, kann auch im Bestand eine Luftströmung modellieren.

Auch in Abbildung 12 b) befinden sich Zellen, in denen Kalmen zu erkennen sind. Der Vergleich mit der Rauigkeitsverteilung aus Abbildung 4 zeigt, dass diese Regionen mit mittelhohem Bewuchs, zum Beispiel Buschland oder niedrige Waldbestände bis 10 m, bedeckt sind. Dort sind Rauigkeitslängen von etwa einem Meter angegeben. Da die Strömung über dieser Bewuchsart zur Zeit noch mit dem klassischen d-Ansatz parametrisiert wird, liegt der Ursprung des Profils in einer Höhe von 10.5 m, was zur Folge hat, dass erst oberhalb dieser Höhe ein Windprofil erstellt werden kann. Um selbiges zu unterbinden, muss eine ν -Profilbestimmung (Kapitel 3) aus einer Langzeitmessung an der lokalen Stelle vorgenommen werden. Die Schnittstelle für die Weiterverarbeitung dieser Informationen ist dem Programm zugefügt worden.

Zwischen den Versionen V1.1 und V3.2 liegen, wie in Kapitel 3.6 beschrieben, etliche Entwicklungsschritte. Die Horizontalverteilungen dieser Versionen, V2.1, V2.2 und V2.3 mit höhen- und zeitkonstantem CFI, werden in Abbildung 13 gezeigt. Dem Vergleich der drei Horizontalverteilungen mit konstantem CFI kann entnommen werden, dass die Windgeschwindigkeiten auf derselben Höhe innerhalb des Bestandes zunehmen, während der CFI abnimmt. Der Index ist ein Faktor, der rechnerisch die Bestandsdichte und deren Widerstand auf die Strömung angibt. Das bedeutet, $\nu = 3$ (V2.3) bildet einen dichten, $\nu = 2.4$ (V2.1) einen mittleren und $\nu = 1$ (V2.2) auf Grund des kleinen CFI einen lichten Bewuchs ab. So entspricht zum Beispiel $\nu = 1.0$ einem offenen Buschbestand oder einer Savannenlandschaft mit niedriger Bewuchsdichte. Demzufolge werden im kompletten vertikalen Profil höhere Windgeschwindigkeiten erreicht, als bei Modellrechnungen mit V2.1 und V2.3. Rechnerisch resultiert die geringere Abnahme der Geschwindigkeit mit abnehmender Höhe aus der schwächeren Dämpfung der Exponentialfunktion aufgrund des kleineren Faktors ν im Exponenten (vgl. Gl. 9). Zu erwarten steht, dass die Simulationen mit V2.3 die Windgeschwindigkeiten unterschätzen, während die Strömungsrechnungen unter

Verwendung von V2.2 zu hohe Geschwindigkeiten liefern. Ein Mittelmaß wird mit der Version V2.1 erzielt. Die Versionen V2.1 bis V2.3, die auf Grund des konstanten CFI lediglich ein exponentielles Geschwindigkeitsprofil im Stammraum berechnen, sind nicht in der Lage, ein Sekundärmaximum der Strömungsgeschwindigkeit im Stammraum zu erzeugen. Auf Grund der maximalen Differenzen zwischen V2.1 bis V2.3 und V3.2 (vgl. Tab. 9 und 10) ist zu erkennen, dass dieses von V3.2 wiedergegeben wird.

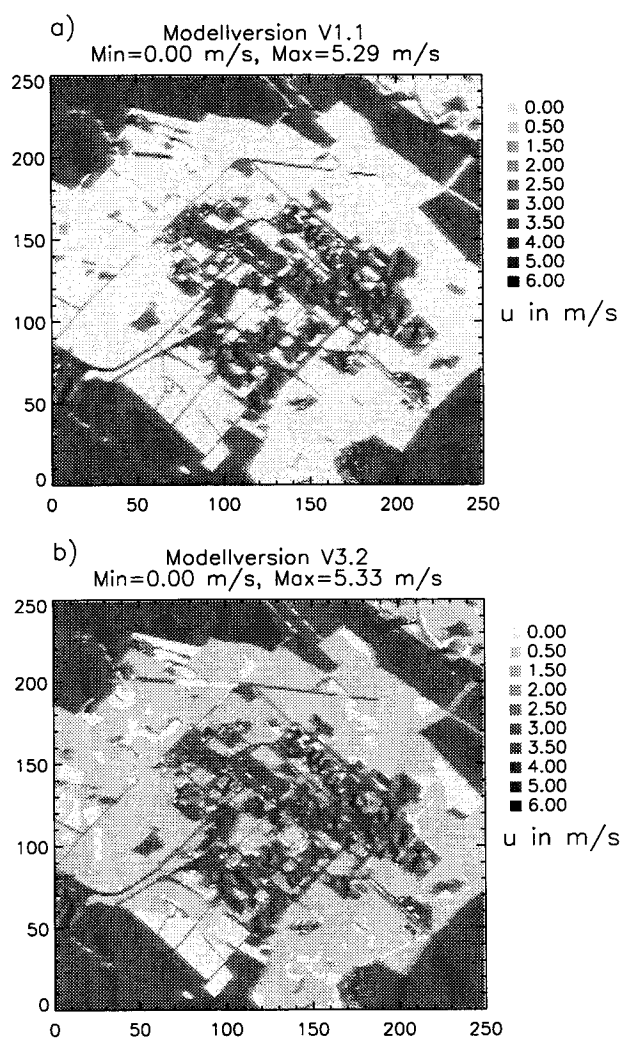


Abbildung 12: Horizontalverteilung der Windgeschwindigkeiten in 5 m über Grund bei neutraler Schichtung für die Modellversionen a) V1.1, b) V3.2 für den 01.10.2000 um 12:10 MEZ

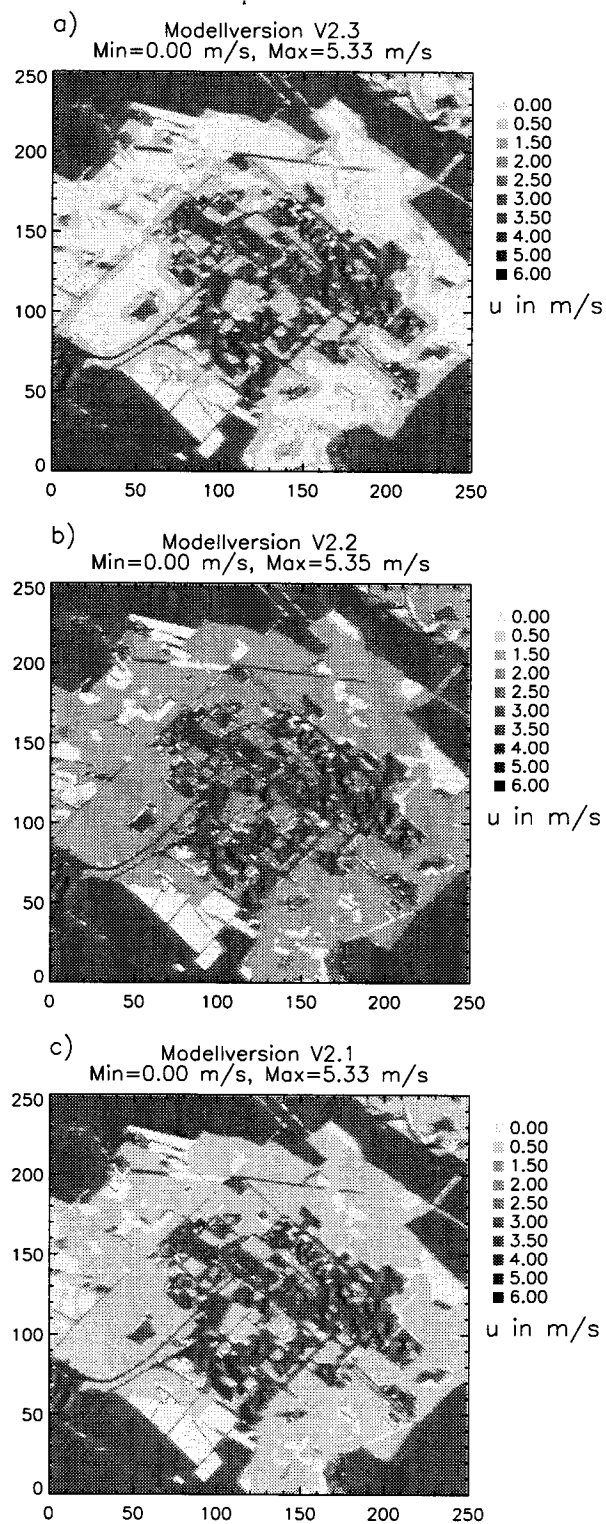


Abbildung 13: Horizontalverteilung der Windgeschwindigkeiten in 5 m über Grund bei neutraler Schichtung für die Modellversionen a) V2.3, b) V2.2 und c) V2.1 für den 01.10.2000 um 12:10 MEZ

Wird die Parametrisierung mit Hilfe eines konstanten ν vorgenommen, so besteht lediglich die Möglichkeit, anhand der Variation des CFI das gesamte Profil zu strecken beziehungsweise zu stauchen, das Muster kann auf diese Weise nicht verändert werden. Eine detaillierte Struktur der Kronen wird unter Verwendung dieser Ansätze nicht erfasst. Da die Versionen V2.1, V2.2 und V2.3 Ergebnisse ähnlicher Struktur aufweisen, werden im Folgenden stellvertretend für diese Initialisierungsgruppe lediglich die Simulationen unter Verwendung von $\nu = 2.4$ (V2.1) betrachtet.

Die Abweichungen des Ansatzes V2.1 von der Version V3.2 zeigen die Abbildungen 14 und 15 für alle genannten Höhen und Termine.

Abbildung 14 zeigt den 01.10.2000 um 12:10 MEZ und Abbildung 15 stellt den 07.12.2000 um 12:00 MEZ dar. Version 2.1 liefert in 5 m über Grund, also im mittleren Stammraum, deutlich niedrigere Wingschwindigkeiten als Version 3.2. Im Groben zeigen beide Abbildungen eine ähnliche Struktur. Außerhalb des Bestandes sind kaum Differenzen zu erkennen. Die schwachen Unterschiede resultieren aus Effekten des Löser. Bei differenten Geschwindigkeitsfeldern im Bestand kann es so in den Randreihen um den Wald zu Abweichungen der Strömungsfelder untereinander kommen.

Innerhalb des Bestandes liefern die Simulationen mit V2.1 im unteren Teil der Bäume deutlich niedrigere Werte, zum Kronenraum hin höhere Werte als die Modellversion V3.2. Betragsmäßig liegen die mittleren Abweichungen für beide Termine in 5 m über Grund bei 0.4 m/s bis 0.5 m/s. In 10 m über Grund liegen sie bei -0.4 m/s während der Vegetationsphase und bei -0.1 m/s nach dem Blattwechsel. In 17 m über Grund beträgt die mittlere Differenz der Geschwindigkeitsfelder im Bestand am 1.10.2000 -0.8 m/s und am 7.12.2000 -0.5 m/s. Bezogen auf die Absolutgeschwindigkeiten, die mit Version V3.2 berechnet worden sind, liegen die Abweichungen größtenteils oberhalb von 100%. Die unterschiedlichen Differenzen an beiden Terminen und auch auf allen drei Niveaus resultieren aus dem variablen Profil des CFI (vgl Kap. 3.6).

In der vegetationsfreien Phase liegen die Werte für $\nu(z)$ im oberen Stammraum und im Kronenraum um etwa die Hälfte unter denen der Belaubungsphase. Das führt im Winter zu einer deutlichen Zunahme der Relativgeschwindigkeit in diesem Höhenbereich. Im Stammraum, wo sich nur wenige Blätter befinden, nimmt der CFI nur gering ab. So kommt es zu einem leichten Angleichen der Indizes im Stamm- und im Kronenraum. Das Geschwindigkeitsmaximum, welches sich während der Vegetationsphase ausbildet, ist zum Winter hin abgeschwächt. Das führt zu den geringeren Differenzen der Versionen V3.2 und V2.1 bis V2.3 im Winter im Vergleich zum Sommer.

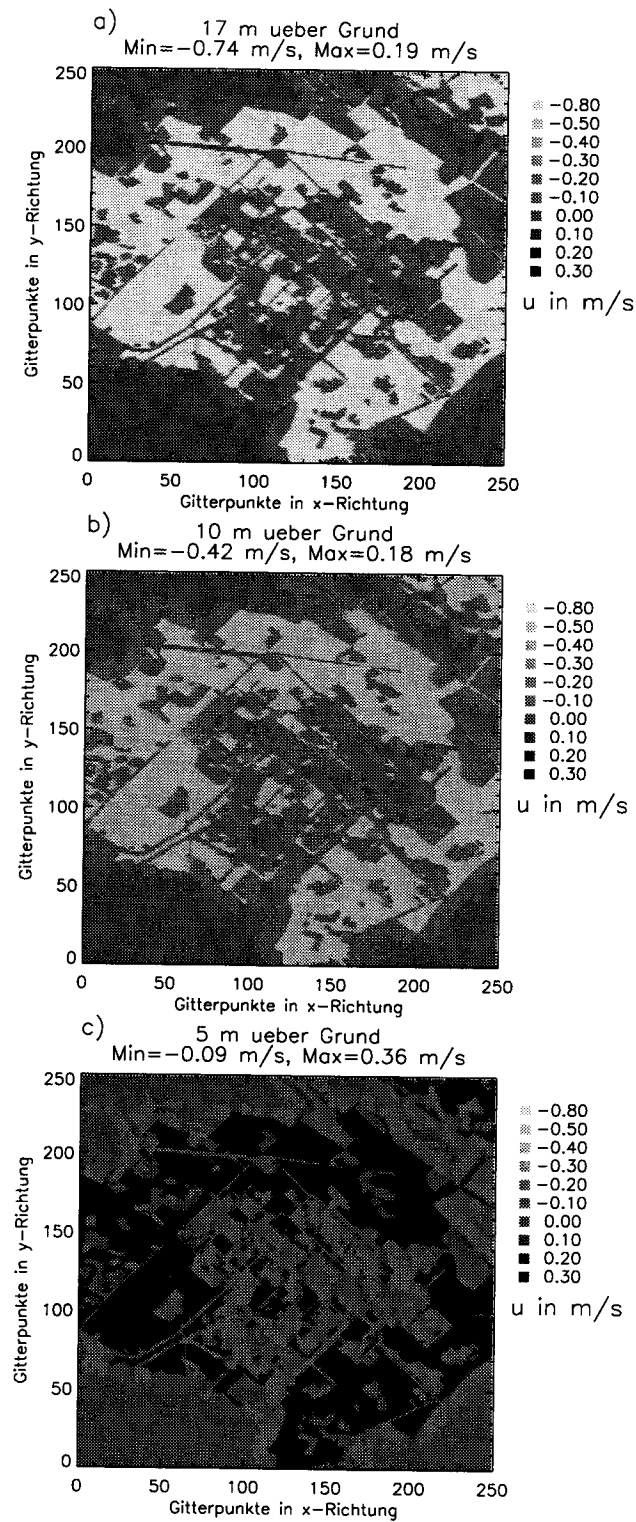


Abbildung 14: Differenzen V3.2-V2.1 der Horizontalgeschwindigkeiten in a) 17 m, b) 10 m und c) 5 m über Grund für den 01.10.2000 12:10 MEZ

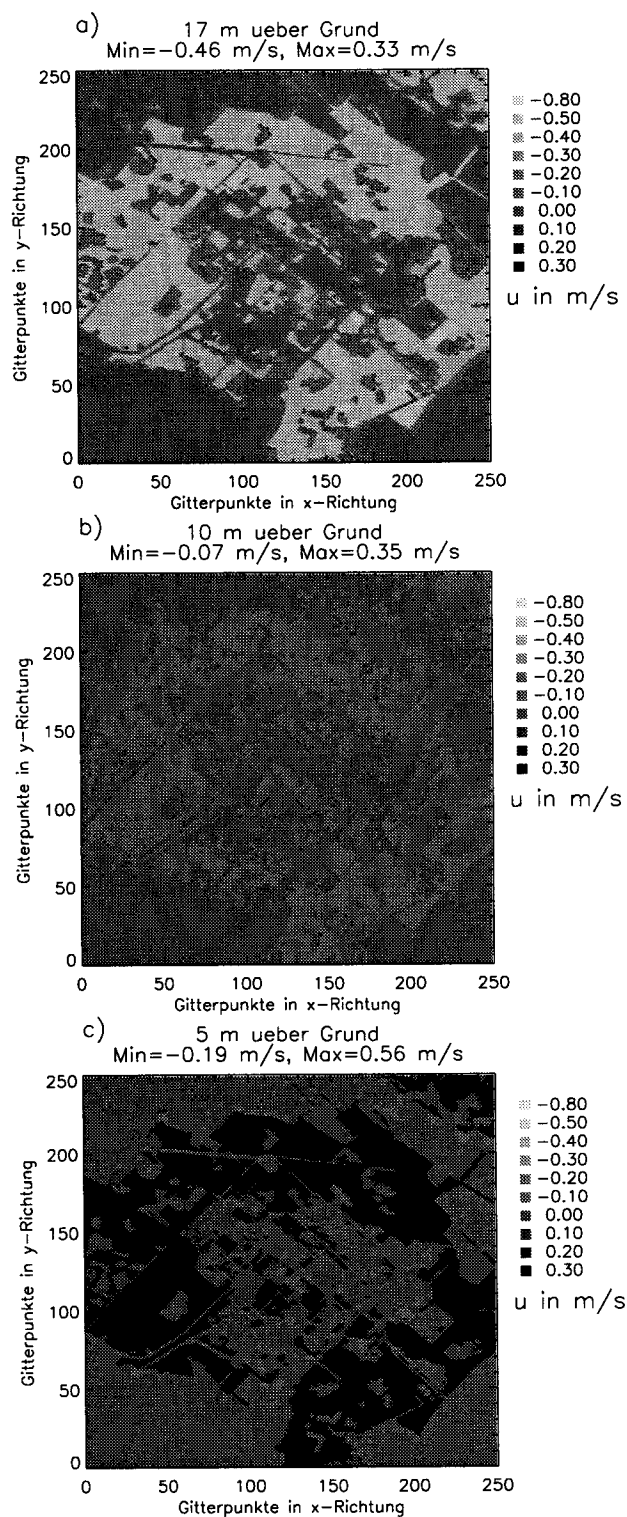


Abbildung 15: Differenzen V3.2-V2.1 der Horizontalgeschwindigkeiten in a) 17 m, b) 10 m und c) 5 m über Grund für den 07.10.2000 12:00 MEZ

Für alle drei Versionen, V2.1 bis V2.3, werden die extremalen Differenzen innerhalb und außerhalb der Belaubungsphase im Bestand in den Tabellen 9 und 10 zusammengefasst und in Bezug zu den mit V3.2 simulierten absoluten Geschwindigkeiten gesetzt.

Höhe über Grund in m	Mittlere Geschwindigkeit im Bestand (V3.2) in m/s	Extremum der Differenzen in m/s		
		V3.2-V2.1	V3.2-V2.2	V3.2-V2.3
5	0.6–0.9	0.36	-1.14	0.56
10	0.3–0.6	-0.42	-1.77	-0.16
17	1.8–2.1	-0.74	-1.44	-0.57

Tabelle 9: Extremum der Geschwindigkeitsdifferenzen der Horizontalverteilungen V3.2-V2.1, V3.2-V2.2 und V3.2-V2.3 im Bestand in 5 m, 10 m und 17 m, für den 01.10.2000 12:10 MEZ

Aufgrund der geringen Absolutgeschwindigkeiten im Bestand liegen die Abweichungen in der Größenordnung von 50 % bis 200 %. Lediglich für den 07.12.2000 um 12:00 MEZ in der Höhe 10 m über Grund wird eine Differenz von nur 10 % erreicht. Das bedeutet, eine etwaige Übereinstimmung der Modellrechnungen mit V3.2 wird maximal für einen Vegetationszustand (entweder mit oder ohne Laub) in einer Höhe erreicht. Das zeigt, dass die Versionen V2.1, V2.2 und V2.3 unflexibler in ihrer Anpassung an die bestandsspezifische Struktur sind als V3.2. Deutlich wird auch, dass im Profil die Differenzen das Vorzeichen wechseln, also Schnittpunkte der simulierten Windgeschwindigkeiten bestehen müssen. Eine Ausnahme bildet die Simulation mit V2.2. Dort sind die Windgeschwindigkeiten generell größer als bei allen anderen Simulationen. Das resultiert aus der Annahme eines sehr lichten Bestandes, in dem der Wind im Vergleich mit dem zu simulierenden Bestand zu geringen Widerständen ausgesetzt ist.

Höhe über Grund in m	Mittlere Geschwindigkeit im Bestand (V3.2) in m/s	Extremum der Differenzen in m/s		
		V3.2-V2.1	V3.2-V2.2	V3.2-V2.3
5	0.7–1.0	0.55	-0.97	0.86
10	0.5–0.7	-0.07	-1.49	0.57
17	2.0–2.5	-0.46	-1.40	0.59

Tabelle 10: Extremum der Geschwindigkeitsdifferenzen der Horizontalverteilungen V3.2-V2.1, V3.2-V2.2 und V3.2-V2.3 im Bestand in 5 m, 10 m und 17 m für den 07.12.2000 12:00 MEZ

5.2 Vertikalprofile der Horizontalgeschwindigkeit

Nachdem die Auswirkung der verschiedenen Initialisierungsmethoden auf die horizontale Geschwindigkeitsverteilung aufgezeigt worden ist, werden nun die Unterschiede in den vertikalen Windprofilen herausgestellt. Hier sind ebenfalls deutliche Unterschiede zwischen den verschiedenen Versionen zu verzeichnen. Abbildung 16 a) zeigt die vertikalen Geschwindigkeitsverteilungen für den 01.10.2000 12:10 MEZ, Abbildung 16 b) die für den 07.12.2000 12:00 MEZ.

Sowohl die Höhe als auch die Geschwindigkeit sind auf die Werte an der Bestandsobergrenze normiert. Hierbei sind h die Bestandsobergrenze und $u(h)$ die Windgeschwindigkeit in der Höhe h . Die Normierung wurde vorgenommen, um den direkten Vergleich zwischen den beiden Terminen zu vereinfachen. So ist zu erkennen, dass die Windprofile, die aus den drei Modellläufen mit konstantem CFI ($\nu=\text{const}$) resultieren, keine Änderungen bezüglich der Jahreszeit aufweisen. Im Gegensatz dazu ermöglicht V3.2 eine Modifikation, die der Veränderung der Vegetationsschicht gerecht wird. So weist die Geschwindigkeit bei gleicher Anströmung am 7. Dezember 2000 höhere Werte im Kronenraum auf als am 1. Oktober. Das Sekundärmaximum im Stammraum schwächt sich ab. Das entspricht den Informationen aus der Literatur (z. B. [AMI 90], [GRO 93], [BAL ET AL. 00] oder [BAR 00]). Auch in den Ergebnissen der Langzeitmessung (vgl. Kap. 7) ist diese Veränderung der Profile von Sommer zu Winter deutlich erkennbar. Dem Vegetationswechsel und seiner Auswirkung auf die tiefer im Bestand liegenden Luftschichten wird auf diese Weise Rechnung getragen. Durch die fehlenden Blätter setzt sich das Strömungsregime erkennbar besser bis zum Boden hin durch. Durch den fehlenden Widerstand der Blätter im Kronenraum nimmt der turbulente Transport des Impulses, der indirekt für das Ausbilden des Sekundärmaximums verantwortlich ist (vgl. Kap 2), ab. Durch den empirisch ermittelten jahreszeitlichen Verlauf des CFI-Profils für den betrachteten Waldbestand kann dieser Effekt in den Simulationen berücksichtigt werden und erlaubt so eine naturgetreuere Wiedergabe der Strömung als mit den Ansätzen V2.1, V2.2 und V2.3.

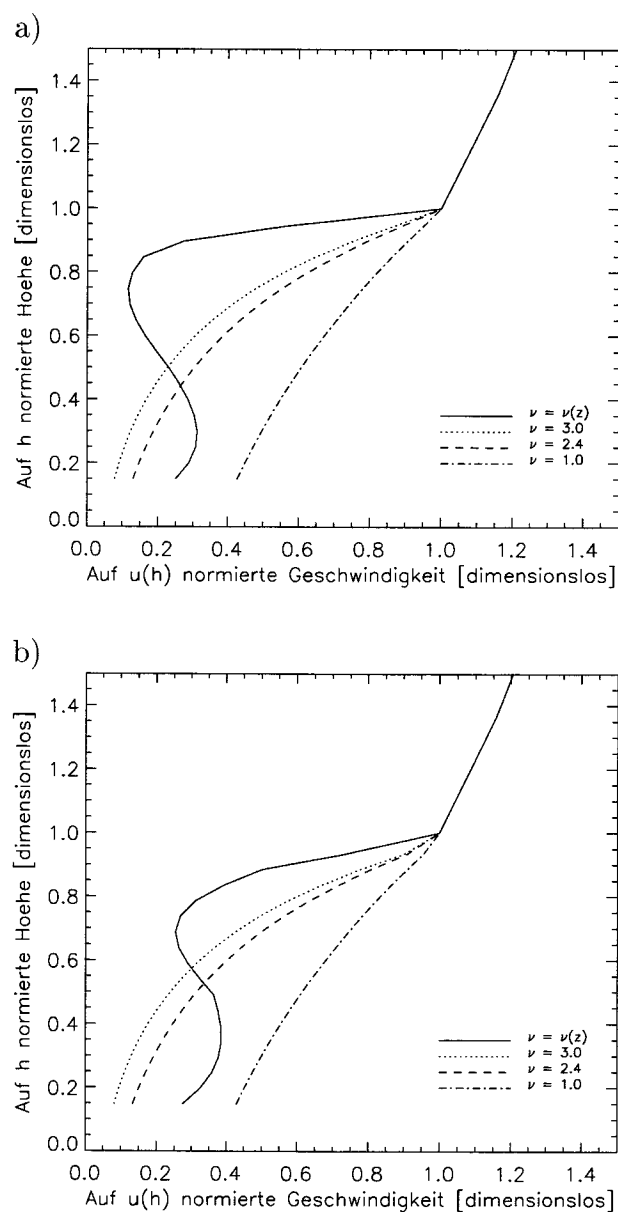


Abbildung 16: Simulierte Windprofile an der Messstelle „Wald“ mit den Modellversionen V3.2, V2.1, V2.2 und V2.3 für die Termine a) 01.10.2000 12:10 MEZ und b) 07.12.2000 12:00 MEZ

6 Langzeitmessung

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Langzeitmessungen vorgestellt. Hierfür erfolgt anfänglich ein Überblick über die Großwetterlagen während der Messphasen, die vom 01.09.2000 bis zum 15.12.2000 und vom 24.01.2001 bis zum 31.01.2001 durchgeführt wurden. Darauf werden Windrichtung und Geschwindigkeit in den drei Messhöhen, 5 m, 10 m und 17 m über Grund, in Relation zur Anströmung in 30 m über Grund gesetzt. Eine Episode der Strömung wird zur Verdeutlichung von Besonderheiten der Richtungsverteilung an der Messstelle betrachtet. Zeitreihe der vertikalen Windprofile vermitteln einen Eindruck vom zeitlichen Verlauf der Profile und der Auswirkung des Blattwechsels auf die Strömung. In Kapitel 6.3 werden die Ergebnisse der Strahlungsmessung vorgestellt. Diese dienen der Vermessung des Blattwechsels. Der Zeitraum und die Stärke des Blattfalls ist mit Hilfe dieser Methode ermittelt worden. Für die absolute Bestimmung der Blattflächendichte und des Blattflächenindex' ist am 03.06.2001 eine Messung des Blattflächendichteprofiles für einen für die Messstelle „Wald“ repräsentativen Buchenbestand durchgeführt worden. Die Ergebnisse dieser Messung werden im Abschnitt 6.4 vorgestellt. Im Anschluss daran werden die gemessenen Widerstandskoeffizienten im Bestand vorgestellt, woraus im folgenden Abschnitt die vertikale Verteilung des Canopy-Flow-Index' aus den gemessenen Größen abgeleitet wird.

6.1 Großwetterlage während der Messphasen

Der Herbst und der Frühwinter des Jahres 2000 waren maßgeblich von meridionalen Wetterlagen geprägt. Vom 15.09.2000 an bildete sich über dem Atlantik immer wieder ein ausgedehnter Höhentrog, an dessen Vorderseite zahlreiche Tiefdruckgebiete Mitteleuropa überquerten. Diese waren im wesentlichen kaum wetteraktiv und führten zu strahlungsarmen Bedingungen. Die Druckgebilde induzierten Hauptwindrichtungen, die meist zwischen Süd und Nordwest schwankten und mittlere Anströmgeschwindigkeiten von etwa 2 m/s bis 7 m/s aufwiesen.

Der September zeichnete sich besonders durch Schwachwindlagen mit Geschwindigkeiten unter 4 m/s am Messturm des FZJ in 30 Meter über Grund aus. Auch in der ersten Oktoberhälfte dominierten Wetterlagen mit geringen Windgeschwindigkeiten aus West bis Süd das Wettergeschehen. Immer wieder durchziehende Tröge führten im verbleibenden Untersuchungszeitraum zu Strömungsmustern mit mäßigen Geschwindigkeiten und Richtungen aus Südsüdost bis Nordwest.

Diese Informationen entstammen den Berliner Wetterkarten [BWK 00] und [BWK 01].

6.2 Zeitreihen der Strömungsmessungen

Die Schwachwindlagen im September führten im Bestand bei voller Belaubung großenteils zu Windgeschwindigkeiten, die von den Messgeräten nicht mehr aufgelöst werden können (kleiner 0.2 m/s). Aufgrund der vektoriellen Mittelung von Geschwindigkeit und Richtung ergeben sich bei diesen Wetterlagen große Unsicherheiten. Andererseits herrscht bei schwachem Wind im Bestand auf der betrachteten Skala eine nahezu laminare Strömung. Schwachwindlagen gehen im Allgemeinen mit stabiler thermischer Schichtung einher, sodass die Strömungen innerhalb und außerhalb des Bestandes voneinander abgekoppelt sein können, es aber nicht zwangsläufig sein müssen.

Beim statistischen Vergleich der Windrichtungen in 30 m über Grund mit der in 17 m (vgl. Abb. 17 a)) beziehungsweise 5 m (vgl. Abb. 17 b)) über Grund ist deutlich zu erkennen, dass die Strömung oberhalb des Bestandes zwei Vorzugswindrichtungen aufweist. Sie befinden sich im Bereich von 120° und 250° in der Anströmrichtung. Erstere resultiert aus der Tatsache, dass das FZJ im Rurtal liegt. Das ist eine tektonisch bedingte Senke mit einem Höhenunterschied im Bereich des FZJ von etwa 20 m zum Umland, die bei schwacher bis mittlerer Anströmung ausreicht, um einen Kanalisierungseffekt hervorzurufen. Der Verlauf dieser Senke, die auch Rursprung genannt wird, verläuft bei Jülich von Ostsüdost nach Westnordwest. Die Häufung der Windrichtungen bei 250° resultiert aus den windstärkeren Westlagen. In diesem Fall setzt sich die Strömung bei neutraler bis labiler Schichtung über das niedrige orographische Hindernis hinweg.

Im Bestand sind diese Vorzugswindrichtungen zwar zu erkennen, aber in wesentlich schwächerer Form. Vor allem der Häufungspunkt bei 120° (in 30 m) zeigt, dass bei dieser Anströmung im Bestand eine starke Streuung vorliegt. Das resultiert aus der Entkopplung der Strömungen innerhalb und außerhalb des Bestandes bei den für diese Anströmrichtung typischen, windschwachen Wetterlagen und voller Belaubung. Desweiteren ist zu bemerken, dass die Entkopplung zwischen der Bestandsinternen und -externen Strömung vom Kronenraum zum Stammraum hin zunimmt. Bei Wetterlagen mit höheren Anströmgeschwindigkeiten und in der vegetationsfreien Phase ist die Übereinstimmung der Windrichtungen innerhalb und oberhalb des Bestandes wesentlich besser.

In den Abbildungen 18 und 19 sind die Zeitreihen der Strömungsmessungen am Turm und an der Messstelle „Wald“ dargestellt. Bei stärkeren Anströmungen zeigen sich Ähnlichkeiten sowohl in der Struktur der Geschwindigkeitsverteilung als auch in der Richtung. Das ist deutlich am Beispiel des Trogdurchzuges vom 14. bis 16. September zu erkennen. Dieser Zeitraum entspricht der Zeitspanne zwischen den Tagen 259. und 261. Die Windzunahme am 15. um zirka 12:00 MEZ (260.5) ist im

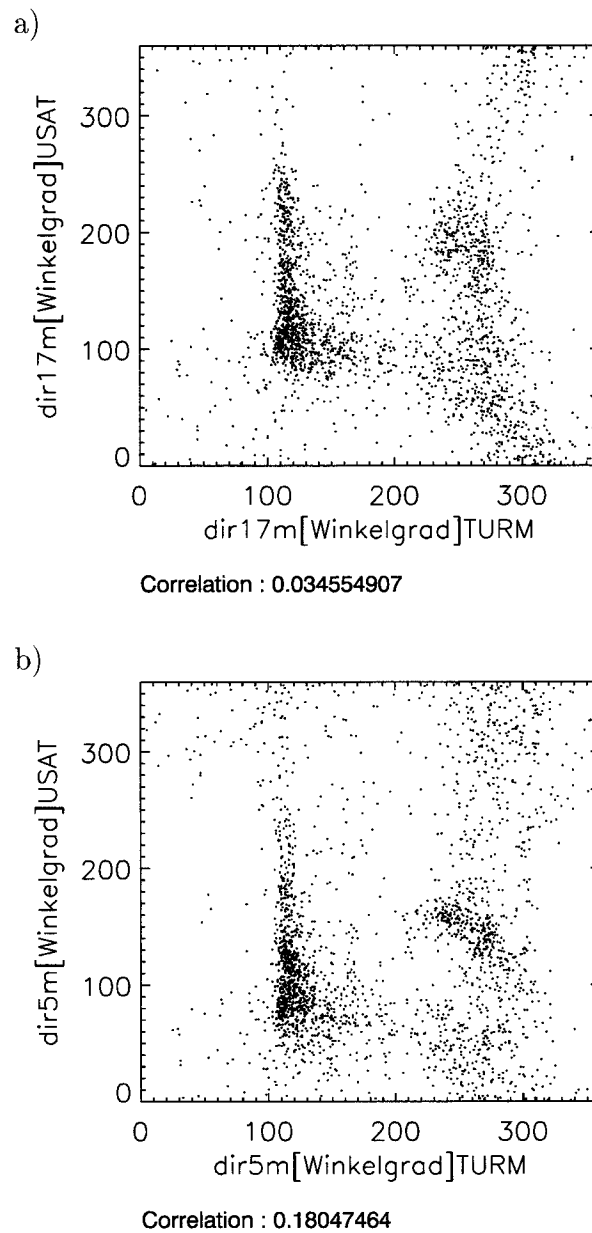


Abbildung 17: Statistischer Vergleich der Windrichtungen im und oberhalb des Bestandes über den gesamten Monat September a) in 17 m über Grund b) in 5 m über Grund.

Bestand in allen 3 Schichten deutlich zu erkennen (vgl. Abbildungen 20 a) und b)).

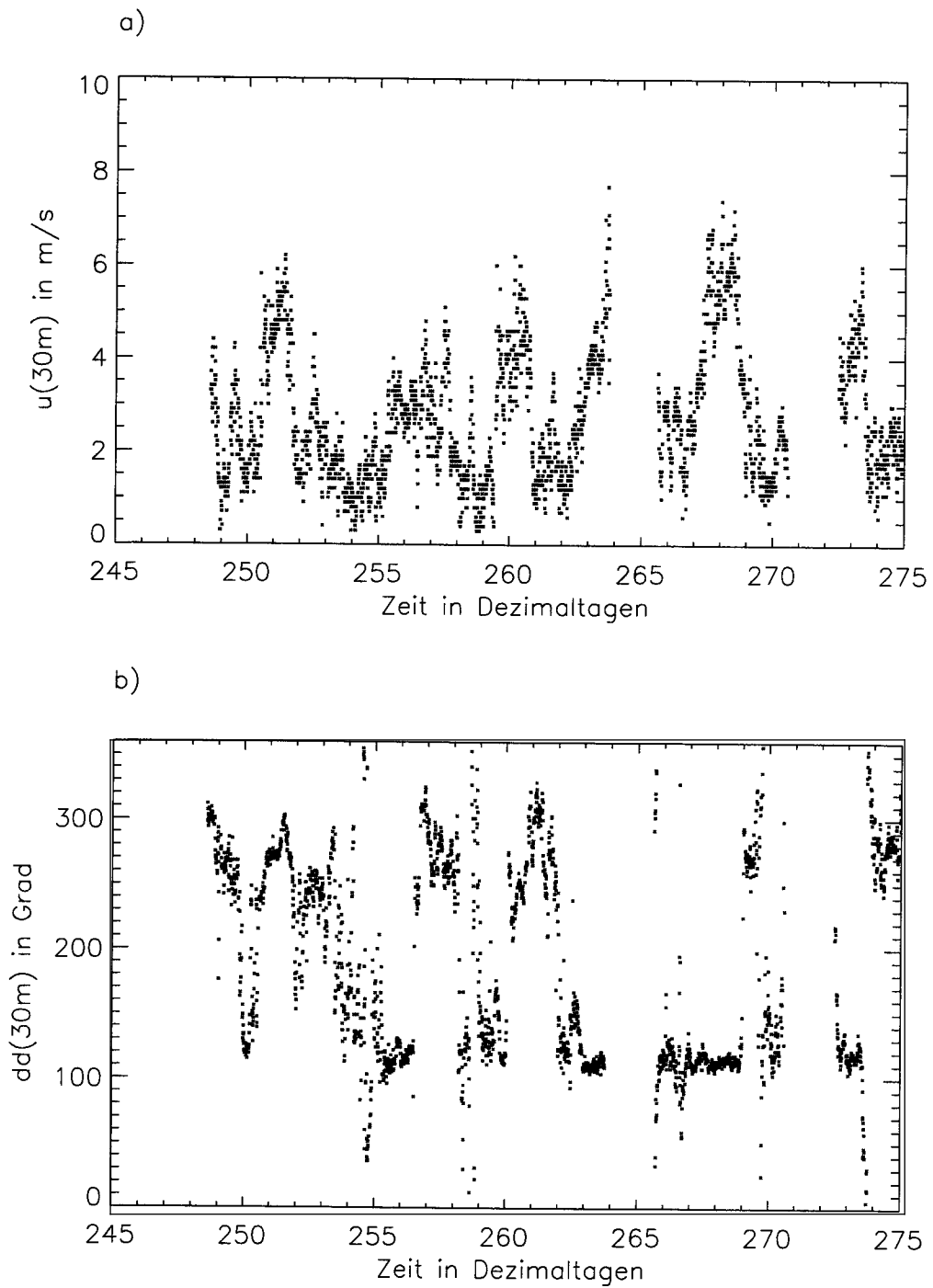


Abbildung 18: Zeitreihen der Messungen im September a) Windgeschwindigkeit in 30 m (Turm), b) Windrichtung in 30 m (Turm)

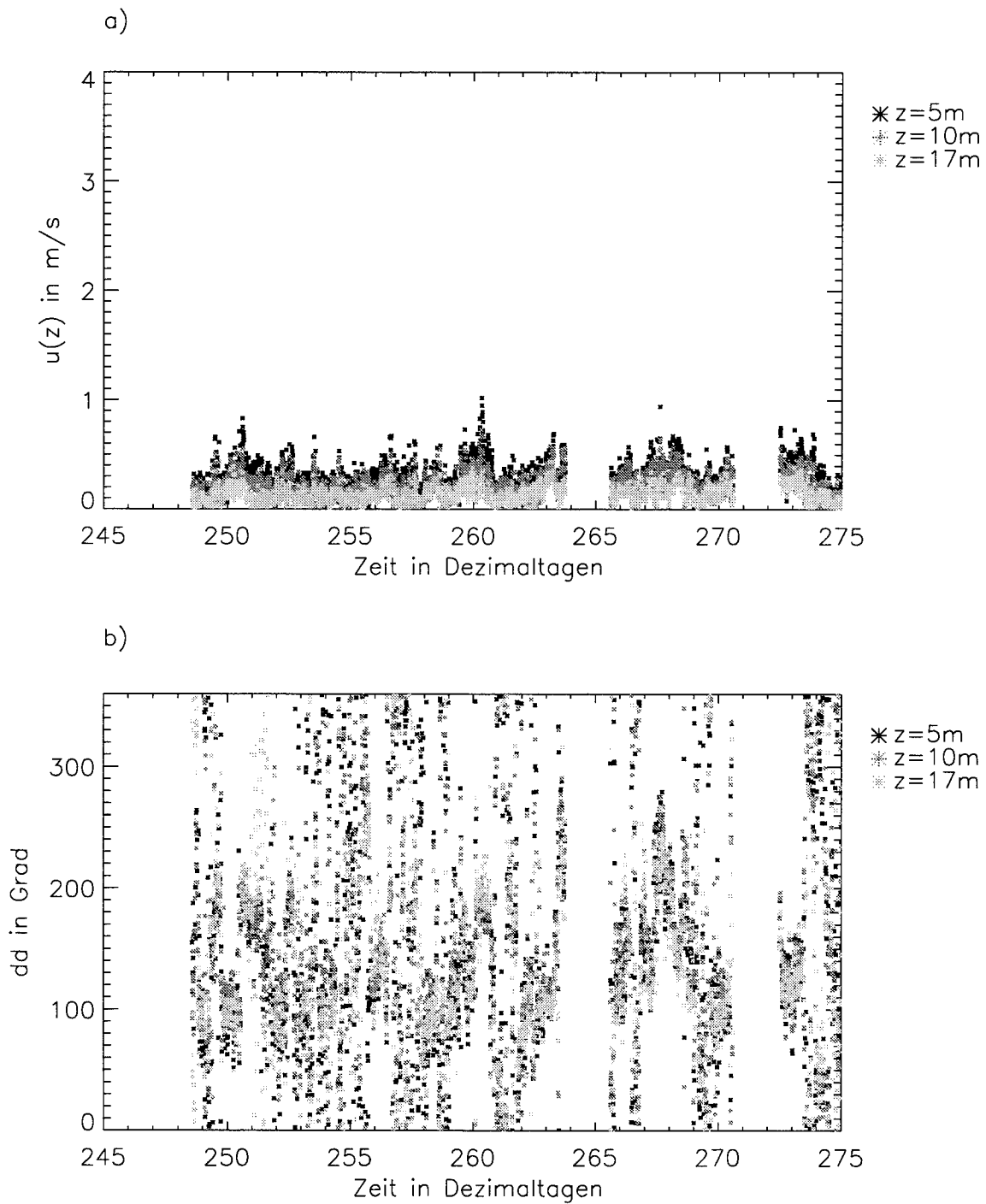


Abbildung 19: Zeitreihen der Messungen im September a) Windgeschwindigkeit in 5 m (schwarz), 10 m (mittelgrau), 17 m (hellgrau) an der Messstelle „Wald“, b) Windrichtung in 5 m (schwarz), 10 m (mittelgrau), 17 m (hellgrau) an der Messstelle „Wald“

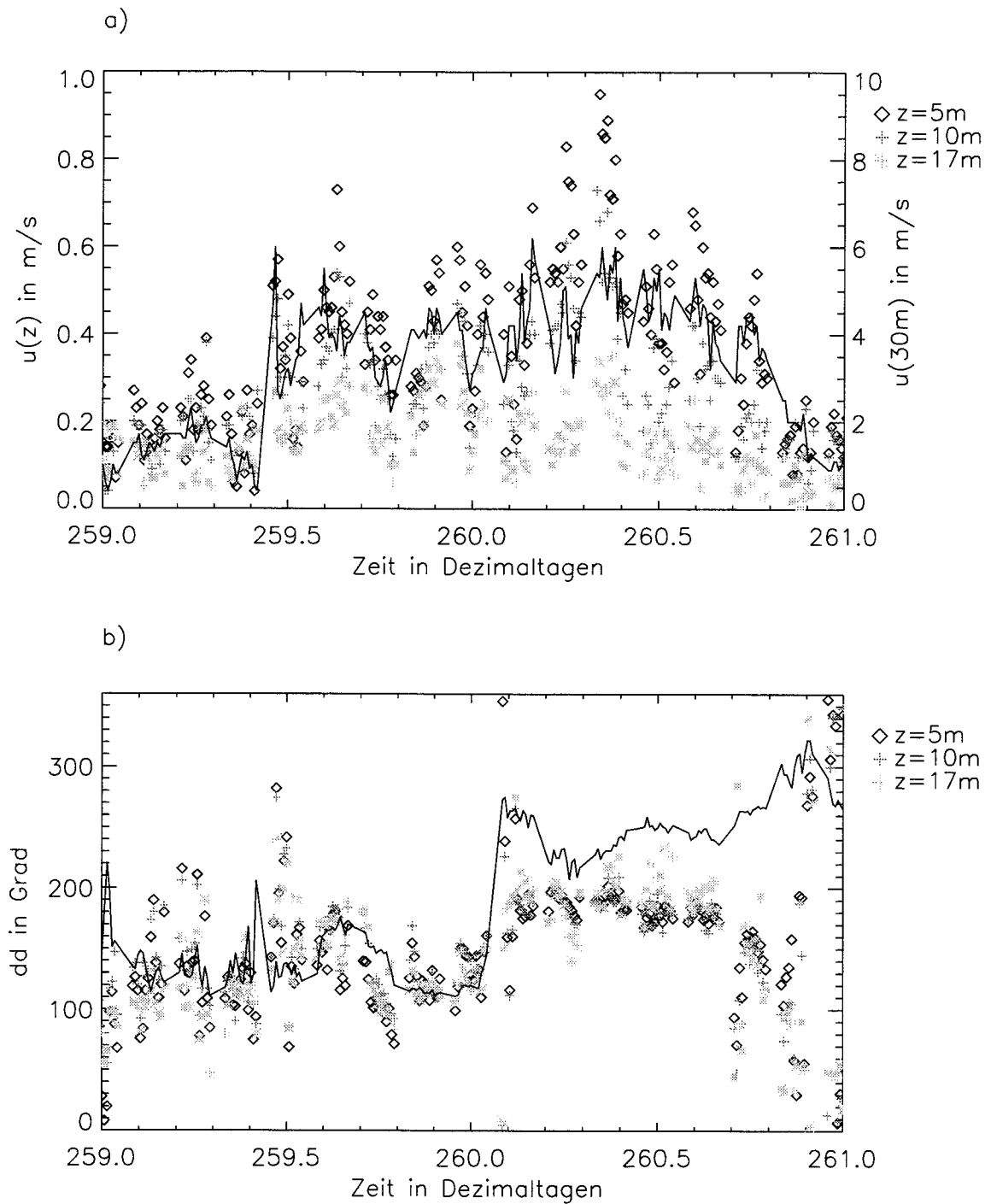


Abbildung 20: Zeitreihen der Messungen vom 14.09.2000 bis zum 16.09.2000 in 5 m (Raute – schwarz), 10 m (Kreuz – mittelgrau), 17 m (Stern – hellgrau) an der Messstelle „Wald“ und 30 m (durchgezogene Linie – schwarz) am Turm a) Windgeschwindigkeit b) Windrichtung

Eine Windddrehung von etwa 120° auf über 300° ist im Bestand ebenso wie in $1.5\ h$ zu verzeichnen. Die Windrichtung oberhalb der Vegetationsschicht ist in $0.85\ h$ am besten wieder zu erkennen. Es hat den Anschein, dass die Windddrehung im Bestand bei einer Richtung von zirka 200° stagniert. Der Einfluss der Anströmung nimmt zum Boden hin weiter ab. Dieser Trend ist von Beginn der zweiten Oktoberhälfte an bis zum Ende der ersten Messphase, Mitte Dezember, noch deutlicher zu erkennen. In diesem Zeitraum wurden Anströmgeschwindigkeiten über $4\ m/s$ vermehrt gemessen.

In den Abbildung 21 und 22 werden exemplarisch die Messreihen für den Monat November gezeigt. In der zweiten Novemberwoche (Tage 312.0 bis 317.0) ist deutlich eine langsame Windddrehung der Rurtalströmung (120°) auf eine Richtung vom etwa 240° zu verzeichnen (vgl. Abbildungen 23 a) und b)). Bei Anströmgeschwindigkeiten von $3\ m/s$ bis $5\ m/s$ folgt die Strömung im Bestand der Richtungsänderung bis zur Richtung, die um 200° schwankt. Auch im Zeitraum des Blattfalls (Tage 322.0 bis 332.0) folgt die Richtungsddrehung im Bestand der darüberliegenden Anströmung. Was während der Monate September und Oktober nur zu errahnen war, manifestiert sich an dieser Stelle. Ein Windsprung zwischen 200° und 240° ist im Bestand zu bemerken. Das bedeutet, Windrichtungen zwischen diesen Werten treten so gut wie gar nicht auf. Der Effekt schwächt sich zum oberen Kronenraum hin ab und die Strömung nähert sich dort wieder der Richtung der Bestandsüberströmung an. Bei Betrachtung der gesamten Messreihe ist diese Anomalie zwischen der Windrichtung in $30\ m$ und im Bestand systematisch zu erkennen. Diese Richtungsabweichung sowie die Windrichtungsdifferenz zwischen den Messungen im Bestand und auf dem Turm (22. – 24. September 2001) wird im Anschluss an die Betrachtung der Messzeitreihen genauer analysiert. Der Blattfall in der zweiten Novemberhälfte ist in Abbildung 22 a) deutlich zu erkennen. Während in den ersten 15 Tagen des Novembers die Geschwindigkeit zum Waldboden hin zunimmt und sich ein Sekundärmaximum im mittleren Stammraum (hier in $0.25\ h$ oder $5\ m$ über Grund) ausbildet, gleichen sich die Geschwindigkeiten der drei Messhöhen zum Ende des Monats hin untereinander an. Das entspricht dem in der Literatur beschriebenen Verhalten der Windprofile im Bestand während der vegetationsfreien Phase. Gleichzeitig mit fortschreitendem Blattfall folgen die Windrichtungen in den drei Messhöhen im Bestand exakter der Anströmrichtung oberhalb der Vegetationsschicht.

In den letzten beiden Novemberwochen (Tage 322.0 – 331.0) ist ein für das Rurtal typisches Strömungsmuster zu erkennen. Während des Vegetationswechsels dominierte eine West- bis Südwestströmung. Ein Umschlagen der Richtung von 230° bis 250° auf etwa 120° und umgekehrt, das durch wechselnde Windgeschwindigkeiten hervorgerufen wird, ist in den Zeitreihen immer wieder zu finden. Beim Unterschreiten eines Schwellenwertes von zirka $4\ m/s$ in $30\ m$ über Grund wirkt die Leitwirkung der Orographie dominierend auf die Strömung. Sie dreht auf eine Richtung von 120° .

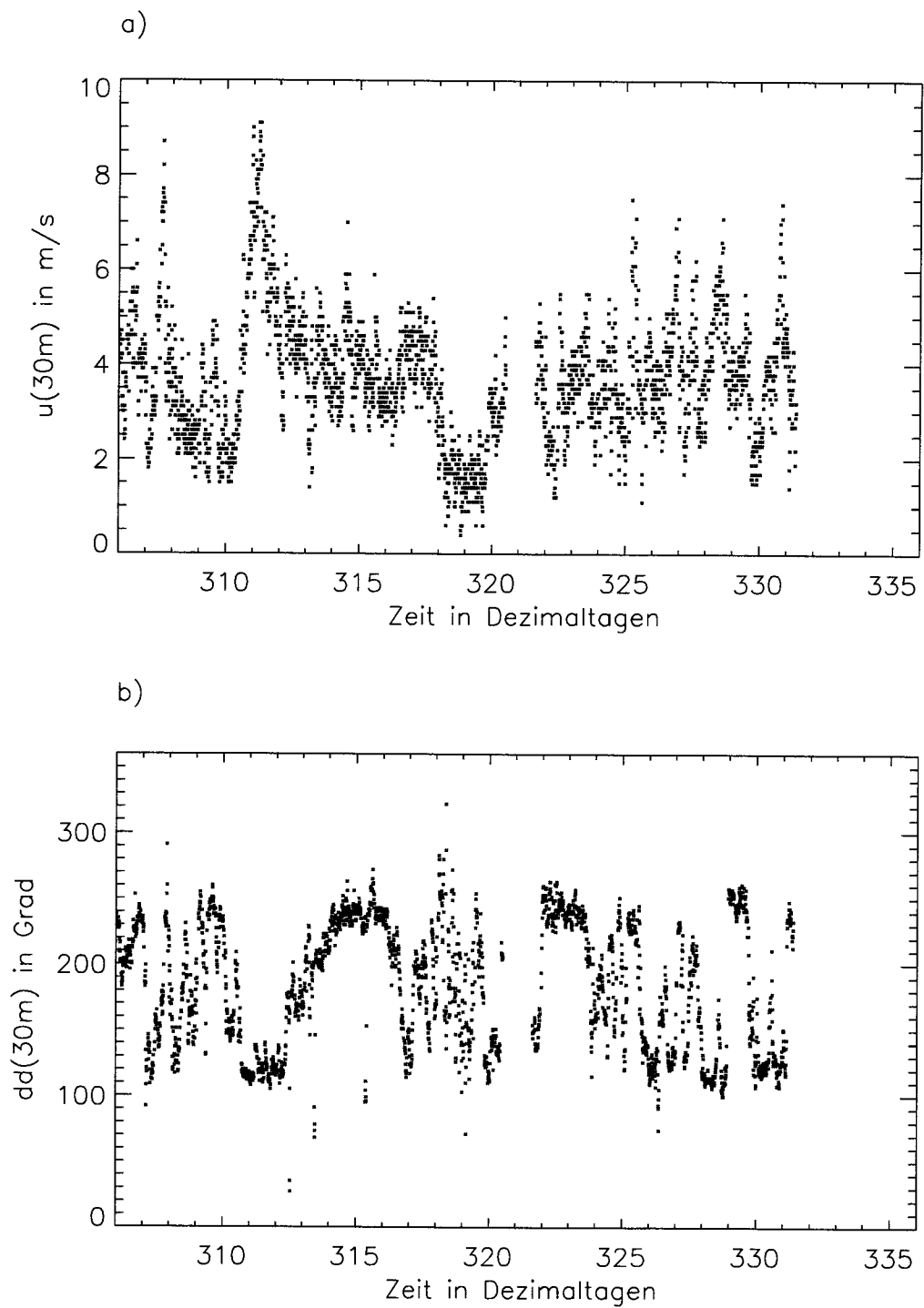


Abbildung 21: Zeitreihen der Messungen im November a) Windgeschwindigkeit in 30 m (Turm), b) Windrichtung in 30 m (Turm)

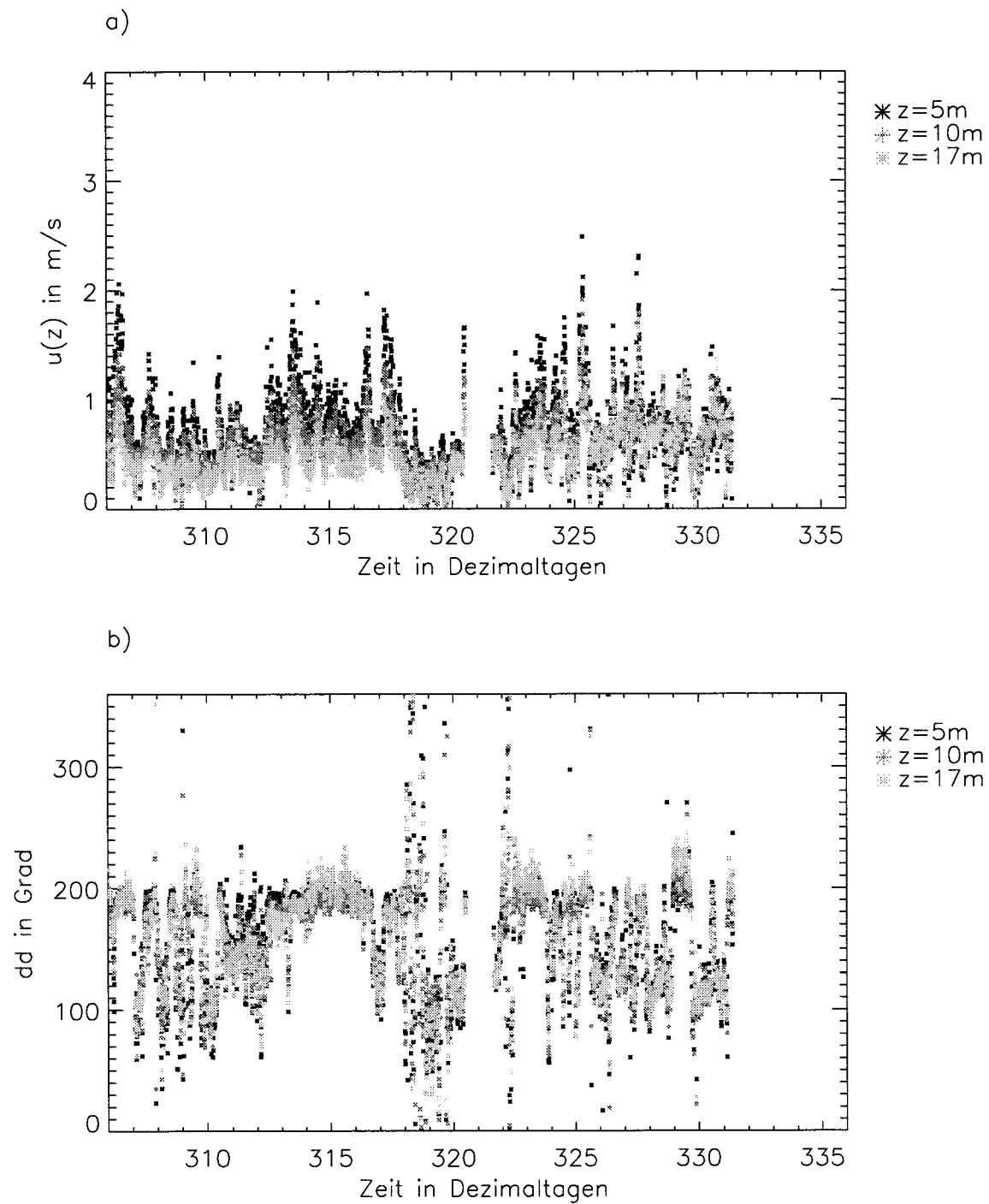


Abbildung 22: Zeitreihen der Messungen im November a) Windgeschwindigkeit in 5 m (schwarz), 10 m (mittelgrau), 17 m (hellgrau) an der Messstelle „Wald“, b) Windrichtung in 5 m (schwarz), 10 m (mittelgrau), 17 m (hellgrau) an der Messstelle „Wald“

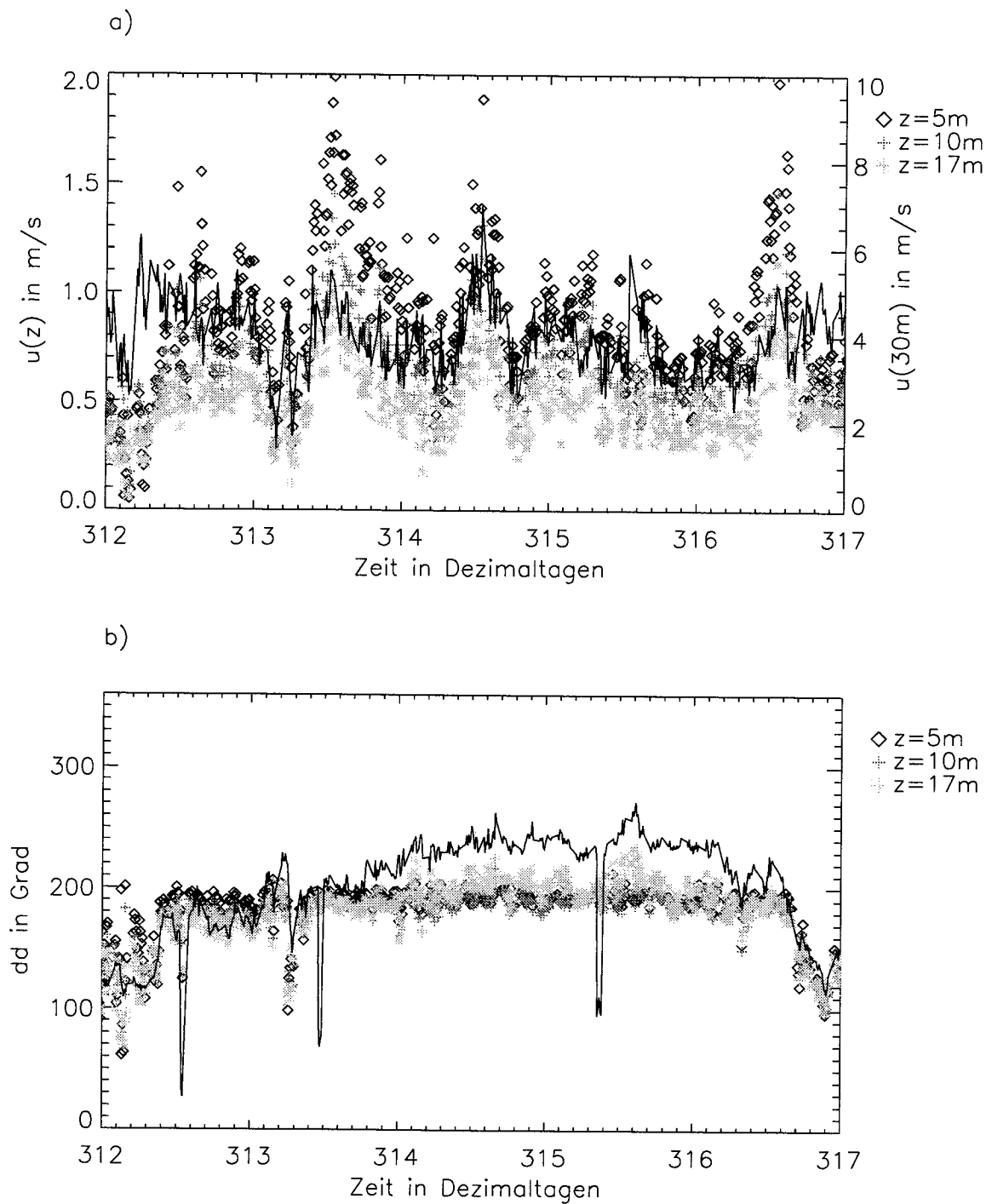


Abbildung 23: Zeitreihen der Messungen vom 7.11.2000 bis zum 12.11.2000 in 5 m (Raute – schwarz), 10 m (Kreuz – mittelgrau), 17 m (Stern – hellgrau) an der Messstelle „Wald“ und 30 m (durchgezogene Linie – schwarz) am Turm a) Windgeschwindigkeit b) Windrichtung

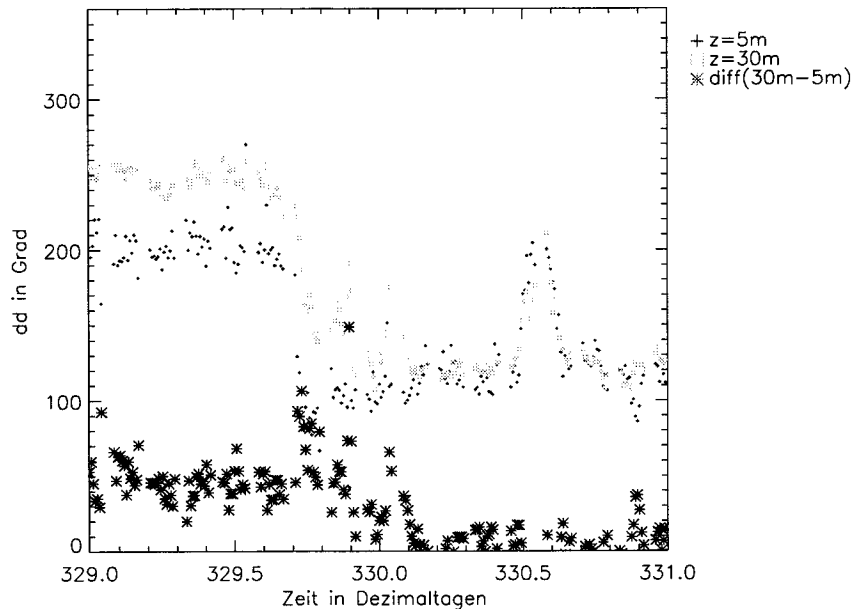


Abbildung 24: Zeitreihe der Windrichtungsmessung für den Zeitraum 329.0 bis 331.0 in 5 m (dunkelgrau), 30 m (hellgrau), Differenz 30m – 5m (schwarz)

Abbildung 24 zeigt die Windrichtung in 0.25 h und 1.5 h sowie die Differenzen aus beiden Messreihen für den Ausschnitt der Tage 329.0 bis 331.0. Dieser Ausschnitt wird gewählt, da eine plötzliche Drehung der Windrichtung auf grund des Rur-taleffektes stattfand. Bei einer Anströmrichtung um 250° sind mittlere Differenzen zwischen den beiden Messreihen von durchschnittlich 50° zu finden. Die Abweichungen bei einer Drehung auf Ost-südost beträgt im Mittel lediglich 10° . Dies steht im Gegensatz zu den erwarteten Ergebnissen. Da eine Windrichtung von 120° im Allgemeinen mit stabiler Schichtung und niedrigen Geschwindigkeiten einhergeht, liegt die Erwartung nahe, dass in diesem Fall ein Abkopplung der Strömungsregime voneinander zu beobachten ist. Neutrale Schichtung mit höheren Windgeschwindigkeiten treten vorzugsweise bei Anströmrichtungen um West bis Südwest auf. Doch die Annahme, dass sich die Anströmung unter diesen Bedingungen zum Boden hin fortsetzt, trifft an der Messstelle „Wald“ nicht exakt zu. Die Anströmung im Bestand erscheint auf den ersten Blick verwunderlich.

Wird das Kataster und die Flächennutzung (vgl. Abb. 4) zur Diagnose des Strömungsverlaufes hinzugezogen, so ist zu erkennen, dass sich eine Lücke zwischen den beiden Gebäuden südwestlich der Messstelle befindet. Ein Experiment, bei dem Rauch freigesetzt wird, zeigt, dass die Anströmung von 250° an der Waldkante südlich der Gebäude in Richtung von zirka 220° abgelenkt wird. In der Strassenschlucht und zwischen den Häusern wird sie kanalisiert und beschleunigt. Die

Strömung dringt dann mit einer Richtung von etwa 220° in den Bestand ein. Der beobachtete Verlauf der Strömung und die Bestandsarchitektur ist schematisch in Abbildung 25 skizziert.

Die Ursache für dieses Strömungsverhalten wurde anhand von Rauchausbreitung am 1. Oktober 2001 im Bereich der Messgeräte im Bestand überprüft. Die Rauchkerzen wurden zwischen dem südwestlichen Rand der Messstelle und den beiden Gebäuden etwa 100 Meter südwestlich des Messplatzes gezündet. Die Anströmung betrug bei einer Richtung von 250° bis 260° über mehrere Stunden durchschnittlich 4 m/s in 1.5 h . Das Rauch-Experiment zeigt, dass die Vegetationsstruktur, die durch unterschiedli-

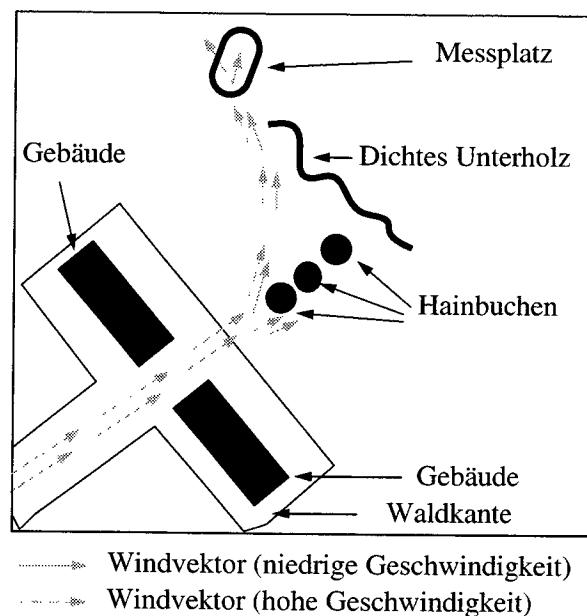


Abbildung 25: Schematisch dargestellter Verlauf der Strömung zur Messstelle „Wald“ hin, bei einer Anströmrichtung von 250° .

che Bestandsdichten gebildet wird, durchaus eine Leitwirkung auf die Strömung im Bestand ausübt. Es stehen im betrachteten Gebiet drei Hainbuchen mit durchgängig belaubtem Stamm- und Kronenraum in gerader Linie mit dem Durchgang zwischen den beiden Gebäuden, etwa 50 bis 70 m tief im Bestand. Daran schließt sich, parallel zur Breitseite des nördlich gelegenen Hauses, ein Gebiet an, welches einen größeren Unterholzanteil aufweist als die umliegende Vegetation. Es wird sichtbar, dass die drei Hainbuchen die Strömung aufspalten. Ein Teil des Windfeldes erhält an dieser Stelle eine Südkomponente. Durch das Unterholz wird der Wind nach Südosten abgelenkt. Parallel zu diesem Hinderniss zieht die Strömung dann bis hin zur Messstelle. Wie auf Abbildung 25 schematisch zu erkennen ist, verläuft die Strömung vor

Eintritt in die Lichtung am Messplatz in südöstlicher Richtung und nimmt dann wahlweise eine der beiden Vorzugsrichtungen an. Im Fall höherer Geschwindigkeiten propagiert die beobachtete Rauchfahne weiterhin in südöstlicher Richtung, was etwa 120° entspricht. Schwächen sich die Böen ab, so folgt die Strömung durch die Leitwirkung der Lichtung und eines nahegelegenen Weges einer Richtung von rund 200° .

Im Vergleich dazu wird in Abbildung 26 ein simuliertes Windfeld unter vergleichbaren Bedingungen gezeigt. Dies wird exemplarisch an einer Simulation für den 24. Oktober 2001 um 12:00 Uhr (Dezimaltag: 299.5) gezeigt.

Die Anströmung am Turm betrug 3.4 m/s bei einer Richtung von 248° in 30 m über

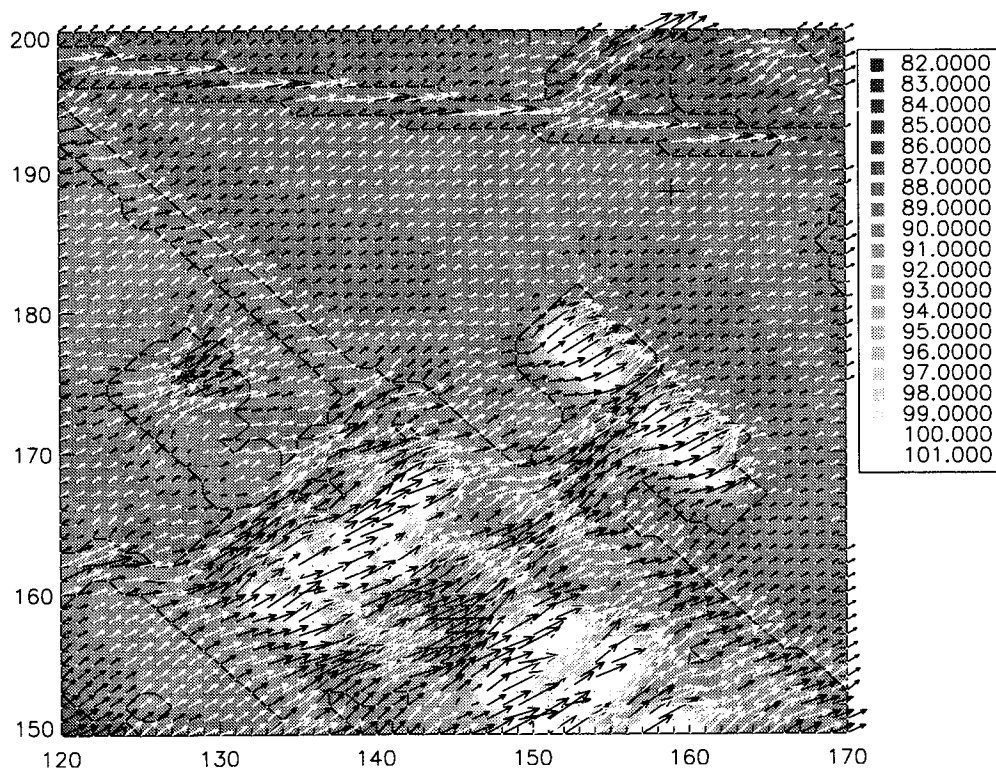


Abbildung 26: Simulierter Verlauf der Strömung zur Messstelle „Wald“ hin, bei einer Anströmrichtung von 239° ; unterste Rechenschicht etwa 2.5 m über Grund. Weiße Pfeile: Strömung mit negativem w , schwarze Pfeile: Strömung mit positivem w .

Gund und 5.3 m/s bei einer Richtung von 235° in 50 m über Grund. Die Atmosphäre war zu diesem Zeitpunkt neutral geschichtet. Im Modell führte diese Initialisierung zu einer Anströmrichtung von 239° in 30 m am Gitterpunkt des Turms. Die Grafik zeigt einen Ausschnitt des Modellgebietes, der die Gitterpunkte $(120,170)$

in x -Richtung und (150,200) in y -Richtung umschließt. Die Geschwindigkeiten sind mit der Maximalgeschwindigkeit normiert. Die weißen Pfeile signalisieren Geschwindigkeiten, die eine negative Vertikalkomponente besitzen, die schwarzen bilden die Horizontalgeschwindigkeit der aufwärtsgerichteten Strömung ab. Die Geländehöhe ist in Grauschattierungen unterlegt, deren Werte in m über Normalnull der Legende am rechten Rand der Abbildung zu entnehmen sind. Der Übersichtlichkeit wegen sind lediglich die Waldgebiete schwarz umrandet. Die Messstelle „Wald“ ist mit einem schwarzen Kreuz, die Lage des Messturms mit einem schwarzen Stern gekennzeichnet.

Der Kanalisierungseffekt zwischen den südwestlich des Messplatzes gelegenen Häusern und die Strömungsaufspaltung an der südlich davon gelegenen Waldkante, ist deutlich zu erkennen. Auch die Beschleunigungswirkung der Straßenschlucht und die orographisch bedingte Richtungsablenkung durch die Häuser wird vom Modell den Beobachtungen entsprechend wiedergegeben. Problematisch gestaltet sich die Strömungsverteilung innerhalb des Bestandes. Durch den momentan noch einheitlichen Ansatz der Strömungsbestimmung im Bestand werden unterschiedliche Bewuchsklassen nicht erfasst. Diese Effekte können vom Modell noch nicht berücksichtigt werden, da die Informationen über die Waldbeschaffenheit und den Bestandsuntergrund nicht detailliert genug angegeben sind. Für eine bessere Auflösung der unterschiedlichen Vegetationsformen im Wald müssen noch weitere Messungen der individuellen Bestandsparameter absolviert werden, die im zeitlichen Rahmen dieser Arbeit nicht durchführbar sind. Hierbei handelt es sich um Langzeitmessungen der Windprofile in den unterschiedlichen Bestandsarten, sowie der LAI-Bestimmung im Sommer und im Winter.

6.3 Strahlungsmessung

Wie aus den Windmessungen zu sehen ist, wirkt sich der Vegetationswechsel auf die Profilstruktur im Bestand aus. Dieses Verhalten soll im operationellen Betrieb des Modells berücksichtigt werden. Länge und zeitliche Verteilung des Blattwechsels werden beobachtet, um eine Methode für die Beschreibung der Blattwechselintensität und der zeitlichen Erstreckung zu entwickeln, die operationell einsetzbar ist. Hierfür wurden zwei Strahlungsmessreihen im Zeitraum der Blattwechsel im Herbst 2000 und im Frühjahr 2001 durchgeführt. Auf Grund eines Datenverlustes des auf der 30-m-Plattform des 120-m-Messturmes installierten Messgerätes ab dem 7. November, konnte die Messreihe nur vom 24. Oktober bis zu diesem Zeitpunkt ausgewertet werden.

Der zweite Zeitraum, in dem die Strahlungsmessung durchgeführt worden ist, erstreckt sich vom 24.04.2001 bis zum 15.05.2001. In dieser Zeit ist in den Jahren 1999

bis 2001 die Blattentfaltung beobachtet worden.

Aus dem Verhältnis der Messungen innerhalb und oberhalb des Bestandes kann mit Hilfe der Gleichung 4 der kumulative Blattflächenindex bestimmt werden. Anhand der zeitlichen Veränderung dieser Größe wird, wie in Kapitel 3.4 beschrieben, die zeitliche Änderung des CFI-Profiles abgeleitet werden.

6.3.1 Blattwechsel - Herbst 2000

Der herbstliche Laubfall der Rotbuche erstreckt sich etwa von Mitte Oktober bis Mitte Dezember. Die Hauptphase, in der 90 % der Blätter von den Bäumen fallen, ist in den letzten beiden Novemberwochen zu beobachten. Die Studie von [MEFA 99] zeigt, dass sich die Vegetationsphase vieler Arten seit Anfang des Jahrhunderts verlängert. Die Verschiebung bezieht sich aber im Wesentlichen auf eine Verfrühung des Vegetationsbeginns um etwa 12 Tage in den letzten 100 Jahren. Während die Verschiebung des Blattaustriebes temperaturabhängig ist, zeigt die Verzögerung des Blattwechsels im Herbst diese Tendenz nicht ([DEF 91]). Die Verzögerung des Vegetationsendes hat sich lediglich im Mittel um etwa zwei Tage zum Jahresende hin verschoben.

Bei Betrachtung der im Bestand gemessenen Zeitreihen der vertikalen Horizontalwindprofile wird deutlich, dass ein sichtbarer Einfluss des Blattwechsels erst während der intensiven Phase des Vegetationswechsels festzustellen ist (vgl. Abb. 22 a)). Abbildung 27 zeigt die zeitliche Änderung des aus den Strahlungsmessungen berechneten Blattflächenindex'. Er wird aus den über die Tageszeit gemittelten Strahlungswerten berechnet. Der gezeigte Ausschnitt bezieht sich auf den Zeitraum bevor der Hauptblattwechsel einsetzt.

Zwei Dinge fallen spontan auf. Erstens weist der LAI eine starke Kopplung an die Strahlungsbilanz oberhalb des Bestandes auf, die von Tag zu Tag erheblich schwankt. Entsprechend schwankt der LAI gleichfalls stark. Zweitens liegen die theoretisch zu erwartenden Werte für einen Rotbuchenbestand dieses Alters und der vorliegenden Bewuchsdichte um einen Faktor 2–4 höher. Punkt eins lässt sich anhand des Sonnenstandes erklären. Die Strahlungsbilanz innerhalb des Bestandes weist unabhängig von den äußeren Bedingungen kaum Schwankungen auf, was durch den geringen Einfallswinkel der Sonne erklärt wird. Die direkte Strahlung muss auf ihrem Weg zum Messgerät viel mehr Biomasse durchdringen als es bei höherem Sonnenstand der Fall ist. Es kommt zu wenig Strahlung am Gerät an. Somit entsteht der Eindruck eines zu dichten Waldes. Eine realistische Bestimmung des LAI ist nur an Tagen mit diffuser Einstrahlung möglich. Hinzu kommt noch, dass die Tageslänge in dieser Jahreszeit sehr kurz ist. Dadurch werden nur wenige Messwerte in der Mittelung berücksichtigt. Punkt zwei erklärt sich durch den Standort des Pyrriadiometers

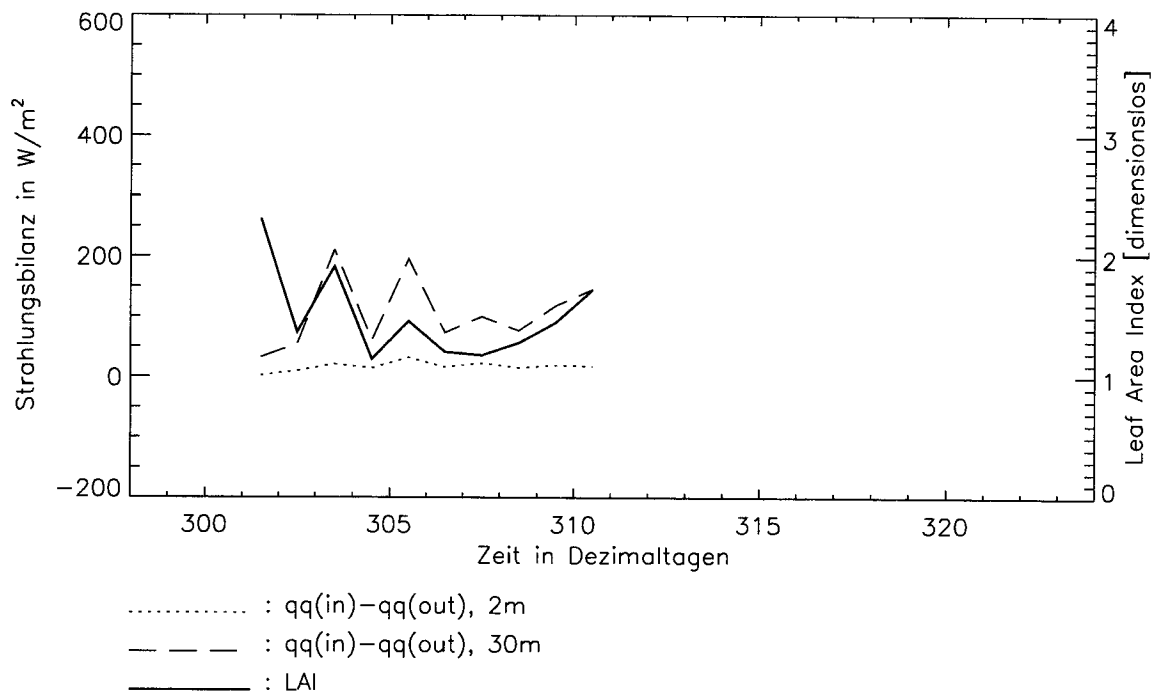


Abbildung 27: LAI aus Strahlungsmessung zu Beginn des Vegetationswechsels Anfang Oktober 2000

innerhalb der Vegetation. Das Gerät ist an einem Ort fest installiert und nimmt nur den LAI dieses Ortes auf. Für die Messung eines für den Bestand repräsentativen 'Blattflächenindex' müssten Strahlungsmessungen an mehreren Orten des Waldes gemacht werden. Im vorliegenden Fall war unmittelbar oberhalb des Pyrrometers die Kronendecke durchbrochen. An dieser Stelle kann mehr Strahlung in den Bestand eindringen, die dann im Mittel zum Boden transmittiert. Zum einen konnte der Standort des Gerätes aus logistischen Gründen nicht anders gewählt werden, zum anderen zielt die Fragestellung auf das zeitliche Verhalten des LAI ab, nicht aber auf den Absolutwert.

6.3.2 Blattwechsel - Frühjahr 2001

Im Frühjahr setzt die Blättentfaltung der Rotbuche erfahrungsgemäß Anfang Mai ein und dauert bis etwa Mitte Mai an. Die erneut durchgeführte Strahlungsmessung unterstreicht diese Beobachtung (vgl. Abb. 28). Während der Wintermonate ist der LAI auf unter 1 zurückgegangen. Er schwankt um 0.8. Die erste sichtbare Zunahme lässt sich am 1. Mai (Tag 121.0) erkennen. Von da an ist bis zum 12. Mai (Tag 133.0)

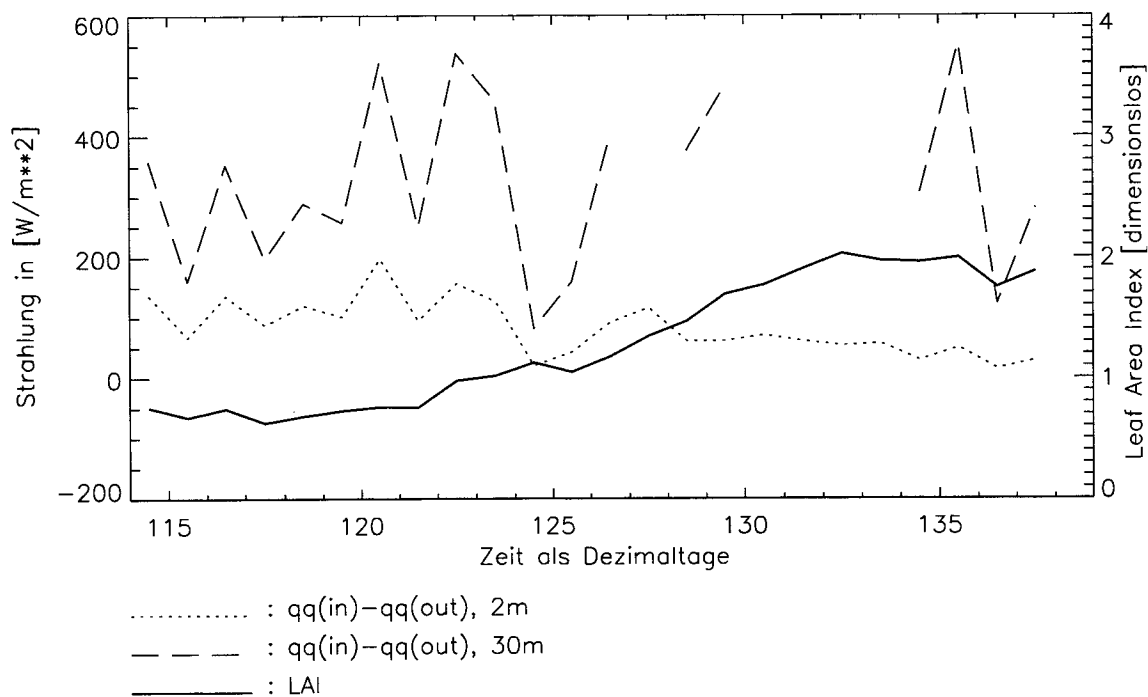


Abbildung 28: LAI aus Strahlungsmessung während des Vegetationswechsels vom 24.04.2001 bis zum 19.05.2001

ein nahezu lineares Anwachsen der Größe festzustellen. Ab Mitte Mai pendelt sich der LAI bei einem Wert um 2 ein, der auch vor dem Blattfall im Herbst erreicht worden ist.

Die Bestimmung des LAI ist im Frühjahr, bei einem höheren Sonnenstand, wesentlich unproblematischer als im November. Durch den höheren Zenitwinkel sind die Schwankungen der Strahlungsintensität innerhalb und außerhalb des Bestandes gut korreliert, sodass der daraus berechnete Blattflächenindex nur geringe Schwankungen aufweist und einen plausiblen Verlauf zeigt. Auch das Verhältnis der Blattflächenindizes zwischen Sommer und Winter ist für einen Rotbuchenbestand typisch und liegt bei $LAI_{winter} = 0.4 \cdot LAI_{sommer}$ (vgl. Tab. 3). Das ist ein Wert, wie er auch aus der Literatur bekannt ist.

Die Methode, den Vegetationswechsel im Frühjahr anhand einer operationellen Strahlungsmessung abzulesen, erweist sich, wie in Abbildung 28 dargestellt, als ein sinnvolles Hilfsmittel. Anfang und Ende der Blättentfaltung sind gut zu erkennen. Im Herbst hingegen ist die Bestimmung des Vegetationswechsels auf diese Art sehr ungenau. Der niedrige Sonnenstand verhindert eine präzise Strahlungsmessung im Bestand. Das Ergebniss wird zum einen durch einen zu kleinen Absolutwert verfälscht,

zum anderen ist durch die große Schwankung des berechneten LAI eine genaue Aussage über Dauer und Stärke des Blattfalls nicht möglich. Für einen Rotbuchenbestand ist es sinnvoller, den Vegetationswechsel im Herbst mit einer definierten Datumsspanne im Modell festzulegen.

6.4 Messung des Blattflächendichteprofiles

Mit der Strahlungsmessung konnte lediglich der Verlauf der Belaubungswechsel bestimmt werden, aber weder der absolute effektive LAI noch die vertikale Blattflächendichteverteilung. Hierfür wurde am 3. Juni 2001 eine Messung unter Verwendung eines LAI2000 Plant Canopy Analysers durchgeführt. Die Messung konnte nicht direkt an der Messstelle „Wald“ praktiziert werden, da das notwendige Gerät für die Aufzeichnung der Profile nicht an die Stelle zu bringen war. Hierbei handelt es sich um einen Drehleiterwagen der Feuerwehr des FZJ, mit dessen Hilfe die Messungen in den Nivaus oberhalb des Bodens bis in eine Höhe von 25 m (oberer Kronenraum) durchgeführt werden konnten. Es wurde ein Waldstück mit ähnlicher Bewuchsstruktur ausgewählt, das mit der Drehleiter gefahrlos zu erreichen war. Gemessen wurde in den Höhen $0.07 h$, $0.25 h$, $0.36 h$, $0.45 h$, $0.57 h$, $0.75 h$ und $0.89 h$.

Bei einheitlicher Bedeckung des Himmel und nahezu windstillen Verhältnissen wurde die Messung durchgeführt. Abbildung 29 zeigt das aufgezeichnete Vertikalprofil sowie die daraus folgende Blattflächendichteverteilung. Bis in eine Höhe von $0.7 h$ sind nur geringe Schwankungen in beiden Größen, dem LAI und der LAD, zu erkennen. Darüber beginnt der Kronenraum im Bestand, in dem eine deutliche Abnahme des LAI zu erkennen ist. Die Schwankungen der Blattflächendichte im Stammraum sind mit einer sekundären Belaubungszone zu erklären. Kleinere belaubte Ästchen wachsen direkt aus dem Stamm und beeinflussen die Messung im Stammraum. Dieses Bewuchsmuster ist auch an der Messstelle „Wald“ zu beobachten. Dort ist eine Verschiebung der maximalen Belaubungsdichte in eine Höhe von $0.9 h$ zu erkennen. Innerhalb eines Bestandes kann sich nicht, wie bei freistehenden Bäumen, eine ausladende Krone entwickeln, sondern es bildet sich ein Laubdach am Bestandsoberrand aus. Die größte Bewuchsdichte ist also in der angegebenen Höhe zu finden. Von dort wachsen noch etliche Äste nach oben heraus, die die Bestandsobergrenze bilden.

6.5 Messung des Widerstandskoeffizienten c_D

Ein weiterer, messbarer Bestandsparameter ist der Widerstandsbeiwert c_D . Dieser Koeffizient beschreibt den Widerstand, der der Strömung durch den Untergrund beziehungsweise durch Hindernisse entgegengesetzt wird. Mit einem Ultraschall-

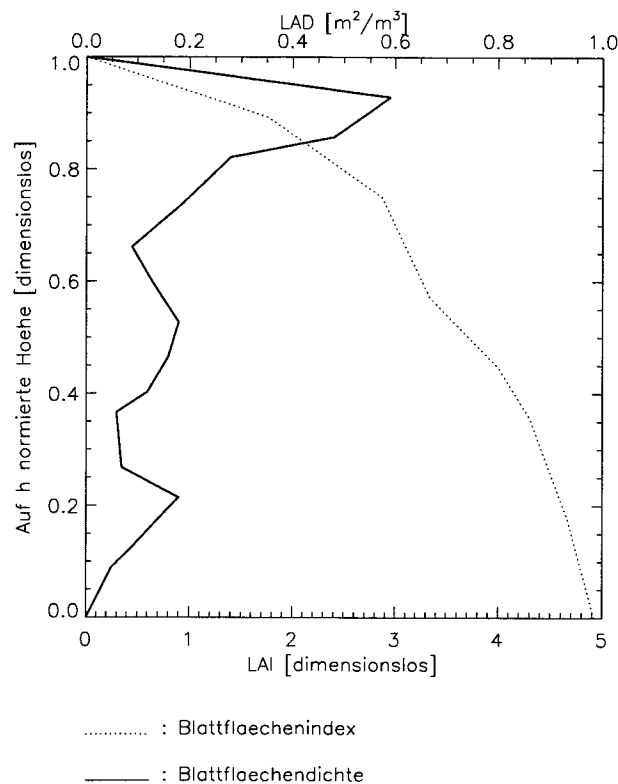


Abbildung 29: Vertikalprofile des Blattflächenindex' (gepunktet) und der Blattflächen-dichte (durchgezogen) während der Vegetationsphase

Annenometer-Thermometer (USAT) kann der Widerstandskoeffizient über einer freien Fläche gemessen werden. Er ist durch das Verhältnis der Quadrate der Schubspannungsgeschwindigkeit und der mittleren Geschwindigkeit definiert (vgl. Gl. 26). Im Bestand müssen zusätzlich die Hindernisse der Bäume beachtet werden. Dies erfolgt anhand der Gleichung 28 ([GRO 93]).

Ein gemessenes Profil für die LAD liegt nur für die Vegetationsphase vor. Aus diesem Grund kann der gemessene Widerstandsbeiwert für den Bestand nur in dieser Phase dargestellt werden. Abbildung 30 zeigt den Zusammenhang zwischen c_D und der herrschenden Windgeschwindigkeit in den drei Messhöhen. Dabei sind die Grafiken den Messhöhen entsprechend angeordnet. Die Darstellung für die Messung in 5 m über Grund befindet sich unten, die für 10 m in der Mitte und die für 17 m oben. Werte für den Widerstandskoeffizienten oberhalb von 1 wurden ausgeschlossen, da es sich dabei mit großer Wahrscheinlichkeit um Messfehler handelt. Die Fehler, die bei der Berechnung von c_D gemacht werden, sind verhältnismäßig groß. Es kommt zu einer Fortpflanzung der Fehler aller verwendeten Größen.

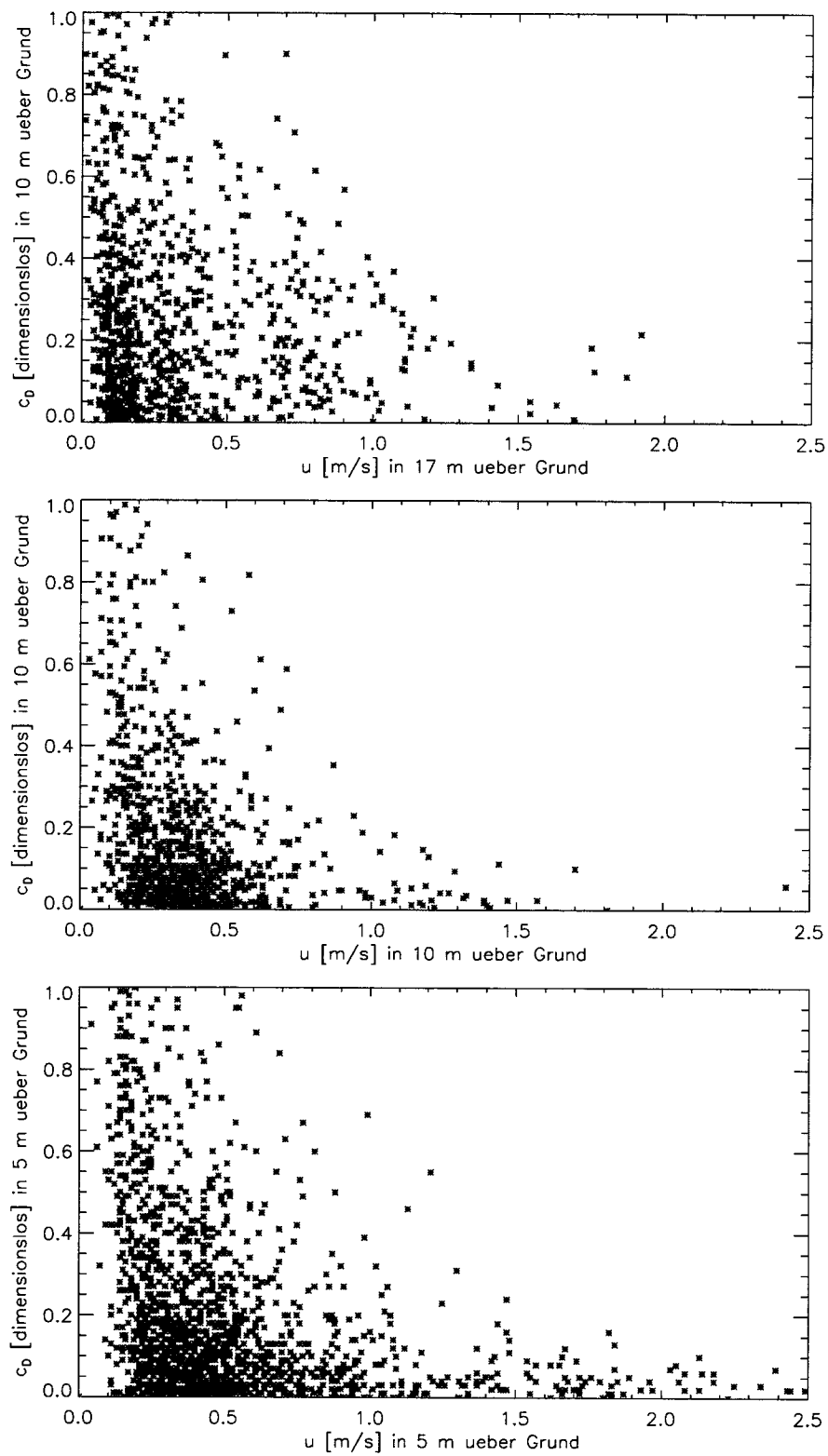


Abbildung 30: Verteilung der Widerstandskoeffizienten in Bezug auf die Windgeschwindigkeit im Oktober 2000

Die aus der Literatur bekannte Geschwindigkeitsabhängigkeit von c_D ist nicht wiederzuerkennen. Im Bereich niedriger Windgeschwindigkeiten, unterhalb von etwa 1 m/s, streut die Verteilung extrem. Bei höheren Geschwindigkeiten pendeln sich die Widerstandskoeffizienten für die beiden unteren Messniveaus auf einem Wert von etwa 0.05 ein. Der erwartete Wert für die vorliegende Bestandsdichte liegt bei etwa 0.3. Das bedeutet eine Abweichung von nahezu einem Faktor 10.

Der Grund für die ungenaue Bestimmung ist in der Turbulenzmessung im Bestand zu suchen. Zum einen sind die geringen Geschwindigkeiten innerhalb des Canopy problematisch zu erfassen. Eine weitere Fehlerquelle ergibt sich durch die Architektur der Messgeräte. Bei Wirbelgrößen, die Längenskalen im Bereich der Meßstrecke haben, versagt die Messmethode der USATs. Im Bestand ist eine Verschiebung der Längenskalen der Wirbel im Vergleich zu einer freien Fläche zu beobachten ([BFW 01]). Das gilt insbesondere für das Gerät in 17 m Höhe. Hinzu kommt, dass nur für einige Windgeschwindigkeiten größer 1 m/s die Werte für c_D berechnet worden sind. Es ist also nur bedingt sinnvoll, anhand dieser Messungen weitere Aussagen zu treffen. Das zeigt auch folgende Untersuchung, in denen der Canopy-Flow-Index anhand der gemessenen Widerstandskoeffizienten ermittelt wird.

6.6 Bestimmung des Canopy-Flow-Index' aus Messungen

Der Canopy-Flow-Index wird durch Gleichung 10 definiert. Außer dem Widerstandsbeiwert gehen die bestandsabhängigen Größen der Blattflächendichte und der Mischungsweglänge l in die Berechnung ein. Da detaillierte Informationen über l nicht vorliegen, wird es in erster Näherung als konstant angenommen. Bei weiteren Testrechnungen zeigte sich, dass durch die Annahme einer Höhenabhängigkeit von l , wie sie in Kapitel 2.2 beschrieben wurde, keine nennenswerten Verbesserungen bei der Berechnung von ν erzielt werden konnten. Die starke Streuung des Widerstandskoeffizienten dominiert die Berechnungen.

In Abbildung 31 sind die Grafiken wiederum entsprechend der Messhöhen angeordnet. Die starke Streuung von c_D überträgt sich verständlicher Weise auf den CFI, sodass eine fundierte Aussage über die Größenordnung von ν auf diese Art nicht möglich ist. Zu erkennen ist aber die Tendenz zu größeren Beträgen des CFI im Kronenraum. Was in Abbildung 30 für die Widerstandskoeffizienten nicht sichtbar ist, zeichnet sich in der Darstellung des Canopy-Flow-Index leicht ab. Durch das Laubdach an der Messstelle wird die Strömung stärker beeinträchtigt als in den Bereichen unterhalb der Krone.

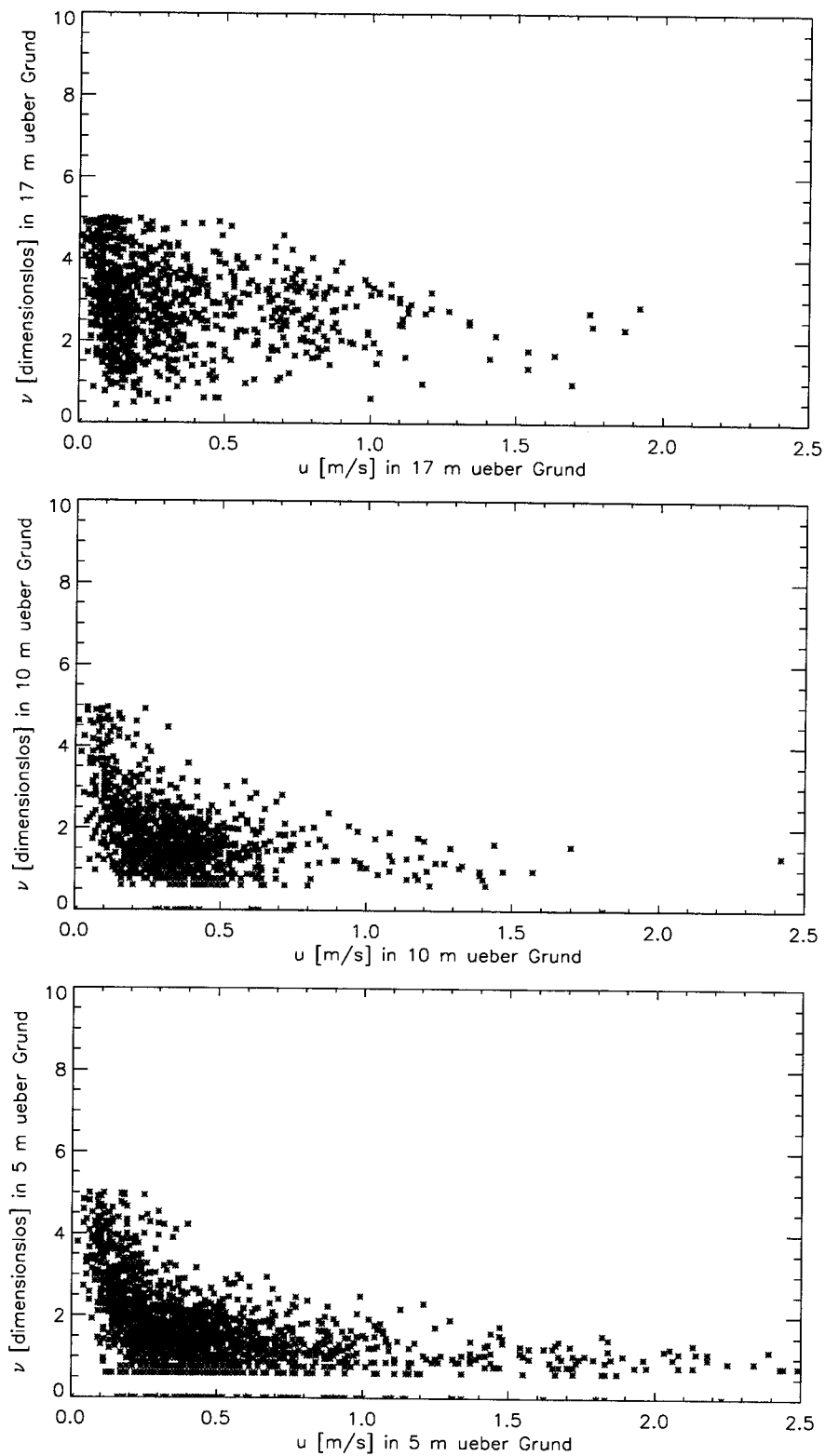


Abbildung 31: Verteilung des Canopy-Flow-Index' in Bezug auf die Windgeschwindigkeit im Oktober 2000

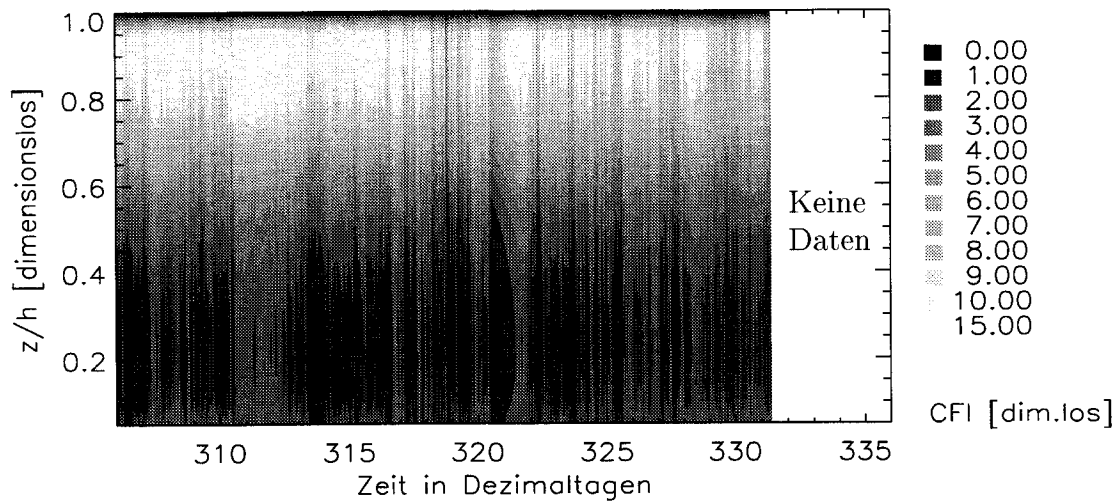


Abbildung 32: Zeitabhängige Verteilung der CFI-Profile für November 2000

Es scheint also nicht sinnvoll, für die Modellierung der Windprofile im Bestand die aus den Messungen der Bestandsparameter berechneten mittleren CFI-Profile zu verwenden. Präzisere Ergebnisse werden mit Hilfe der aus der Strömungsmessung berechneten CFI-Profile erzielt (vgl. 3.4). Am Beispiel November wird dargestellt, inwieweit die Annahme einer linearen Interpolation zwischen den CFI-Profilen während des Vegetationswechsels für die Modellrechnungen verwendbar ist. Der zeitliche Verlauf der vertikalen CFI-Verteilung, die aus den Messungen berechnet worden ist, wird für November 2000 in Abbildung 32 dargestellt. Während im Stammraum kaum Veränderungen zu sehen sind, zeichnet sich im Kronenraum in der zweiten Monathälfte eine rückläufige Tendenz der CFI-Werte ab. Sie gehen im Bereich zwischen 0.5 h und 1.0 h, wo sich der Großteil der Blattmasse befindet, auf etwa die Hälfte ihrer ursprünglichen Werte zurück. Ob eine lineare Interpolation sich im Modell als sinnvoll erweist, ist anhand dieser Untersuchung allerdings nicht direkt ersichtlich. Um diesen Tatbestand zu prüfen, müssen simulierte und gemessene Windprofile miteinander verglichen werden.

Für die Modellierung der Geschwindigkeit über den Blattwechsel hinweg wurde je ein mittleres Profil des CFI innerhalb und außerhalb der Vegetationsphase bestimmt (siehe Abb. 6 a) und b)). Zwischen diesen wird über den Zeitraum des Blattwechsels linear interpoliert (vgl. Kap. 3.4).

Die mit dieser Methode berechneten Windprofile an der Messstelle „Wald“ sind in Abbildung 33 wiedergegeben. Im Modell führt diese Parametrisierung des CFI während der Hauptphase des Vegetationswechsels, zu einer Zunahme der Geschwindigkeit im Kronenraum. In dieser Darstellung ist die Geschwindigkeit auf $u(h)$ an der Bestandsobergrenze normiert. Das ist notwendig, um mit Hilfe der Differenzen zwi-

schen Simulation und Messung herauszufinden, ob systematische Abweichungen im Bereich des Blattwechsels vorliegen. In Abbildung 34 sind die Differenzen zwischen

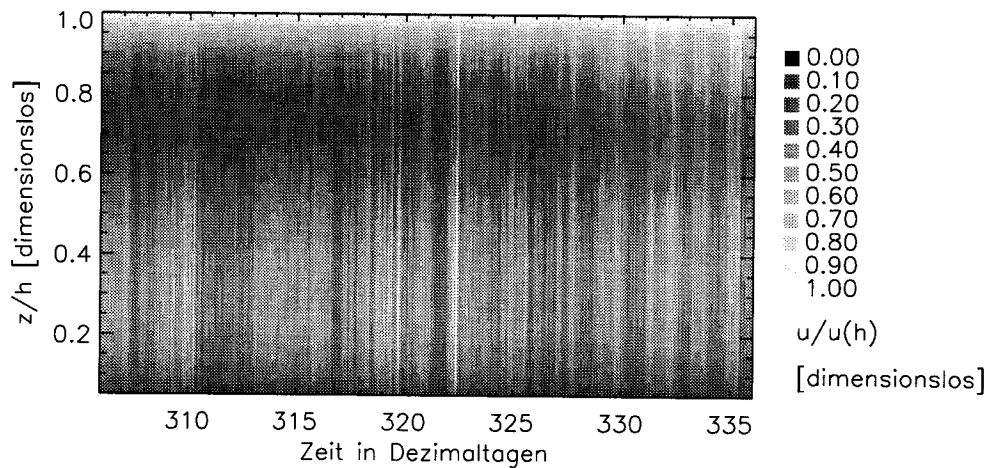


Abbildung 33: Zeitabhängige Verteilung der simulierten Geschwindigkeitsprofile an der Messstelle „Wald“ für November 2000

der simulierten und der gemessenen Geschwindigkeit aufgetragen. Diese Differenzen sind über den gesamten Zeitraum gering und weisen im zeitlichen Verlauf keine nennenswerten Änderungen auf. Auch der Vergleich der Geschwindigkeitsdifferenzen in den anderen Zeiträumen sieht ähnlich aus. Das bedeutet, eine lineare Interpolation der CFI-Profile gibt den natürlichen Blattfall mit hinreichender Genauigkeit wieder. Die Simulationsgenauigkeit bleibt über den Blattwechsel hin erhalten. Wie dem mittleren Profil der Differenzen zu entnehmen ist (vgl. Abb. 34 rechts, durchgezogene Linie), überschätzt das Modell die Windgeschwindigkeiten im Mittel um einen Wert von weniger als 10% der gemessenen Geschwindigkeit. Die Schwankungsbreite der Abweichungen reicht im Stammraum bis zu 20%. Dort sind auch die mittleren Abweichungen am größten. Ein sekundäres Maximum der Differenzen ist auch im oberen Kronenraum zwischen $0.8 h$ und $1.0 h$ zu erkennen. Das ist der Bereich, in dem die Anzahl der Hindernisse (Blätter und kleine Äste) am größten ist.

Die Abweichungen im Stammraum erklären sich durch die Wirbelbildung, bedingt durch die Störung der Rauigkeitselemente. In dieser Höhe treffen die vertikalen Impulsflüsse von Kronenraum und Boden aufeinander, was zu vermehrter Wirbelbildung führt (z. B. [RT 81]). Dies führt zu verhältnismäßig großen Schwankungen in der mittleren Strömungsgeschwindigkeit und kann durch einen mittleren Canopy-Flow-Index nicht abgefangen werden, denn danach werden bei gleicher Anströmgeschwindigkeit auch identische Profile erzeugt, die nur durch die Hindernisse beeinflusst werden. Wechselwirkungen mit anderen Größen oder Austauschprozesse, die

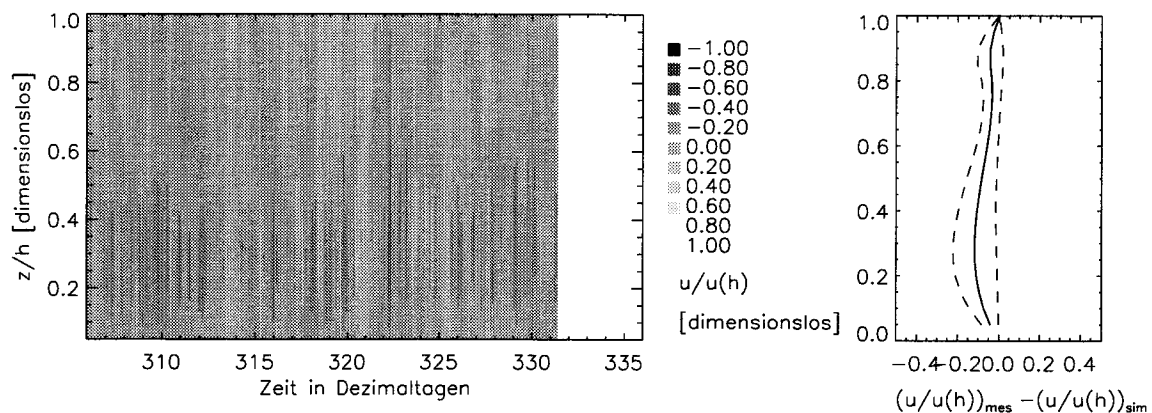


Abbildung 34: Zeitabhängige Verteilung der Geschwindigkeitsdifferenzen Simulation – Messung an der Messstelle „Wald“ für November 2000, durchgezogene Linie: Mittlere Differenz, gestrichelte Linien: Standardabweichungen

auf das reale Windfeld wirken, können auf diese Weise nicht erfasst werden. Im unteren Stammraum handelt es sich dabei insbesondere um den Zusammenfluss der Impulsflüsse. Im oberen Kronenraum läßt sich die stärkere Schwankung durch die Wechselwirkung der Blätter und kleinen Äste mit der Atmosphäre erklären. Zwischen den Rauigkeitselementen und der umliegenden Atmosphäre findet ein permanenter Impulsaustausch statt, der durch die Parametrisierung anhand eines Index' nicht erfassbar ist. Um diese Effekte wiederzugeben, müssen komplexe Modelle wie Large-Eddy-Simulations oder nichthydrostatische Modelle, die Schließungen höherer Ordnung beinhalten, bemüht werden. Hierbei bleibt offen, ob die Abweichungen zwischen Modell und Messung wesentlich unter 10 % reduziert werden können.

7 Statistischer Vergleich: Messung – Simulation

Eine Sensitivitätsstudie der Ergebnisse bezogen auf die thermische Stabilität dient zur Qualitätsbetrachtung der Simulationen. Auf diese Weise wird die Zuverlässigkeit der Modellergebnisse klassifiziert und herausgestellt, unter welchen Bedingungen die Modellierung mit dem Modellsystem zuverlässige Ergebnisse liefert. Für die Anwendung des Modellsystems im operationellen Betrieb ist es von großer Wichtigkeit, die Stärken und Schwächen des Modells in Bezug auf verschiedene Wetterlagen zu kennen und gegebenenfalls zu berücksichtigen. Im Schadensfall muss schnell abzuschätzen sein, in welcher Größenordnung die Unsicherheiten der Ergebnisse bei der aktuellen Wetterlage liegen. Zu diesem Zweck werden Sensitivitätsstudien in Bezug auf die äußeren meteorologischen Bedingungen, die dem Modell übergeben werden, vorgestellt.

Die Grundeigenschaften, die vom übergeordneten System vorgegeben werden, sind Temperatur, Temperaturgradient, Windrichtung und Windgeschwindigkeit. Aus der zweiten und dritten Größe resultiert die thermische Stabilität. Diese hat großen Einfluss auf die Parametrisierung der Geschwindigkeit in der Prandtlschicht und somit auf die Anströmgeschwindigkeit am Oberrand des Bestandes, woraus das komplette Profil im Bestand resultiert. Ebenso ist der Einfluss der Anströmrichtung bezogen auf etwaige Hindernisse, sowie die Geschwindigkeit, die bedingt an die thermische Stabilität gekoppelt ist, von Relevanz.

Zunächst werden Windgeschwindigkeit und Windrichtung gesondert untersucht. Es wird ein statistischer Vergleich zwischen Messung und simulierten Zeitreihen am Gitterpunkt der Messstelle „Wald“, auf allen drei Messhöhen, also in 5 m, 10 m und 17 m über Grund durchgeführt. Im Abschnitt 7.1 wird die Abhängigkeit der Strömungsgeschwindigkeit von Windrichtung und Stabilität untersucht. Die Auswirkungen von Geschwindigkeit und Stabilität auf die simulierte Windrichtung wird in Kapitel 7.2 dokumentiert.

7.1 Windgeschwindigkeit

Die Zeiträume, in denen die Vergleichsmessungen stattgefunden haben, waren von West- bis Südwestwindlagen dominiert, in denen kaum nennenswerte Wettererscheinungen zu beobachten waren (vgl. Kap. 6.1). Die Richtungsverteilung im Forschungszentrum im Zeitraum vom 1. September 2000 bis zum 15. Dezember 2000 zeigt Abbildung 35. Die beiden in Abschnitt 6.2 angesprochenen Vorzugswindrichtungen sind deutlich ausgeprägt. Für die einzelnen Monate zeichnen sich nur geringe Modifikationen dieses Musters ab. Nord- bis Ostrichtungen wurden in diesem Zeitraum

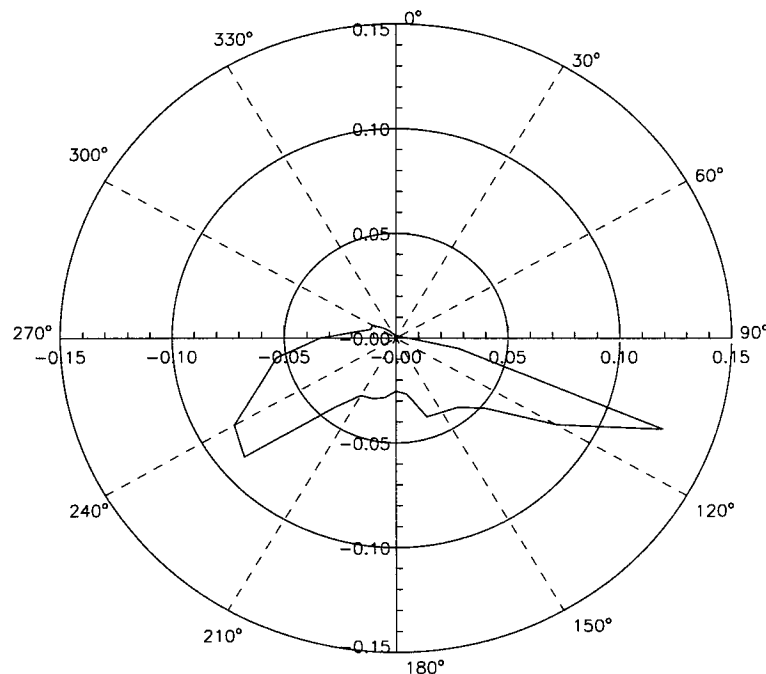


Abbildung 35: Statistische Verteilung der Windrichtungen in 30 m über Grund für den Zeitraum 1.9.2000 bis zum 15.12.2000

nicht beobachtet. Diese Richtungen sind im Allgemeinen in dieser Gegend gering vertreten. Ein Vergleich zwischen den Richtungsverteilungen am FZJ (in 30 m) und an der DWD-Station Nörvenich (in 10 m) für den Zeitraum vom 1.1.1976 bis zum 31.12.1990 bestätigt diese Aussage ([TRKR 96]).

In Abbildung 36 werden die Windgeschwindigkeiten der Messung und der Simulation gegenübergestellt. Die drei Grafiken der linken Seite bilden den Vergleich für Oktober 2000 und die auf der rechten zeigen selbiges für die erste Dezemberhälfte. Auf der Abszisse sind jeweils die Messwerte, auf der Ordinate die modellierten Windgeschwindigkeiten der jeweiligen Höhe aufgetragen.

Das Verhalten der modellierten Geschwindigkeiten bezüglich unterschiedlicher thermischer Stabilitätszustände der Atmosphäre soll untersucht werden. Die Stabilitätsklassifizierung wird anhand der Einteilung nach [PAS 61] vorgenommen. Sie ist von Windgeschwindigkeit und Temperaturgradient abhängig. Um die einzelnen Schichtungsklassen besser hervorzuheben, sind sie farbig entsprechend der Legende am rechten Bildrand abgesetzt. Diese Legende bezieht sich sowohl auf die Abbildungen von Dezember als auch auf die von Oktober. Zur besseren Orientierung ist die Winkelhalbierende gestrichelt eingezeichnet.

Höhe	Stab.	Correl.	Regr.	Syst. Abw.	Mitt. Diff.	Stand.ab. der Diff.
5 m	Gesamt	0.81	0.97	0.47	-0.45	0.30
	Stark labil	0.32	0.68	0.31	-0.22	0.15
	Labil	0.05	0.86	0.73	-0.41	0.16
	Leicht labil	0.82	0.86	0.61	-0.51	0.30
	Neutral	0.68	0.95	0.57	-0.54	0.37
	Stabil	0.65	1.31	0.23	-0.36	0.30
	Stark Stabil	0.07	0.11	0.45	-0.17	0.19
10 m	Gesamt	0.79	1.05	0.33	-0.34	0.23
	Stark labil	0.25	0.52	0.25	-0.13	0.11
	Labil	0.22	0.91	0.50	-0.26	0.11
	Leicht labil	0.79	0.91	0.45	-0.41	0.23
	Neutral	0.62	0.99	0.44	-0.44	0.28
	Stabil	0.57	1.45	0.14	-0.29	0.24
	Stark Stabil	0.36	0.74	0.17	-0.10	0.11
17 m	Gesamt	0.75	0.96	0.26	-0.25	0.17
	Stark labil	0.33	0.58	0.15	-0.05	0.07
	Labil	0.29	0.77	0.32	-0.14	0.08
	Leicht labil	0.76	0.77	0.39	-0.30	0.17
	Neutral	0.52	0.71	0.44	-0.35	0.20
	Stabil	0.42	1.57	0.07	-0.21	0.18
	Stark Stabil	0.99	-2.25	0.70	0.01	0.07

Tabelle 11: Tabellarische Zusammenfassung der statistischen Auswertung für Oktober: Geschwindigkeit

Es ist sowohl für Oktober als auch für Dezember zu sehen, dass die Geschwindigkeiten tendenziell vom Modell richtig wiedergegeben werden.

Die Tabellen 11 und 12 fassen die wesentlichen Ergebnisse des statistischen Vergleichs zwischen Messung und Modellergebnissen zusammen. Für das Gesamtensemble der Werte liegt die Steigung der Regressionsgeraden bis auf die Ausnahme der Dezemberwerte in 5 m über Grund in etwa bei eins. Das bedeutet, im statistischen Mittel bilden die Wertepaare auf allen drei Höhen einen, wenn auch streuenden, Geradenverlauf. Dies ist für die stabilen bis labilen Situationen in beiden Monaten zu erkennen. Große Abweichungen sind für die extrem labilen und extrem stabilen Situationen in beiden Phasen zu erkennen. Anhand der mittleren Differenzen werden die Absolutbeträge der Abweichungen zwischen Messung und Simulation gebildet. Die durchgängig negativen Vorzeichen weisen auf die systematische Überschätzung der realen Zustände durch die Modellergebnisse hin. Die größten Abweichungen sind

Höhe	Stab.	Correl.	Regr.	Syst. Abw.	Mitt. Diff.	Stand.ab. der Diff.
5 m	Gesamt	0.66	0.77	0.67	-0.44	0.41
	Stark labil	0.21	0.24	0.48	-0.20	0.15
	Labil	0.25	0.72	0.73	-0.31	0.16
	Leicht labil	0.61	0.72	0.76	-0.47	0.42
	Neutral	0.71	0.58	0.69	-0.26	0.29
	Stabil	0.52	0.23	1.08	-0.38	0.28
	Stark Stabil	-	-	-	-	-
10 m	Gesamt	0.80	1.04	0.42	-0.46	0.31
	Stark labil	0.24	0.34	0.46	-0.18	0.13
	Labil	0.26	1.02	0.75	-0.32	0.17
	Leicht labil	0.78	1.02	0.47	-0.50	0.32
	Neutral	0.78	0.78	0.52	-0.31	0.22
	Stabil	0.49	0.32	1.01	-0.36	0.19
	Stark Stabil	-	-	-	-	-
17 m	Gesamt	0.88	1.06	0.39	-0.47	0.27
	Stark labil	0.42	0.47	0.46	-0.23	0.15
	Labil	0.35	1.05	0.76	-0.35	0.16
	Leicht labil	0.86	1.05	0.43	-0.49	0.28
	Neutral	0.81	0.89	0.44	-0.32	0.22
	Stabil	0.79	0.77	0.57	-0.34	0.19
	Stark Stabil	-	-	-	-	-

Tabelle 12: Tabellarische Zusammenfassung der statistischen Auswertung für Dezember: Geschwindigkeit

im leicht labilen bis neutralen Bereich zu finden. Diese Schichtungen umfassen allerdings die größten Windgeschwindigkeiten. Somit bedeuten die systematischen Abweichungen von 0.4 m/s bis 0.5 m/s im Oktober, bei Geschwindigkeiten bis 2.0 und 2.5 m/s, eine Überschätzung der gemessenen Strömung um rund 20 %. Im Winter liegen die mittleren Geschwindigkeiten ebenso wie die systematischen Abweichungen höher als im Oktober. In Relation zueinander werden auch hier die Messwerte bis auf 20 % – 30 % beobachtet. Die Abweichungen der Geschwindigkeiten bei stark stabilen und stark labilen Wetterlagen liegt auf Grund der geringen Absolutgeschwindigkeiten im Mittel über 100 %.

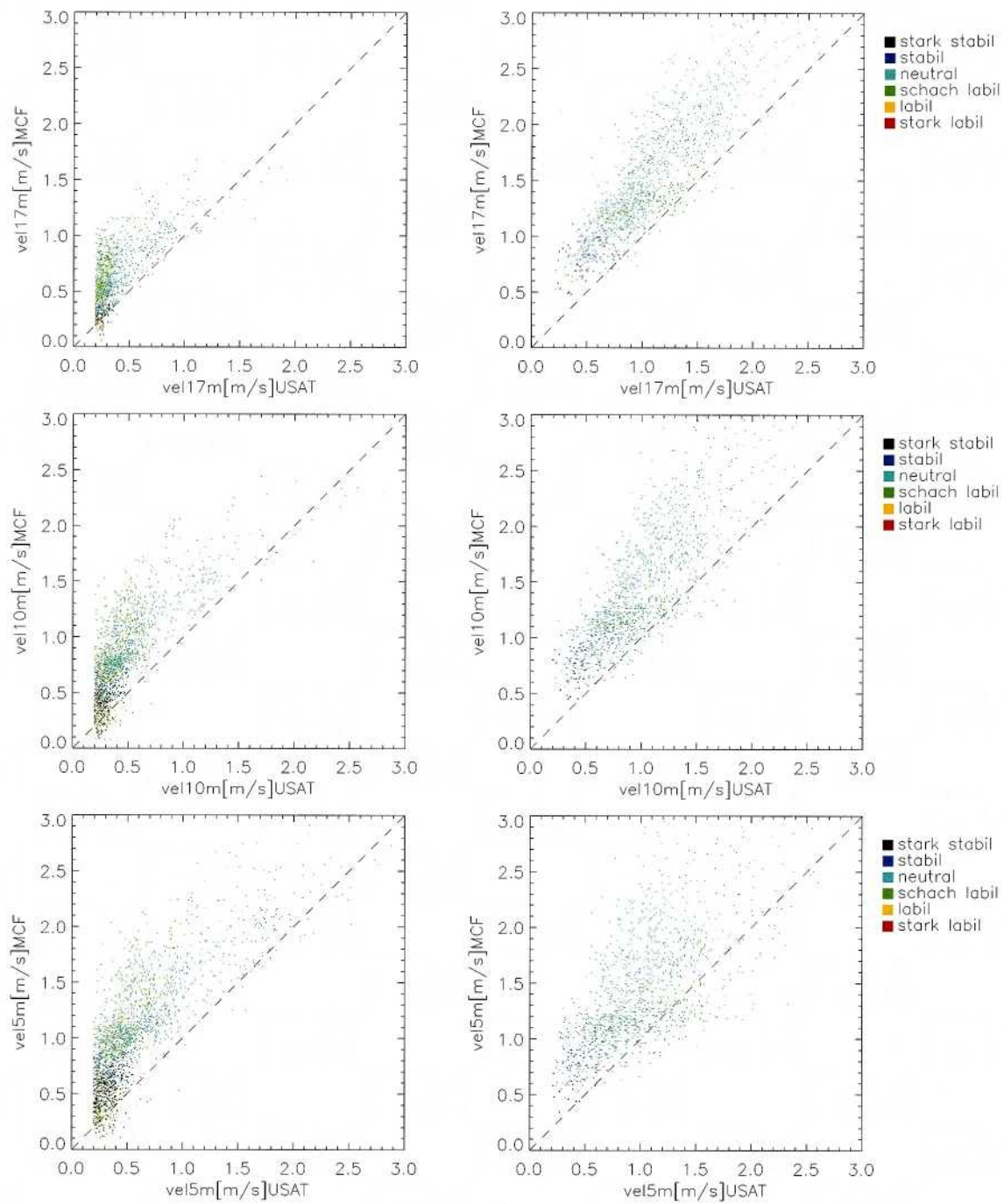


Abbildung 36: Statistischer Vergleich der gemessenen und simulierten Windgeschwindigkeiten an der Messstelle „Wald“ in den Höhen 5m (unten), 10m (mitte) und 17m (oben) für die Zeiträume 1.10.2000 bis 1.11.2000 (linke Seite) und 1.12.2000 bis 15.12.2000 (rechte Seite)

Deutlich unterscheiden sich die Streumuster zwischen einem belaubten Bestand (Oktober) und dem Wald in der vegetationsfreien Phase (vgl. Abb. 36). Im ersten Fall ist die Windgeschwindigkeitszunahme auf Grund der Impulskonvergenz zum mittleren Stammraum hin (5 m) deutlich zu erkennen. Die Windgeschwindigkeiten oberhalb von 0.5 m/s werden im Mittel mit einer relativen Genauigkeit von 20% bis 30% (bezogen auf ihren eigenen Wert) wiedergegeben. Die Korrelationskoeffizienten zu den Messwerten liegen zwischen 0.8 und 0.9. Dies bedeutet, dass der Verlauf des Strömungsmusters sinnvoll wiedergegeben wird. Hierbei nimmt die Streuung vom Oberrand des Bestandes zum Boden hin zu. Daran ist der Einfluss des übergeordneten Strömungsregimes sichtbar. Unterhalb von 17 m nimmt die Streuung zu und zeugt von einer vermehrten Störung der Strömung durch die Rauigkeitelemente. Dies verstärkt sich, je näher man dem Boden kommt. Ein weiterer Grund für die stärkere Streuung in den tieferen Bestandsschichten ist in der zunehmenden Böigkeit der Strömung im Bestand zu suchen. Während bei stärkerem Wind im oberen Kronenraum ein permanenter Grundstrom beobachtet wird, herrschen am Boden Kalmen vor, die durch einzelne, heftige Böen unterbrochen werden. Der Grundstrom ist kaum spürbar und durch die Messgeräte nicht sichtbar zu machen. Das Rauchexperiment vom 1. Oktober 2001 machte die Grundströmung aber sichtbar. Die Richtung der Fahne konnte mit Hilfe eines Kompasses bis auf 5° genau festgelegt werden. In einem Waldstück einige Meter entfernt von der Messstelle, an der die Strömung nicht mehr von der Rauigkeitsänderung an der Messstelle beeinflusst ist, wird beobachtet, dass sich zwischen den Böen wieder eine Grundströmung in der übergeordneten Strömungsrichtung, wie vom Modell simuliert, durchsetzt.

Im Bereich der Windgeschwindigkeiten unterhalb von 0.5 m/s ist die systematische Abweichung geringer, die Streuung bezogen auf die Absolutwerte der Geschwindigkeiten übersteigt jedoch 100 %. Windgeschwindigkeiten in dieser Größenordnung sind hauptsächlich den stabilen und labilen Wetterlagen zuzuordnen. Die Zuverlässigkeit der gemessenen Windgeschwindigkeiten wird durch ihre vektorielle Mittelung mit abnehmendem Betrag vermindert. Abweichungen im Bereich der betragsmäßig geringen Messwerte führen unmittelbar zu größeren relativen Abweichungen als in höheren Wertebereichen, die auf Grund der Stabilitätsklassendefinition in neutralen bis schwach labilen Atmosphären zu finden sind. Es ist also nicht exakt auszumachen, welche Größenordnung die Abweichungen der modellierten Strömung bei niedrigen Geschwindigkeiten besitzen und wodurch sie verursacht werden. Das Rauchexperiment vom 1. Oktober hat aber gezeigt, dass das Propagationsverhalten gerade bei niedrigen Geschwindigkeiten in der betrachteten Skala annähernd laminar verläuft und die Strömungsrichtung, bis auf das Umströmen forstinterner Hindernisse, in Richtung der übergeordneten Anströmung verläuft.

Im Dezember verschwindet das Sekundärmaximum im Stammraum nahezu vollständig. Die Schichtungsstabilität hat hier eindeutig keinen Einfluss auf die Mo-

dellergesultnisse. Bis zu einer Geschwindigkeit von rund 2 m/s werden die Geschwindigkeiten in den beiden oberen Messniveaus bis auf die systematische Abweichung von 0.4 m/s realistisch wiedergegeben. Die mittleren Abweichungen liegen im Bereich von 20%. Die darüberliegenden Windgeschwindigkeiten streuen verstärkt. Ein ebensolches Verhalten ist bei der Verteilung in 5 m zu beobachten. Die Geschwindigkeitsbeträge sind insgesamt höher als in den Monaten mit Belaubung. Das bedeutet, die Böenstruktur, mit der eine verstärkte Wirbelausbildung einhergeht, kann sich im Bestand besser zum Boden hin durchsetzen. Die Strömung hat weniger Widerstand durch Biomasse zu überwinden, um die bodennahen Luftschichten anzutreiben. Wirbel können sich einfacher nach unten hin fortpflanzen. Die turbulenterere Struktur der bestandsinternen Atmosphäre während der vegetationsfreien Phase bedingt die schlechteren Korrelationen zwischen gemessener und simulierter Strömung.

7.2 Windrichtung

In der Wiedergabe der Windrichtungen zeichnet sich eine gegenteilige Tendenz der Simulationsgenauigkeit zwischen Vegetationsphase und vegetationsfreier Phase ab. Während im Oktober lediglich ein grober Zusammenhang zwischen Messungen und Simulation gefunden werden kann, geben die modellierten Richtungen im Dezember den gemessenen Zustand sehr realistisch, mit geringer Streuung, wieder.

In Abbildung 37 werden wiederum die Vergleiche der Monate Oktober und Dezember stellvertretend für den Messzeitraum, mit Ausnahme des Vegetationswechsels, dargestellt. Äquivalent zur Darstellung in Abbildung 36 sind auch hier die Messwerte auf der Abszisse und die modellierten Richtungswerte auf der Ordinate aufgetragen. Die Abbildung für Oktober befindet sich auch hier auf der linken, die für Dezember auf der rechten Seite. Wie in den Grafiken 36 bezieht sich die Legende auf beide Termine. Die Windrichtung wurde in Abhängigkeit von der Anströmgeschwindigkeit in 30 m über Grund untersucht, die anhand der Farbtabelle identifiziert werden kann.

Während der Belaubungsphase ist eine gute Übereinstimmung der Richtungen in 17 m für Anströmungen zwischen 5 m/s und 7 m/s festzustellen. Über alle drei Höhen ist die starke Streuung für die niedrigen Geschwindigkeiten konstant. Auch ist der Einfluss des dichten Unterholzes südöstlich des Messplatzes (vgl. Abb. 25) durch eine Richtungshäufung bei 120° zu erkennen. Diese Richtung tritt vermehrt bei Anströmungen oberhalb von 3 m/s auf, was den Beobachtungen entspricht. Wie Tabelle 13 zu entnehmen ist, nimmt die Streuung der Richtungen bei Anströmgeschwindigkeiten von mehr als 7 m/s in 30 m über Grund vom Kronenraum zum Boden hin zu. Die Strömung ist dann so stark, dass sie das System in den oberen Metern des Bestandes stark dominiert. Der Einfluss der Bäume spielt dort auf Grund des Strömungswiderstandes durch dünne Äste nur eine untergeordnete Rolle.

Höhe	u(30) in m/s	Correl.	Regr.	Syst. Abw.	Mitt. Diff.	Stand.ab. der Diff.
5m	Gesamt	0.39	0.35	138.11	-36.10	72.03
	0.2-1.0	0.24	0.14	191.91	-55.43	121.51
	1.0-2.0	0.40	0.35	147.22	-47.04	97.80
	2.0-3.0	0.41	0.35	144.94	-48.14	76.35
	3.0-5.0	0.55	0.81	61.93	-30.76	48.45
	5.0-7.0	0.46	1.03	4.08	-10.16	44.67
	> 7.0	-0.46	-0.80	354.62	-26.96	38.55
10m	Gesamt	0.33	0.32	143.79	-37.54	72.59
	0.2-1.0	0.23	0.15	193.40	-79.12	109.88
	1.0-2.0	0.31	0.33	154.93	-49.66	99.95
	2.0-3.0	0.34	0.33	147.59	-48.80	74.31
	3.0-5.0	0.51	0.77	67.60	-29.97	49.79
	5.0-7.0	0.40	0.87	33.53	-10.46	46.36
	> 7.0	-0.31	-0.50	311.29	-24.29	37.84
17m	Gesamt	0.37	0.36	139.71	-44.81	71.16
	0.2-1.0	0.22	0.17	195.86	-106.00	98.63
	1.0-2.0	0.27	0.38	159.96	-66.79	96.11
	2.0-3.0	0.37	0.38	142.69	-51.54	71.70
	3.0-5.0	0.58	0.67	82.44	-27.27	49.65
	5.0-7.0	0.79	1.27	-44.38	-6.15	32.14
	> 7.0	0.69	0.94	28.13	-15.18	20.81

Tabelle 13: Tabellarische Zusammenfassung der statistischen Auswertung für Oktober: Richtung

Streuung und systematische Abweichung nehmen in allen drei Höhen zu niedrigeren Geschwindigkeiten hin zu. Die besten Ergebnisse werden bei Anströmgeschwindigkeiten von 3 m/s bis 7 m/s erzielt. Sie sind im Allgemeinen den neutralen bis leicht labilen Wettersituationen zuzuordnen. Bei Anströmgeschwindigkeiten über 5 m/s werden Abweichungen in der Strömungsrichtung von unter 10° erreicht.

Die Muster in 10 m und 5 m über Grund verdeutlichen, dass die bestandsinternen Effekte, die in Kapitel 6 herausgestellt wurden, unterhalb des Blattdaches im wahren Sinne des Wortes richtungsweisend sind.

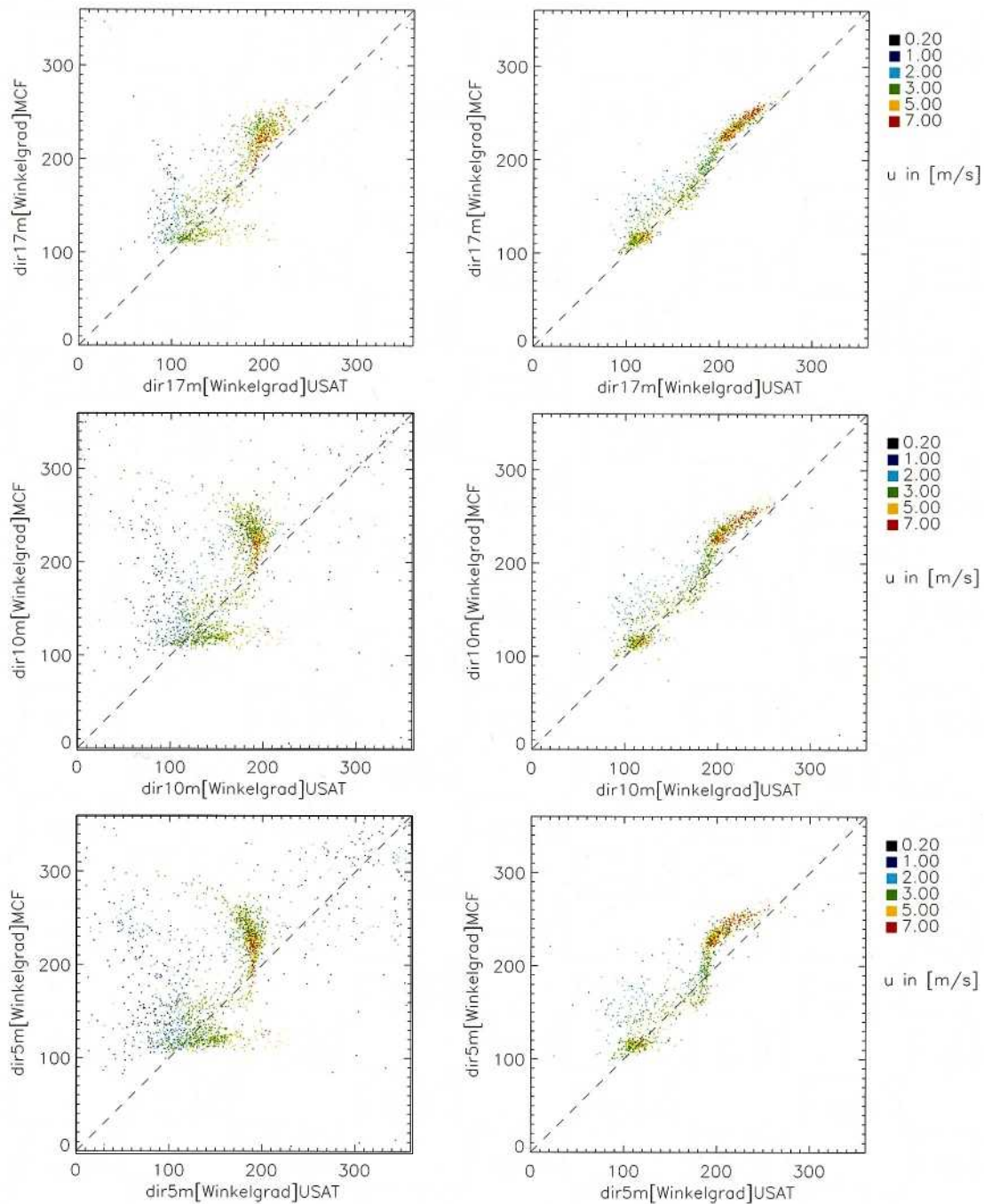


Abbildung 37: Statistischer Vergleich der gemessenen und simulierten Windrichtungen an der Messstelle „Wald“ in den Höhen 5 m (unten), 10 m (mitte) und 17 m (oben) für die Zeiträume 1.10.2000 bis 1.11.2000 (linke Seite) und 1.12.2000 bis 15.12.2000 (rechte Seite)

Höhe	u(30) in m/s	Correl.	Regr.	Syst. Abw.	Mitt. Diff.	Stand.ab. der Diff.
5 m	Gesamt	0.89	0.98	23.42	-19.54	23.0
	0.2-1.0	-	-	-	-	-
	1.0-2.0	0.57	0.61	150.65	-59.41	63.91
	2.0-3.0	0.75	0.61	88.11	-30.69	29.84
	3.0-5.0	0.98	1.10	-3.89	-12.84	17.65
	5.0-7.0	0.96	1.18	-15.34	-18.88	16.67
	> 7.0	0.95	1.11	2.46	-25.79	11.16
10 m	Gesamt	0.93	1.02	13.25	-17.40	19.03
	0.2-1.0	-	-	-	-	-
	1.0-2.0	0.68	0.71	132.03	-51.55	48.05
	2.0-3.0	0.81	0.71	68.85	-26.84	24.21
	3.0-5.0	0.95	1.12	-7.42	-12.21	14.87
	5.0-7.0	0.97	1.18	-17.91	-16.06	14.04
	> 7.0	0.96	1.11	-2.25	-21.06	9.48
17 m	Gesamt	0.96	1.02	7.93	-12.24	13.42
	0.2-1.0	-	-	-	-	-
	1.0-2.0	0.83	0.82	104.65	-27.21	37.24
	2.0-3.0	0.89	0.82	46.70	-19.87	17.26
	3.0-5.0	0.98	1.07	-3.13	-9.21	10.24
	5.0-7.0	0.99	1.12	-12.01	-11.03	9.61
	> 7.0	0.98	1.10	-6.67	-14.62	7.10

Tabelle 14: Tabellarische Zusammenfassung der statistischen Auswertung für Dezember: Richtung

Ganz anders hingegen sieht die Situation in der vegetationsfreien Phase aus. Hier stimmen Messungen und Simulation im Mittel bis auf 20° überein (vgl. Tab. 14). Auf Grund des fehlenden Widerstandes durch die Blattmasse kann sich die Propagationsrichtung bis zum Grund des Bestandes durchsetzen. Der Einfluss des Rauigkeitssprungs vermindert sich durch die fehlenden Blattwiderstände. Er ist nach wie vor in den beiden niedrigeren Niveaus zu bemerken, die Auswirkungen sind aber wesentlich geringer als im Oktober. Anhand der in Tabelle 14 zusammengefassten Ergebnisse des statistischen Vergleichs zwischen Messung und Simulation für die vegetationsfreie Phase stellt sich heraus, dass auch hier Anströmgeschwindigkeiten über 3 m/s zu genaueren Modellergebnissen führen als die Simulation windschwacher Lagen, in denen sich die Strömungsregime innerhalb und oberhalb des Bestandes unter Umständen voneinander abkoppeln. Dann bestimmen lokale Druckunterschiede die Strömung im Bestand, und das übergeordnete Windfeld überströmt die Vegetationsschicht, ohne in sie einzudringen.

Da tendenziell während und außerhalb der Belaubungsphase bei Anströmgeschwindigkeiten, die einer neutralen bis leicht labilen Schichtung zuzuordnen sind, die Modellergebnisse am Besten mit den Messungen übereinstimmen, sollten vorzugsweise diese Schichtungen mit dem Strömungsmodell berechnet werden. In den übrigen Wetterlagen sind die auftretenden Unsicherheiten in der Strömungsberechnung zu groß. Sie können mit den hier verwendeten Parametrisierungen nicht mehr zufriedenstellend dargestellt werden, da die äußeren Randbedingungen die geforderte Stationarität nicht aufweisen. Für die neutralen bis leicht labilen Fälle liegt die Qualität der modellierten Richtung in ähnlicher Größenordnung wie die der Geschwindigkeit. Unter diesen Bedingungen bietet das Modell ein gutes und, was unter der vorliegenden Fragestellung zu beachten ist, schnelles Werkzeug für die Strömungsmodellierung.

8 Operationelles Modellsystem

Der zeitliche Verlauf der Strömung wird durch das Aneinanderreihen von aktuellen, mit MCF (V3.2) erstellten, stationären Windfeldern dargestellt. Die Strömungsrechnung wird operationell in einer UNIX-Umgebung betrieben. Das vollständige Modellsystem besteht aus mehrere Programmmodulen, von denen das Strömungsmodell nur ein Teil ist. Für die Aufbereitung der Zehn-Minuten-Mittelwerte ist ein meteorologischer Präprozessor entwickelt worden, der die Schnittstelle zwischen Messdaten und Strömungsmodell bildet. Dieser Präprozessor bereitet die Messdaten auf und erstellt eine Konfigurationsdatei für das MCF mit allen für das Modell notwendigen Informationen. Diese werden komplett aus den operationellen Messungen erzeugt. Des weiteren ist ein dreidimensionales Bodenmodell entwickelt worden. Dieses gibt die Höhen und Landnutzungsverteilung des Anwendungsgebietes in einer horizontalen Auflösung von $10\text{ m} \times 10\text{ m}$ an. Zur Visualisierung wurde ein Programm zur grafischen Aufbereitung entwickelt, das es ermöglicht, die Informationen der aktuell berechneten Windfelder graphisch darzustellen. Die einzelnen Programmmodule sowie die gesamte Datenverwaltung werden durch ein Steuerskript miteinander verknüpft, sodass der komplette Ablauf des Modellsystems automatisch stattfindet. Die einzelnen Bestandteile des Modellsystems, mit Ausnahme des MCF, werden im Folgenden beschrieben (vgl. auch [KER ET AL. 97]).

8.1 Der Präprozessor

Da permanent aktuelle Windfelder zur Verfügung stehen sollen, ist es wichtig, dass die Modellkette unbeaufsichtigt, das heißt vollautomatisch, rund um die Uhr zuverlässig funktioniert. Dafür muss die Datenüberprüfung und das Erstellen der Konfigurationsdatei des Strömungsmodells sowie die Datenverwaltung ohne Zutun eines dafür zuständigen Mitarbeiters erfolgen.

Bevor der Präprozessor aktiv werden kann, wird getestet, ob hinreichend viele Informationen aus den Messdaten zur Verfügung stehen, oder ob auf Grund von Geräteausfällen die Aufbereitung für die MCF-Konfiguration verhindert wird. Die Mindestinformationen, die aus den Turmmessungen hervorgehen müssen, sind Temperatur in zwei Messhöhen und Windrichtung und Geschwindigkeit auf jeweils einer Höhe. Die Messniveaus von Geschwindigkeit und Richtung müssen nicht zwangsläufig die gleichen sein.

Ist diese Mindestinformation vorhanden, so berechnet der Präprozessor aus Temperatur, Geschwindigkeit und Richtung für beliebig viele unterschiedliche Messniveaus:

- Modellobergrenze (äquivalent zum Oberrand der planetaren Grenzschicht).

- Geschwindigkeit und Richtung am Modelloberrand.
- Temperaturgradient.
- Mittlere Temperatur der bodennahen Schicht.
- Mittlere Anströmgeschwindigkeit.
- Vertikalprofil des Horizontalwindes am Gitterpunkt des Messtandortes.

Darüberhinaus wird schichtungsabhängig die Höhe der Prandtlschicht vorgegeben. Die zur Zeit prinzipiell verfügbaren Messdaten des Turmes werden in Tabelle 15 zusammengefasst. Messausfälle werden im Datensatz gekennzeichnet, vom Programm

Mssgröße	Messhöhe in m über Grund
Windgeschwindigkeit ff in m/s	20
	30
	50
	80
	100
	120
Windrichtung dd in Grad	30
	50
	120
Temperatur tt in °C	20
	120
Druck in hPa	2

Tabelle 15: Gemessene Größen in den unterschiedlichen Höhen

erkannt und bei den Berechnungen eliminiert.

Nachdem aus den Temperaturmessungen und dem Druck die potenzielle Temperatur und daraus der Temperaturgradient berechnet worden ist, wird die Stabilitätsklasse (Definition nach [PAS 61]) bestimmt und dieser eine Höhe der Prandtlschicht zugeordnet. Aus den Messwerten und den daraus resultierenden Größen wird dann die Modellobergrenze bestimmt. Hierfür werden die Rechenvorschriften der Windprofilberechnung benötigt. Die Geschwindigkeitsinterpolationen innerhalb der Prandtlschicht sind äquivalent zu den in Kapitel 3 beschriebenen. Bei der Profilberechnung in der Ekmanschicht wird der Ansatz von [ETL 96] verwendet. Dieser sieht die Berücksichtigung einer Prandtlschicht als Luftschicht zwischen Ekmanschicht und

festem Boden vor. Die Stabilität wird dabei berücksichtigt. Der Ablenkwinkel zwischen den Strömungsrichtungen am Boden und in der freien Atmosphäre beträgt nicht 45° wie bei der Beschreibung der einfachen Ekmanspirale. Bei dieser Beschreibung ist er abhängig von Schichtung und Rauigkeit. Die Einteilung der Ablenkwinkel α_0 wird in Tabelle 16 zusammengefasst. Je größer die Rauigkeit des Untergrundes und je stabiler die Atmosphäre geschichtet ist, desto größer wird α_0 . Unter Verwen-

Rauigkeit	Ablenkwinkel α_0		
	Schichtung		
	labil	neutral	stabil
sehr klein (Meer)	15°	20°	30°
mittel (Land, flach)	20°	25°	35°
groß (Land, bewachsen)	30°	35°	45°

Tabelle 16: Mögliche Einteilung des Ablenkwinkel α_0 in Abhängigkeit der Schichtungsstabilität und der Rauigkeit

dung dieser Annahme ergibt sich für die horizontalen Windkomponenten folgende Abhängigkeit von der Höhe ([ETL 96]):

$$\begin{aligned}
 u(z) &= u_g \left[1 - \exp\left(\frac{z - zbl}{D}\right) \cos\left(\frac{z - zbl}{D} + \frac{\pi}{4} - \alpha_0\right) \right] \\
 &\quad - v_g \exp\left(\frac{z - zbl}{D}\right) \sin\left(\frac{z - zbl}{D} + \frac{\pi}{4} - \alpha_0\right) \\
 v(z) &= v_g \left[1 - \exp\left(\frac{z - zbl}{D}\right) \cos\left(\frac{z - zbl}{D} + \frac{\pi}{4} - \alpha_0\right) \right] \\
 &\quad + u_g \exp\left(\frac{z - zbl}{D}\right) \sin\left(\frac{z - zbl}{D} + \frac{\pi}{4} - \alpha_0\right)
 \end{aligned} \tag{36}$$

Hierbei sind $D = \sqrt{2\kappa u^* \frac{zbl}{f}}$ die Ekmanlänge, $\kappa = 0.4$ die von Karman-Konstante, zbl die Höhe der Prandtlschicht, z die Höhe, in der der Wind berechnet wird, $u(z), v(z)$ die Windkomponenten in der Höhe z , u_g, v_g die Komponenten des geostrophischen Windes und $f = 2\Omega \sin \Phi$ der Coriolisparameter auf der gewählten Breite.

Die wesentlichen Schritte im Programmablauf des Präprozessors werden im Folgenden stichpunktartig zusammengefasst.

1. Der jeweils oberste Geschwindigkeits- (ff) und Richtungsmesswert (dd) in der Ekmanschicht wird ermittelt.

2. Die Messwerte werden auf die gleiche Höhe extrapoliert, sofern sie nicht auf dem gleichen Niveau liegen.
3. Aus Richtung und Geschwindigkeit werden die Komponenten im gegebenen Koordinatensystem berechnet.
4. Mit Hilfe von Gl. 36 werden die Komponenten der geostrophischen Strömung (u_g, v_g) bestimmt.
5. Die Kenntnis von u_g, v_g liefert ebenfalls aus dem Gleichungssystem 36 die Modellobergrenze, die der Höhe der Ekmanschicht entspricht.
6. Im nächsten Schritt werden aus den Messwerten in der Prandtlschicht die mittleren Grenzschichtparameter Schubspannungsgeschwindigkeit und Monin-Obukhov-Länge (u^*, L^*) bestimmt und unter deren Verwendung ein linear-logarithmisches Windprofil erstellt.
7. Aus allen Messungen in der Ekmanschicht sowie (u, v) an der Prandtlschichtobergrenze werden unabhängige Ekmanspiralen (mit Gl. 36) berechnet und linear zwischen den einzelnen Profilen interpoliert.
8. Da der Messturm von Wald umgeben ist und die Strömung stark von diesem beeinflusst ist, wird bei der Belegung der Windkomponenten unterhalb der Bestandshöhe (20 m) der in Kapitel 3.3 beschriebene einfache Exponentialansatz angewendet.

Die Einteilung der vertikalen Stützstellen ist aus Konsistenzgründen äquivalent zur Rechenschichtbestimmung des MCF (vgl. Kap. 3).

Auf diese Weise sind alle notwendigen Konfigurationsparameter aus den Messungen für das Strömungsmodell bestimmt. Die weiteren Informationen, die das Modell benötigt, sind Informationen über den Untergrund.

8.2 Das Kataster

Wie schon in Kapitel 3.1 bildet die Orographie und die Art der Landnutzung die untere Randbedingung für das Strömungsmodell. Im vorliegenden Fall waren diese Informationen nicht mit hinreichender Genauigkeit vorhanden und mussten eigens dafür angefertigt werden. Aus einer stereoskopischen Darstellung des Untersuchungsgebietes wurden unter Verwendung eines optischen Vermessungsgerätes (Planicomp) die Höhe der Landoberfläche in einer horizontalen Auflösung von $10 \text{ m} \times 10 \text{ m}$ aufgezeichnet. Die Größe des so vermessenen Gebietes beträgt $2.5 \text{ km} \times 2.5 \text{ km}$ und

deckt das Forschungszentrum sowie den umliegenden Nahbereich ab.

Die zweite Information der stereoskopischen Luftbildauswertung ist eine diskretisierte Rauigkeitsverteilung. Sie wird aus der Landnutzungsinformation gewonnen. Diese ist in 17 verschiedene Klassen unterteilt, die in einer Auflösung von $5\text{ m} \times 5\text{ m}$ ermittelt wurden. Der vollständige Satz an Landnutzungsklassen (LNK) ist in Tabelle 17 zu finden.

Landnutzungs- klasse	Rauigkeits- länge	Art der Nutzung
0	0.01	Acker
1	0.001	Straße
2	3.0	Laubwald(25 m–30 m)
3	0.02	Gras
4	1.5	Laubwald(10 m–15 m)
5	3.5	Laubwald(> 30 m)
6	1.0	Gebüsch(< 10 m)
7	2.0	Laubwald(15 m–20 m)
8	0.001	Gebäude
9	2.5	Laubwald(20 m–25 m)
10	2.0	Nadelwald(15 m–20 m)
11	3.5	Nadelwald(> 30 m)
12	0.05	sonstiges
13	1.5	Nadelwald(10 m–15 m)
14	2.5	Nadelwald(20 m–25 m)
15	0.001	Wasser
16	0.005	Bahngleise

Tabelle 17: Einteilung der Landnutzungsklassen und Bezug zu den Rauigkeitslängen

Die zur Verfügung stehenden Daten beinhalten lediglich die vorherrschende LNK der $5\text{ m} \times 5\text{ m}$ großen Gitterbox. Diese Information muss der Gittermaschenweite der Orographie angepasst werden und in Rauigkeitslängen umgewandelt werden. Um die Gittermaschenweite und die Anzahl der verwendeten LNK variabel zu halten, ist ein Programmtool entstanden, das sowohl Orographie als auch die LNK (und damit die Rauigkeitsverteilung) in horizontaler Auflösung zwischen $10\text{ m} \times 10\text{ m}$ und $50\text{ m} \times 50\text{ m}$ extrahieren kann. Über eine Konfigurationsdatei wird angegeben, welche Landnutzungsklassen zusammengefasst werden sollen. In einer 34 stelligen Codierung werden die Anteile einer Landnutzungsklasse pro Gitterbox angegeben. Daraus können dann die mittleren Rauigkeitslängen für die Gitterboxen des Ka-

tasters berechnet werden. Jeder LNK sind zwei Stellen zugeordnet, sodass Anteile bis zu 99/100 einer Klasse in einer Gitterbox vorkommen können. Sind alle Anteile mit derselben Landnutzungs-kategorie belegt, dann wird diese mit 01 und alle anderen mit 00 besetzt. Ist die Summe über alle zweistelligen Codeanteile ungleich der Gesamtanzahl der in einer Gitterbox enthaltenen Landnutzungs-kategorien, wird dem Programm signalisiert, dass hier nur eine einzige Klasse vertreten ist. Zwei Beispiele verdeutlichen die Codierung:

1. In einer Gitterbox der Größe 10 m × 10 m sind 4 Landnutzungs-kategorien enthalten. Die Codierung 00010000000001000002000000000000 bedeutet: 1/4 Boxanteil Straße, 1/4 Boxanteil Gebüsch < 10 m und 2/4 Boxanteil Laubwald mit Bestandshöhen zwischen 20 m und 25 m.
2. In einer Gitterbox der Größe 50 m × 50 m sind 100 Landnutzungs-kategorien enthalten. Die Codierung der Form 0030070303010402020110030403001010 führt zu der anteilmäßigen Berücksichtigung von:

LNK: Anteil: Art der Nutzung:

0	00/100	Acker
1	30/100	Straße
2	07/100	Laubwald(25-30)
3	03/100	Gras
4	03/100	Laubwald(10-15)
5	01/100	Laubwald(>30)
6	04/100	Gebüsch(<10)
7	02/100	Laubwald(15-20)
8	02/100	Gebäude
9	01/100	Laubwald(20-25)
10	10/100	Nadelwald(15-20)
11	03/100	Nadelwald(>30)
12	04/100	sonstiges
13	03/100	Nadelwald(10-15)
14	00/100	Nadelwald(20-25)
15	10/100	Wasser
16	10/100	Bahngleise

bei der Berechnung der Rauigkeitslängen.

Zur Zeit werden für die Strömungsmodellierung mit dem Modellsystem nur 9 Landnutzungs-kategorien verwendet. Alle Waldklassen sind hier zusammengefasst. So

schrumpft die Codierung auf einen 18 stelligen Code zusammen.

Die LNK können aber jederzeit um die noch ausstehenden Waldklassen erweitert werden. Eine Schnittstelle im Strömungsmodell für deren Erfassung ist im Zuge der Neuentwicklung des MCF mit implementiert worden. Auf Basis dieser hochaufgelösten Informationen des Untergrundes werden die Strömungssimulationen operationell durchgeführt.

8.3 Die grafische Aufbereitung

Das simulierte, stationäre Strömungsfeld wird im Anschluss an die MCF-Rechnung visualisiert. Dafür ist IDL-gestützt (Interactiv Data Language) ein eigenes Tool entwickelt worden, das in den operationellen Betrieb des Modellsystems eingebunden ist. Im Anschluss an die Modellrechnungen werden die Windfelder für die Visualisierung aufbereitet und dargestellt. Hierbei handelt es sich um eine Horizontalverteilung der Windgeschwindigkeit, ein Profil an einem fest definierten Gitterpunkt und einen Vertikalschnitt der Geschwindigkeit.

Die Schicht für den Horizontalschnitt, der Gitterpunkt für das Profil und die Ebene des Vertikalschnittes müssen im operationellen Betrieb fest eingestellt sein und sind nicht flexibel zu gebrauchen. Es bleibt zu überlegen, die grafische Aufbereitung und Darstellung aus dem operationellen Modellsystem auszulagern. Dem Anwender sind dann individuelle Möglichkeiten der visuellen Auswertung geboten.

Das Tool zur Aufbereitung beinhaltet die Möglichkeiten:

- Horizontalschnitte der Geschwindigkeit (betragsmäßig und vektoriell) in m über Grund.
- Horizontalschnitte der Geschwindigkeit (betragsmäßig und vektoriell) auf den einzelnen Rechenschichten.
- Vertikalschnitte der Geschwindigkeitsbeträge in $x - z$ oder $y - z$ Richtung.
- Profile der Geschwindigkeitsbeträge an beliebigen Gitterpunkten.

Hiermit ist ein Instrumentarium für die Sichtung der Ergebnisse bereitgestellt.

8.4 Die Steuerung

Das Modellsystem TuWaS-oBdeS (**T**urinitialisierte **W**aldströmungs-**S**imulation-**i**n operationellen **B**etrieb unter Verwendung eines **d**iagnostischen **S**trömungs-

modelles) wird über einen cron-job auf dem AIX-Workstationssystem des Zentrums für angewandte Mathematik (ZAM) des Forschungszentrums Jülich gesteuert. Dieser übernimmt alle Aufgaben, von der Datenorganisation über die Modellansteuerung bis hin zur Bereitstellung der visuellen Ergebnisse für den Nutzer. Abbildung 38 verdeutlicht in einem Flussdiagramm schematisch den Ablauf und die Funktion des Steuerjobs. Der hier gezeigte Steuerungsmechanismus wird zu allen vollen zehn Mi-

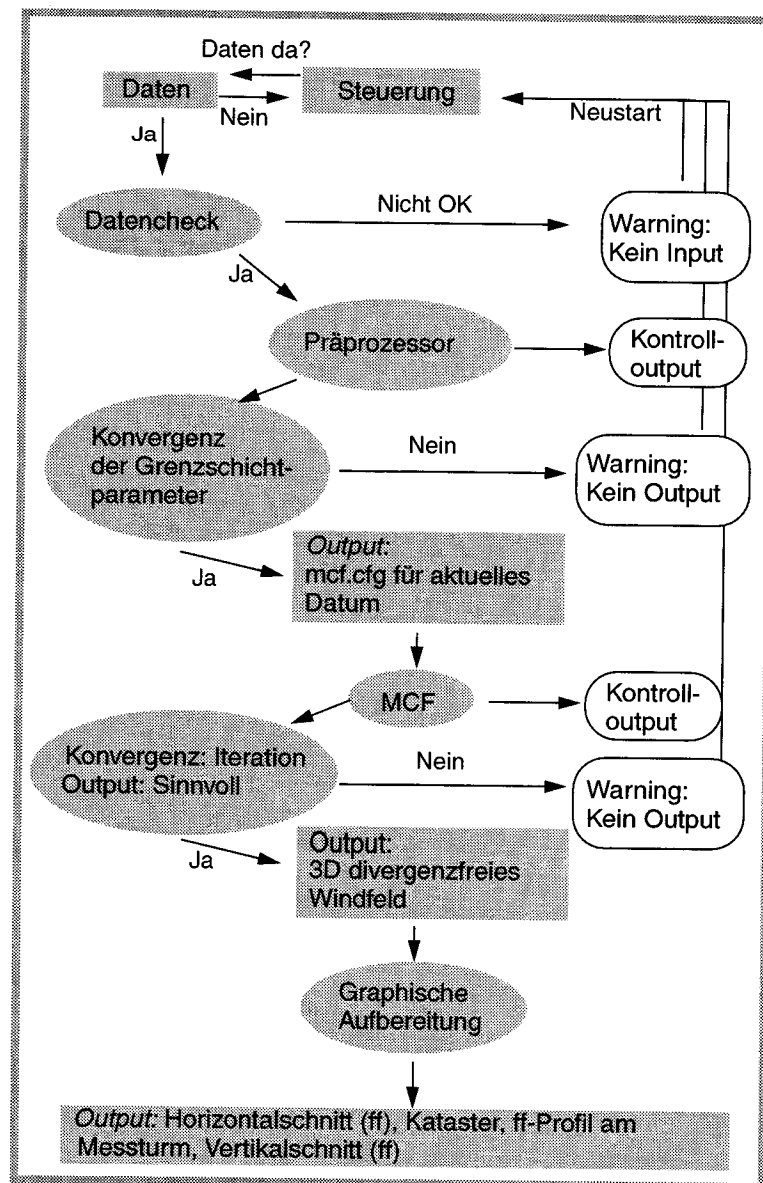


Abbildung 38: Flussdiagramm des Steuerjobs von TuWaS-oBdeS

nuten aktiviert. Die Daten werden von einem Rechner geholt, der sie direkt vom Turm aufzeichnet. Es wird so lange angefragt, bis der gewünschte Datensatz vorliegt. Wird 10 Minuten lang kein Datensatz gefunden (zum Beispiel wegen eines Messausfalls), geht eine Warnung an die Verantwortlichen. Sind die Daten geholt, so wird geprüft, ob die minimale Datenmenge vorhanden ist. Bei positivem Ergebnis wird der Präprozessor aktiviert, der als Ergebnis die Konfigurationsdatei „mcf.cfg“ für das Strömungsmodell bereitstellt. Es folgt die Modellrechnung mit MCF und darauf die grafische Aufbereitung.

Durch zahlreiche Sicherheitsabfragen ist die Stabilität des Modellsystems gewährleistet. Die Testphase für die Zuverlässigkeit betrug zwei Jahre. Fehlerquellen, die die Generierung eines Windfeldes vermeiden, sind in erster Linie durch Ausfälle bei der Messwertübertragung, gefolgt von Nichtkonvergenz der Iteration bei der Berechnung der Grenzschichtparameter im Präprozessor, bedingt. Ebenso führt die Überlastung der verwendeten Plattform unter Umständen zum Aussetzen von ein oder zwei Modellläufen hintereinander. Dies resultiert aus der Prozessabfrage, die die Stabilität des operationellen Betriebes absichert. Laufen noch Prozesse eines alten Jobs, so wird der erneute Start solange unterbunden, bis diese abgearbeitet sind.

Es scheint also sinnvoll, die Plattform der Jobkette vom übrigen System zu lösen oder mit Priorität zu behandeln. Des weiteren sollten Datenübertragungen zwischen verschiedenen Rechnern weitestgehend vermieden werden, da hierin die größte Anfälligkeit des Systems besteht. Im Normalfall sollten die Daten vom gleichen Rechner aufgezeichnet und weiterverarbeitet werden. Dies würde die Gesamtlaufzeit von fünf Minuten (bei geringer Auslastung des Rechners, z. B. in der Nacht), bei vergleichbarer Prozessorleistung auf die reine Rechenzeit von drei Minuten verkürzen. Das ist wertvolle Zeit, die sinnvoller für eine potentielle Ausbreitungsrechnung im Anschluss oder zur Verfeinerung der Strömungsfelder verwendet werden sollte. Weitere Rechenzeit kann durch die Verwendung leistungsstärkerer Rechner gewonnen werden.

Es ist ein operationell zu betreibendes Modellsystem entwickelt worden, dass in hoher räumlicher Auflösung im Rahmen der Möglichkeiten sehr zuverlässig alle 10 Minuten aktuelle, stationäre, dreidimensionale Strömungsfelder erzeugt und für den Anwender grafisch aufbereitet. Unter der Prämisse einer angemessenen Applikationsumgebung zeigt dieses System große Zuverlässigkeit und liefert gute Ergebnisse im Vergleich mit Messungen.

9 Schlussbemerkung — Ausblick

Bei dem Programmsystem TuWaS-obDeS, in welches das Strömungsmodell MCF für den operationellen Betrieb eingebettet ist, handelt es sich um ein schnelles, präzises und zuverlässiges Tool, das bei hinreichender Rechnerleistung innerhalb von drei Minuten in der Lage ist, ein aktuelles, stationäres Windfeld zu erzeugen. Diese Zeitangaben beziehen sich auf das AIX-Workstationsystem des Forschungszentrums Jülich. Prozessoren mit anderer Leistung führen zu anderen Laufzeiten des Modellsystems.

Für die Verwendung des „Mass Consistent Flow Model“ im operationellen Einsatz für das Gebiet des Forschungszentrums in Jülich erweist es sich als günstig, die Durchströmung von Waldbeständen mit einem erweiterten Exponentialansatz, der einen vertikal aufgelösten CFI verwendet, zu parametrisieren. Die Bestimmung des dafür nötigen Canopy-Flow-Index'-Profils wird unter Verwendung eines semiempirischen Exponentialansatzes nach [Cio 65] berechnet. Die Informationen über die Geschwindigkeit innerhalb und oberhalb des Bestandes stammen aus in-situ-Messungen und sind so spezifisch für den betrachteten Bestandsausschnitt. Diese Methode der CFI-Bestimmung wird der Berechnung aus den gemessenen Bestandsparametern mit den vorhandenen Mitteln vorgezogen, da es gerätebedingt zu großen Unsicherheiten in der Bestimmung des Widerstandskoeffizienten kommt. Zu diesem Fehler kommt hinzu, dass nicht alle für die CFI-Bestimmung nötigen Größen ermittelt werden können. Die Werte der Mischungsweglänge müssen geschätzt werden. Massive Schwankungen resultieren aus den stark streuenden Messwerten des Widerstandskoeffizienten. Selbst bei einer exakten Kenntniss der Mischungsweglänge können die daraus resultierenden Ergebnisse für das CFI-Profil nicht verbessert werden, da die Streuung der c_D -Messung sich bei der Weiterverarbeitung fortpflanzt.

Die Langzeitmessung der Windprofile, die für den Vergleich mit den Modellergebnissen durchgeführt wurde, zeigt die aus der Literatur bekannten Strömungsstrukturen. Eine Veränderung der Profile mit dem Blattwechsel und die Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit mit der Höhe wurden vermessen und in Form einer Parametrisierung im Modellsystem verankert. Der Vergleich mit den gemessenen Langzeitprofilen weist nach, dass diese Modellversion unter allen getesteten die besten Ergebnisse liefert. Sowohl die Modellierung der Windrichtung, als auch die der Geschwindigkeiten zeigt unter leicht labilen bis neutralen und auch unter stabilen Verhältnissen über das Jahr gesehen die besten Übereinstimmungen mit den Messwerten. Dies sind die tagsüber am häufigsten beobachteten Schichtungssituationen. Insgesamt liegen die simulierten Werte im Winter in besserer Übereinstimmung als bei voller Belaubung. In den Windgeschwindigkeiten tritt jedoch durch erhöhte Turbulenz bei höheren Geschwindigkeiten in diesem Skalenbereich eine größere Streuung auf als

bei einem belaubten Wald. Dort treten durch den Blattwiderstand vermehrt niedrige Geschwindigkeiten auf, bei denen das Strömungsverhalten in der betrachteten Skala annähernd laminar wird. Das führt zu geringerer Streutendenz beim statistischen Vergleich zwischen Messung und Simulation. Die Geschwindigkeit wird in diesem Fall präziser vom Modell wiedergegeben als bei starkem Turbulenzverhalten. Die intraannuale Schwankung der Bestandsparameter wird berücksichtigt, sodass die spezifischen Charakteristika des vermessenen Bestandes vom Modell wiedergegeben werden können. Nur lokale Strukturen im Bestand, die im momentanen Kataster registriert sind, können vom Modell auch erfasst werden. Das erklärt einen Großteil der Richtungsdivergenzen zwischen Modell- und Messergebnissen. Eine schon vorhandene Schnittstelle im Strömungsmodell sieht aber vor, eine Erweiterung der Informationen im Bestand einfach zu implementieren.

Für die im Forschungszentrum vorherrschenden leicht labilen bis neutralen Wetterbedingungen, liefert das Modell sehr gute Resultate, im Vergleich mit den Messungen.

Für die Berücksichtigung verschiedener Bestandsarten müssen in Zukunft die CFI-Profile aus Langzeit-Windprofil-Messungen ermittelt werden. Ebenso ist es von Vorteil, die Zeiträume der Vegetationswechsel unterschiedlicher Spezies zu beobachten und dem Modell zuzufügen. Es scheint sinnvoll, diese im Frühjahr, wenn der Vegetationsbeginn größeren Schwankungen unterliegt als im Herbst, durch weitere operationelle Messungen online zu bestimmen. Hier ist auch denkbar, eine temperaturabhängige Parametrisierung des Vegetationsbeginns für das Modell zu entwickeln, da die operationelle Messung des LAI in verschiedenen Gebieten unterschiedlicher Vegetation aufwendig und kostspielig ist. Der Blattaustrieb ist abhängig von der Temperatur ([DEF 91]), und so kann über diesen Zusammenhang die direkte Messung umgangen werden. Vergleichsmessungen an weiteren Stellen im Untersuchungsgebiet müssen durchgeführt werden. An Hand derer kann zum Beispiel der Einfluss der Häuser oder einzeln stehender Bäume festgestellt und mit den Modellrechnungen verglichen werden. Wünschenswert ist eine Untersuchung, die mehrere Antriebsdatensätze unterschiedlicher Orte im Gelände verwendet. Im Allgemeinen können die Modellergebnisse durch mehrere Antriebsprofile massiv verbessert werden.

Im Anschluss an die Erweiterungen des Strömungsmodells soll ein Lagrange-Partikelmodell so modifiziert werden, dass die Ausbreitungsrechnungen auch im Bestand durchführbar sind. Dafür muss eine geeignete Turbulenzparametrisierung gefunden werden, die, basierend auf den stationären Windfeldern, eine realistische Ausbreitung einer Schadstoffwolke erzeugt. Gleichzeitig muss auch hier die Rechenzeit berücksichtigt werden, die nach Möglichkeiten für das gesamte Modellsystem zehn Minuten nicht überschreiten sollte, um die Aktualität der Simulation zu gewährleisten.

Literatur

- [ACHA 98] ÁCS, F., M. HANTEL, 1998: The land-surface flux model PROGSURF, *Global and Planetary Change*, **19**, pp 19-34.
- [AMI 90] AMIRO, B.D., 1990: Drag Coefficients and Turbulence Spectra within Three Boreal Forest Canopies, *Boundary-Layer Meteorol.*, **52**, pp 227-246.
- [ANLU 71] ANTONIA, R.A., R.E. LUXTON, 1971: The response of a turbulent boundary layer to a step change in surface roughness, Part 1. Smooth to rough, *J. Fluid Mech.*, **Vol. 48**, part 4, pp 721-761.
- [BAC 86] BACHE, D.H., 1986: Momentum Transfer to Plant Canopies: Influence of Structure and Variable drag
- [BAME 88A] BALDOCCHI, D.D., T.P. MEYERS, 1988: Turbulence Structure in a Deciduous Forest, *Boundary-Layer Meteorol.*, **43**, pp 345-364.
- [BAME 88B] BALDOCCHI, D.D., T.P. MEYERS, 1988: A Spectral and Lag-correlation Analysis of Turbulence in a Deciduous Forest Canopy , *Boundary-Layer Meteorol.*, **45**, pp 31-58.
- [BAL ET AL. 00] BALDOCCHI, D., J. FINNIGAN, K. WILSON, K.T. PAW U, E. FALGE, 2000: On Measuring Net Ecosystem Carbon Exchange over Tall Vegetation on Complex Terrain, *Boundary-Layer Meteorol.*, **96**, pp 257-291.
- [BFW 01] BALDOCCHI, D., E. FALGE, K. WILSON, 2001: A spectral analysis of biosphere-atmosphere trace gas flux densities and meteorological variables across hour to multi-year time scales, *Agricultural and Forest Meteorology*, **107**, pp 1-27
- [BAR 00] BARCLAY, H.J., J.A. TROFYMOW, R.I. LEARCH, 2000: Assessing bias from bores in calculating leaf area index in immature Douglas-fir with the LI-COR canopy analyzer, *Agricultural and Forest Meteorology*, **100**, pp 255-260.
- [BEGU 89] BEIER, C., P. GUNDERSON, 1989: Atmospheric Deposition to the Edge of Spruce Forest in Denmark, *Environmental Pollution*, **60**, 257-271.
- [BLA ET AL. 98] BLANKEN, P.D., T.A. BLACK, H.H. NEUMANN, G. DEN HARTOG, P.C. YANG, Z. NESIC, R. STAEBLER, W. CHEN, M.D. NOVAK, 1998: Turbulent Flux Measurements Above and Below the Overstory of a Boreal Aspen Forest, *Boundary-Layer Meteorol.*, **89**, pp 109-140.

- [BLE 98] BLENNOW, K., 1998: Modelling minimum air temperature in partially and clear felled forests, *Agricultural and Forest Meteorology*, **91**, pp 223-235.
- [BOS 97] BOSVELD, F.C., 1997: Derivation of Fluxes From Profiles Over a Moderately Homogeneous Forest, *Boundary-Layer Meteorol.*, **84**, pp. 289-327.
- [BKH 98A] BOTTEMA, M., W. KLASSEN, W.P. HOPWOOD, 1998A: Landscape Roughness Parameters for Sherwood Forest — Experimental Results, *Boundary-Layer Meteorol.* **89**, pp 285-316.
- [BKH 98B] BOTTEMA, M., W. KLASSEN, W.P. HOPWOOD, 1998B: Landscape Roughness Parameters for Sherwood Forest — Validation of Aggregation Models, *Boundary-Layer Meteorol.* **89**, pp 317-347.
- [BRA ET AL., 01] BRAUN, P., B. MAURER, G. MÜLLER, P. GROSS, G. HEINEMANN, C. SIMMER, 2001: An integrated approach for the determination of regional evapotranspiration using mesoscale modelling, remote sensing and boundary layer measurements, *Meteorol. Atmos. Phys.*, **76**, pp 83-105.
- [Bro 99] BROCKHAUS, 1999: Brockhaus, Die Enzyklopädie, zwanzigste, überarbeitete und aktualisierte Auflage, Dreiundzwanzigster Band, *F. A. Brockhaus Leipzig · Mannheim*
- [BRO ET AL. 00] BROWN, L., J.M. CHEN, S.G. LEBLANC, J. CIHLAR, 2000: A Shortwave Infrared Modification to the Simple Ratio for LAI Retrieval in Boreal Forests: An Image Model Analysis, *Remote Sens. Environ.*, **71**, pp 16-25.
- [BRIR 00] BRUNET, Y., M.R. IRVINE, 2000: The Control of Coherent Eddies in Vegetation Canopies: Streamwise Structure Spacing, Canopy Shear Scale and Atmospheric Stability, *Boundary-Layer. Meteorol.*, **94**, pp 139-163.
- [BRV 00] BRUIN DE, H.A.R., R.J. RONDA, B.J.H. VAN DE WIEL, 2000: Approximate Solution for the Obukhov Length and the Surface Fluxes in Terms of Bulk Richardson Numbers, *Boundary-Layer Meteorol.*, **95**, pp 145-157.
- [BYK 73] BYKOVA, L.P., 1973: Opyt rasčeta harakteristik progranichnogo sloâ atmosfery po zadannym parametram podsloâ serohovatosti, *Trudy GGO* **297**, pp12-19.
- [BYU 90] BYUN, D.W., 1990: On the Analytical Solutions of Flux-Profile Relationships for the Atmospheric Surface Layer, *Journal of Applied Meteorology*, Vol **29**, pp 652-657.

- [CAR 97] CARLSON, D.W., A. GROOT, 1997: Microclimate of clear-cut, forest interior, and small openings in trembling aspen forest, *Agricultural and Forest Meteorology*, **87**, pp 313-329.
- [CHE 96] CHEN, J.M., 1996: Optically based methods for measuring seasonal variation of leaf area index in boreal conifer stands, *Agricultural and Forest Meteorology*, **80**, pp 135-163.
- [CIE ET AL. 97] CIENCIALA, E., J. KUČERA, J. ČERMÁK, A. GRELLE, S. HALLDIN, 1997: Canopy transpiration from a boreal forest in Sweden during a dry year, *Agricultural and Forest Meteorology*, **86**, pp 157-167.
- [CIO 65] CIONCO, 1965: A mathematical model for air flow in a vegetativ canopy, *J. Appl. Meteorol.*, **4**, pp 517-522
- [CIO 89] CIONCO, 1989: Orchard Winds Coupled to Surface Layer Windfields, *Proceedings 19th Conference on Agricultural and Forest Meteorology*, Charleston, S. Carolina, Amer. Meteorol. Society, Boston, USA, pp 173-175.
- [CLA 87] CLAUSSEN, M., 1987: The Flow over Turbulent Boundary Layer Upstream of a Change in Surface Roughness, *Boundary-Layer Meteorol.*, **40**, pp 31-86.
- [CLA 92] CLAUSSEN, M, W. KLAASEN, 1992: On regional surface fluxes over partially forested areas, *Contrib. Atmos. Phys.*, **65**, pp 243-248.
- [CLO ET AL. 00] CLOUGH, B., D.T. TAN, D.X. PHUONG, D.C. BUU, 2000: Canopy leaf area index and litter fall in stands of the *Rhizophora apiculata* of different age in the Mekong Delta, Vietnam, *Aquatic botany*, **66**, pp 311-320.
- [COW 68] COWAN, I.R., 1968: Mass, heat and momentum exchange between stands of plants and their atmospheric environment, *Q.J.R. Met. Soc.*, Vol. 94, pp 318-322.
- [DEF 91] DEFILA, C 1991: Pflanzenphänologie in der Schweiz, *Dissertation an der Universität Zürich, Schweiz. Meteorol. Anst.*, N. 50
- [DEBR 87] DENMEAD, O.T., E.F. BRADLEY, 1987: On Scalar Transport in Plant Canopies, *Irrig. Sci.*, **8**, pp 131-149.
- [DOL 88] DOLMANN, A.J., 1988: Transpiration of an oak forest as predicted from porometer and weather data, *J. Hydrol.*, **97**, pp 225-234.

- [DOM 00] DOMS, G., U. SCHÄTTLER, 1999: The Nonhydrostatic Limited-Area Model LM (Lokal-Modell) of DWD, Part I: Scientific Documentation, *Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung, Offenbach, Germany*
- [DYQI 97] DYMOND, J.R., J.G. QI, 1997: Reflection of visible light from a dense vegetation canopy — a physical model, *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol. **86**, pp 143-155.
- [ETL 96] ETLING, D., 1996: Theoretische Meteorologie, Eine Einführung, *Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft mbH, Braunschweig/Wiesbaden*.
- [FISH 00] FINNIGAN, J.J., R.H. SHAW, 2000: A Wind-Tunnel Study of Airflow in Waving Wheat: An EOF Analysis of the Structure of the Large-Eddy Motion, *Boundary-Layer Meteorol.*, **96**, pp 211-255.
- [GSP 88] GAO, W., R.H. SHAW, K.T. PAW U 1988: Observation of Organized Structure in Turbulent Flow Within and Above a Forest Canopy, *Boundary-Layer Meteorol.*, **74**, pp 349-377.
- [GAR 89] GARRATT, J.R., 1989: The Internal Boundary Layer, A review, *Boundary-Layer Meteorol.*, **50**, pp 171-201.
- [GEI 65] GEIGER, R., 1965: The Climate near the Ground, *Harvard University Press, Cambridge, MA*, pp 611.
- [GRI ET AL., 98] GRIMMOND, C.S.B., T.S. KING, M. ROTH, T.R. OKE, 1998: Aerodynamic Roughness of Urban Areas Derived from Wind Observations, *Boundary-Layer Meteorol.*, **89**, pp 1-24.
- [GRO 89] GROSS, G., 1989: Numerical Simulation of Nocturnal Flow Systems in the Freiburg Area for Topographies, *Contr. Atmos. Phys.*, **62**, pp 57-72.
- [GRO 91] GROSS, G., 1991: Anwendungsmöglichkeiten mesoskaliger Simulationsmodelle dargestellt am Beispiel Darmstadt, Teil I: Wind- und Temperaturfelder, *Meteorol. Rdsch.*, **43**, pp97-112
- [GRO 92] GROSS, G., 1992: Results of Supercomputer Simulations of Meteorological Phenomena, *Fluid. Dyn. Res.*, **10**, pp483-498.
- [GRO 93] GROSS, G., 1993: Numerical Simulation of Canopy Flows, *Springer Verlag*
- [GRO 96] GROSS, G., 1996: On the Applicability of Numerical Mass-Consistent Wind Field Models, *Boundary-Layer Meteorol.*, **77**, pp 379-394.

- [HÄHO 91] HÄMMERLIN, G., K.-H. HOFFMANN, 1991: Nummerekische Mathematik (Zweite Auflage), *Springer-Verlag, Berlin · Heidelberg · New York*, Kap. 8, pp 383-394
- [HAS ET AL. 98] HASSINEN, A., M. LEMETTININ, S. KELLOMÄKI, B. GARDINER, 1998: A prism-based system for monitoring the swaying of trees under wind loading, *Agricultural und Forest Meteorology*, **90**, pp 187-194.
- [HÖR 96] HÖRMANN, G., A. BRANDING, T. CLEMENT, M. HERBST, A. HINRICHS, F. THAMM, 1996: Calculation and simulation of wind controlled canopy interception of a beech forest in Northern Germany, *Agricultural and Forest Meteorology*, **79**, pp 131-148.
- [HOM 01] HOMEM ANTUNES M.A., E.A. WALTER-SHEA, M.A. MESARCH, 2001: Test of an extended mathematical approach to calculate maize leaf area index and leaf angle distribution, *Agricultural and Forest Meteorology*, **108**, pp 45-53.
- [HIM 00] HU, B., K. INANNEN, J.R. MILLER, 2000: Retrieval of Leaf Area Index and Canopy Closure from CASI Data over the BOREAS Flux Tower Sites, *Remote Sens. Environ.*, **74**, pp 255-274.
- [IL 69] IMPENS, I., R. LEMEUR, 1969: Extinction of Radiation in Different Crop Canopies, *Geoph. Biokl. Ser.B.*, **17**, pp 403-412.
- [INC ET AL. 96] INCLÁN, M.G., R. FORKEL, R.DLUGI, 1996: Application of Transilient Turbulent Theory to Study Interaction Between the Atmospheric Boundary Layer and Forest Canopies, *Boundary-Layer Meteorol.*, **79**, pp315-344.
- [ISD 99] INCLÁN, M.G., J. SCHWEEN, R. DLUGI, 1999: Estimation of Volatile Organic Compound Fluxes Using the Forest-Land-Atmosphere Model (FLAME), *American Meteorological Society*, pp 913-921.
- [IRJ 97] INFANTE, J.M., S. RAMBAL, R. JOFFRE, 1997: Modelling transpiration in holm-oak savannah: scaling up from the leaf to the tree scale, *Agricultural and Forest Meteorology*, **87**, pp 273-289.
- [INO 63] INOUO, K., 1963: On the turbulent structure of airflow within crop canopies, *J. Met. Soc. Japan*, Vol. **11**, pp 18.
- [KAHI 94] KANDA, M., M. HINO, 1994: Organized Structures in Developing Turbulent Flow Within and Above a Planet Canopy, using a Large Eddy Simulation, *Boundary-Layer Meteorol.*, **68**, pp 237-257

- [KAAL 98] KATUL, G.G., J.D. ALBERTSON, 1998: An Investigation of Higher-Order Closure Models For a Forested Canopy, *Boundary-Layer Meteorol.*, **89**, pp 47-74.
- [KER ET AL. 97] KERSCHGENS, M., W. BRÜCHER, TH. SPERLING, F. STEFFANY, 1997: WiTraK (Wind-, Transport- und Klimatologie-Programmsystem), Version 2.5, Benutzeranleitung, *Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*.
- [KIT 87] KITADA, T. 1987: Effect of Non-Zero Divergence Wind Fields on Atmospheric Transportcalculations, *Atmospheric Environment*, **21**, No.4, 785-788
- [KLCL 95] KLAASSEN, W., M. CLAUSSEN, 1995: Landscape variability and surface flux parametrisation in climate models, *Agricultural and Forest Meteorology*, **73**, pp 181-188.
- [KNY ET AL. 98A] KNYAZIKHIN, Y., J.V. MARTONCHIK, D.J. DINER, R.B. MYNENI, M. VERSTRAETE, 1998: Estimation of vegetation canopy leaf area fraction of absorbed photosynthetically active radiation from atmosphere-corrected MISR data, *Journal of Geophysical Research*, **Vol. 103**, No.D24, pp 32,239-32,256.
- [KNY 98B] KNYAZIKHIN, Y., J.V. MARTONCHIK, R.B. MYNENI, D.J. DINER, S.W. RUNNING, 1998: Synergetic algorithm for estimating vegetation canopy leaf area index and fraction of absorbed photosynthetically active radiation from MODIS and MISR data, *Journal of Geophysical Research*, **Vol. 103**, No.D24, pp 32,257-32,275.
- [KRU 00] KRUIJT, B., Y. MALHI, J. LLOYD, A.D. NOBRE, A.C. MIRANDA, M.G.P. PEREIRA, A. CULF, J.GRACE, 2000: Turbulence Statistics Above and Within Two Amazon Rain Forrest Canopies, *Boundary-Layer Meteorol.*, **94**, pp 297-331
- [KNS 98] KUCHARIK, CH.J., J.M. NORMAN, S.T. GOWER, 1998: Measurements of branch area and adjusting leaf area index indirect measurements, *Forest and Argicultural Meteorology*, **91**, pp 69-88.
- [LAI ET AL. 00] LAI, C.-T., G. KATUL, D. ELLSWOTH, R. OREN, 2000: Modeling Vegetation-Atmosphere CO_2 Exchange by a Coupled Eulerian-Lagrange Approach, *Boundary-Layer Meteorol.* **95**, pp 91-122.
- [LAW 2001] LAW, B.E., S. VAN TUYL, A. CESCATTI, D.D. BALDOCCHI, 2001: Estimation of leaf area index in open-canopy ponderosa pine forests at different successional stages and management regimes in Oregon, *Agriculture and Forest Meteorology*, **108**, pp 1-14.

- [LEC ET AL. 1990] LECLERC, M.Y., K.C. BEISSNER, R.H. SHAW, G. DEN HARTOG, H.H. NEUMANN, 1990: The Influence of Atmospheric Stability on the Budgets of Reynolds Stress and Turbulent Kinetic Energy within and above a Deciduous Forest, *J. A. Meteorol.*, **Vol. 29**, pp 916-933.
- [LEBL 93] LEE, X., T.A. BLACK, 1993: Atmospheric Turbulence Within and Above a Douglas-Fir Stand. Part II: Eddy Flux of Sensible Heat and Water Vapour, *Boundary-Layer Meteorol.*, **64**, pp 369-389.
- [LEE 98] LEE, X., 1998: On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation, *Forest and Agricultural Meteorology*, **91**, pp 39-49.
- [LEU 00] LEUNING, R., 2000: Estimation of Scalar Source/Sink Distribution in Plant Canopies using Lagrangian Dispersion Analysis: Corrections for Atmospheric Stability and Comparison with a Multilayer Canopy Model, *Boundary-Layer Meteorol.*, **96**, pp 293-314.
- [LiSt 94] LIEFFERS V.J., K.J. STADT, 1994: Growth of understory *Picea glauca*, *Calamagrostis canadensis*, and *Epilobium angustifolium* in relation to overstory light transmission, *Can. J. For. Res.*, **24**, pp 1193-1198.
- [LH 86] LINDROTH, A., S. HALLDIN, 1986: Numerical analysis of pine forest evaporation and surface resistance, *Agricultural and Forest Meteorology*, **38**, pp 59-79.
- [LLO 95] LLOYD, C.R., 1995: The effect of heterogenous terrain on micrometeorological flux measurements. a case study from HAPEX-SAHEL, *Agricultural and Forest Meteorology*, **73**, pp 209-216.
- [LR 86] LOVETTE, G.M., W.A. REINERS, 1986: Canopy structure and cloud water deposition in subalpine coniferous forests, *TELLUS*, **38B**, pp 319-327.
- [MAH 00] MAHRT, L., 2000: Surface Heterogeneity and Vertical Structure of the Boundary Layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, **96**, pp 33-62.
- [MAN 00] Manfrahs, C., 2000: Einsatz eines diagnostischen Strömungsmodells zur Beschreibung der Strömung im Wald, *Diplomarbeit am Forschungszentrum Jülich, Abteilung Sicherheit und Strahlenschutz*
- [MAPE 00] MATHUR, R., L.PETERS, 1990: Adjustment of Wind Fields for Application in Air Pollution Modeling, *Atmospheric Environment*, **24A**, No.5, 1095-1106.

- [MEI 00] MEIR, P., J. GRACE, A.C. MIRANDA, 2000: Photographic method to measure the vertical distribution of leaf area density in forests, *Agricultural and Forest Meteorology*, **102**, pp 105-111.
- [MEFA 99] MENZEL, A., P. FABIAN, 1999: Growing Season extended in Europe, *NATURE*, **397**
- [MEAR 76] MESINGER, F., A. ARAKAWA, 1976: Numerical Methods in Atmospheric Models, *GARP Publ. Ser.*, **17**, pp 1-64.
- [MEPA 86] MEYERS, T., K.T. PAW U, 1986: Testing of a Higher-Order Closure Model for Modeling Airflow Within and Above Plant Canopies, *Boundary-Layer Meteorol.*, **37**, pp 297-311.
- [MK 97] MIHAILOVIC, D.T., G. KALLOS, 1997: A sensitivity Study of a Coupled Soil-Vegetation Boundary-Layer Scheme for Use in Atmospheric Modelling, *Boundary-Layer Meteorol.*, **82**, pp 283-315.
- [MIT 70] MITTELSTAEDT, P., 1970: *Klassische Mechanik*, Mannheim.
- [MTO 98] MORECROFT, M.D., M.E. TAYLOR, H.R. OLIVER, 1998: Air and soil microclimates of deciduous woodland compared to an open site, *Agricultural and Forest Meteorology*, **90**, pp 141-156.
- [MUMA 99] MUSSELMANN, R.C., W. J. MASSMANN, 1999: Ozone flux to vegetation and its relationship to plant response and ambient air quality standards, *Atmospheric Environment*, **33**, 65-73.
- [NAC 00] NACKAERTS, K., P. COPPIN, M. HERMY, 2000: Sampling methodology for LAI measurements with LAI-2000 in small forest stands, *Agricultural and Forest Meteorology*, **101**, pp 247-250.
- [NI 97] NI, W., 1997: A coupled transilience model for turbulent air flow within plant canopies and the planetary boundary layer, *Agricultural and Forest Meteorology*, **86**, pp 77-105.
- [NOV ET AL. 00] NOVAK, M.D., J.S. WARLAND, A.L. ORCHANSKY, R. KETLER, S. GREEN, 2000: Wind Tunnel and Field Measurements of Turbulent Flow in Forests. Part I: Uniformly Thinned Stands, *Boundary-Layer Meteorol.*, **95**, pp 457-495.
- [OGI 95] OGINK-HENDRIKS, M.J., 1995: Modelling surface conductance and transpiration of an oak forest in The Netherlands, *Agricultural and Forest Meteorology*, **74**, pp 99-118.

- [OKE 87] OKE, T.R., 1987: Boundary Layer Climates, *Second Edition*, Methuen, London
- [PAH 00] PAHL, U., 2000: Numerische Simulationen zum Einfluß von Waldbestandsinhomogenitäten auf die Windverhältnisse und die trockene Spurenstoffdeposition, *Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover*.
- [PAN ET AL. 82] PANOFSKY, H.A., D. LARKO, R. LIPSCHUTZ, G. STONE, E.F. BRADLEY, A.J. BOWEN, J. HØJSTRUP, 1982: Spectra of velocity components over complex terrain, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **108**, pp 215-230.
- [PAS 61] PASQUILL, F., 1961: The estimation of the dispersion of windborne material, *Met. Mag.* **90**, pp 33-49.
- [PRA 97] FP 1997: Fortgeschrittenenpraktikum 97, *Abschlussbericht des Fortgeschrittenenpraktikums 1997 an der Universität zu Köln*
- [PRE ET AL. 88] PRESS, W.H., B.P. FLANNERY, S.A. TEUKOLSKY, W.T. VETTERLING, 1988: Numerical Recipes, *Cambridge University Press*, pp 80-83
- [RAN 84] RANDERSON, D., 1984: Atmospheric Science and Power Production, *DOE/TIC/-27601(DE DE 84005177) Technical Information Center, Office of Scientific and Technical Information, United States Department of Energy*
- [RSS 98] RAO, P.S., C.K. SARASWATHYMMMA, M.R. SETHURAJ, 1998: Studies on the relationship between yield and meteorological parameters of para rubber tree (*Hevea brasiliensis*), *Agricultural and Forest Meteorology*, **90**, pp 235-245.
- [RT 81] RAUPACH M.R., A.S. THOM, 1981: Turbulence in and above Plant Canopies, *Ann. Rev. Fluid Mech.*, pp 97-129.
- [RAU 95] RAUPACH M.R., 1995: Vegetation-Atmosphere interaction and surface conductance at leaf, canopy and regional scales, *Agricultural and Forest Meteorology*, **73**, pp 151-179.
- [RAY 71] RAYNOR, G.S., 1971: Wind and Temperature Structure in a Coniferous Forest and a Contiguous Field, *Forest Science*, **Vol. 17**, Nr. 3, pp 351-363.
- [ROS 75] ROSS, J., 1975: Radiative transfer in plant communities, in: *Vegetation and Atmosphere*, J.L. Monteith ed., *Academic Press, London*

- [RRK 00] ROSS, J., V. ROSS, A.KOPPEL, 2000: Estimation of leaf area and its vertical distribution during growth period, *Agriculture and Forest Meteorology* **101**, pp 237-246.
- [SFM 97] SAKAI, R.K., D.R. FITZJARRALD, K.E. MOORE, 1997: Detecting leaf area surface resistance during transition season, *Agricultural and Forest Meteorology*, **84**, pp 273-284.
- [SAS 58] SASAKI, Y., 1958: An objective analysis based on the variational method, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **Vol. 36**, pp 77-78.
- [SCH 01] SCHENK, PH: Gerätebeschreibung des Pyrradiometers Type 8111, *Philipp Schenk GmbH & Co KG, M8111/D/D 1/6*
- [SCH 91] SCHILLING, V., 1991: A Parametrisation for Modelling the Meteorological Effect of Tall Forests – Case Study of a Large Clearing, *Boundary-Layer Meteorol.*, **55**, pp 283-304.
- [SEG ET AL. 76] SEGNER, I., P.J. MUHLEARN, E.F. BRADLEY, J.J. FINNIGAN, 1976: Turbulent Flow in a Model Plant Canopy, *Boundary-Layer Meteorol.*, **10**, pp 423-453.
- [SEN 00] SENTUC, F.-N., 2000: Entwicklung und Anwendung eines Programmsystems zur Trajektorienberechnung in der planetaren Grenzschicht, *Diplomarbeit an der Universität zu Köln*.
- [SHSC 92] SHAW, R.H., U. SCHUMANN, 1992: Large-Eddy Simulation of turbulent Flow Above and Within a Forest, *Boundary-Layer Meteorol.*, **61**, pp 47-64.
- [SHLE 97] SHEN, S., M.Y. LECLERC, 1997: Modelling the turbulence structure in the canopy layer, *Agricultural and Forest Meteorology*, **87**, pp 3-25.
- [SiSz 80] SINGH, B., G. SZEICZ, 1980: Predicting the canopy resistance of a mixed hardwood forest, in M.J. Ogink-Hendriks 1995: Modelling surface conductance und transpiration of an oak forest in The Netherlands, *Agricultural and Forest Meteorology*, **74**, pp 99-118.
- [SB 94] SIPE, T.W., F.A. BAZZAZ, 1994: Gap partitioning among maples (Acer) in central New England: shoot architecture and photosynthesis, *Ecology*, **75**, pp 2318-2332.
- [SL 00] STADT, K.J., V.J. LIEFFERS, 2000: MIXLIGHT: A flexible light transmission model for mixed-species forest stands, *Agricultural and Forest Meteorology*, **102**, pp 235-252.

- [STE 91] STEFFANY, F., 1991: Anwendungen eines massenkonsistenten Strömungsmodells im Microscale, *Diplomarbeit am Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*
- [ST 73] STEWART, J.B., A.S. THOM, 1973: Energy budgets in pine forest, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **99**, pp. 154-170
- [SD 93] STEWART, D.W., L.M. DWYER, 1993: Mathematical characterization of maize canopies, *Agric. For. Meteorol.*, **66**, pp 247-265.
- [STU 89] STULL, R., 1989: An Introduction to Boundary Layer Meteorology, *Kluwer Academic Publishers, Dordrecht / Boston / London*
- [SU ET AL. 98] SU, H.B., R.H. SHAW, K.T. PAW U, C.-H. MOENG, P.P. SULLIVAN, 1998: Turbulent Statistics of Neutrally Stratified Flow Within and Above a Sparse Forest from Large-Eddy Simulations and Field Observations, *Boundary-Layer Meteorol.*, **Vol 88**, No. 3, pp 363-397.
- [SSP 00] SU, H.-B., R.H. SHAW, K.T. PAW U, 2000: Two-Point Correlation Analysis of Neutrally Stratified Flow Within and Above a Forest From Large-Eddy Simulation, *Boundary-Layer Meteorol.* **49**, pp 423-460.
- [SZI ET AL. 96] SZILAGYI, J., G.G. KATUL, M.B. PARLANGE, J.D. ALBERTSON, A.T. CAHILL, 1996: The Local Effect of Intermittency on The Inertial Subrange Energy Spectrum of the Atmospheric Surface Layer, *Boundary-Layer Meteorol.* **79**, pp 35-50.
- [TB 76] TAN, C.S., T.A. BLACK, 1976: Factors affecting the canopy resistance of a Douglas-fir forest, *Boundary-Layer Meteorol.* **10**, pp 475-488.
- [TEU D. 98] TEUCHERT, D., 1998: Einfluss der räumlichen Variabilität meteorologischer Grenzschichtparameter auf simulierte Wind- und Schadstoffverteilungen, *Diplomarbeit am Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*
- [TM 99] TEUCHERT, D., C. MANFRAHS, 1999: Das Massenkonsistente Strömungsmodell MCF – Eine Modellbeschreibung, *Laborbericht ASS-UW 2/99 am Forschungszentrum Jülich*, **Lfd. Nr.124**.
- [TEU D. 99] TEUCHERT, D., 1999: Meteorologischer Präprozessor zur Erstellung eines Antriebsprofils für die Initialisierung eines diagnostischen Strömungsmodells unter Verwendung meteorologischer Standortdaten des Forschungszentrums Jülich, *Laborbericht ASS-UW 3/99 am Forschungszentrum Jülich*, **Lfd. Nr. 125**

- [TEU E. 01] TEUCHERT, E., 2001: LAGRA – Eine Lagrange-Interpolationsroutine, *Persönliche Mitteilung*
- [TRA 78] TRACI, R.M., G.T. PHILLIPS, P.C. PATNAIK, 1978: Developing a Site Selection Methodology for Wind Energy Conversion Systems, *DOE/ET/20280-3, NTIS, Springfield, Virginia*
- [TRKr 96] TRAUP, S., B. KRUSE, 1996: Winddaten für Windenergienutzer, *Deutscher Wetterdienst, Wind und Windenergiepotentiale in Deutschland, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offennach am Main*
- [UCH 61] UCHIJIAMA, Z., 1961: AUS YAMADA 1982: A Numerical Model Study of Turbulent Airflow in and Above a Forest Canopy, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **60**, pp 439-454.
- [VDI 99] VEREIN DEUTSCHER INGENIEURE, 1999: Meteorologische Messungen – Turbulenzmessung mit Ultraschall-Anemometern, *VDI 3786, Blatt12*
- [WAKL 95] WANG, H., W. KLAASSEN, 1995: The surface layer above a landscape with a rectangular windbreak pattern, *Agricultural and Forest Meteorology*, **72**, pp 195-211.
- [WEI ET AL. 01] WEISS M., D. TROUFLEAU, F. BARET, H. CHAUKI, L. PRÉVOT, A. OLIOSSO, N. BRUGUIER, N. BRISSON, 2001: Coupling canopy functioning and radiative transfer models for remote sensing data assimilation, *Agricultural and Forest Meteorol.*, **108**, pp 113-128.
- [WEL 90] WELLES, J.M., 1990: Some Indirect Methods of Estimating Canopy Structure, *Gordon and Breach Science Publishers*
- [WN 91] WELLES, J.M., J.M. NORMAN, 1991: Instrument for Indirect Measurements of Canopy Architecture, *Agronomy Journal*, **Vol 83**, No. 5, pp 818-825.
- [WKH 97] WENZEL, A., N. KALTHOFF, V. HORLACHER, 1997: On the Profiles of Wind Velocity in the Roughness Sublayer Above a Coniferous Forest, *Boundary-Layer Meteorol.*, **84**, pp 219-230.
- [WRI ET AL. 98] WRIGHT, S.D., L. ELLIOTT, D.B. INGHAM, M.J.C. HEWSON, 1998: The Adaption of the Atmospheric Boundary Layer to a Change in Surface Roughness, *Boundary-Layer Meteorol.*, **89**, Vol.2, 175-195.
- [YAM 82] YAMADA, B.T., 1982: A Numerical Model Study of Turbulent Airflow in and Above a Forest Canopy, *J. Meteorol. Soc. of Japan*, **Vol. 60**, pp 439-454.

-
- [ZETA 00] ZENG, P., H. TAKAHASI, 2000: A first-Order closure model for the wind flow within and above vegetation canopies, *Agricultural and Forest Meteorology*, **103**, 301 -313.
- [ZIE 98] ZIEMANN, A. 1998: Numerical simulation of meteorological quantities in and above forest canopies, *Meteorol. Zeitschrift*, **N.F. 7**, 120-128.
- [BWK 00] BERLINER WETTERKARTEN, 2000: Berliner Wetterkarten vom 1.9.200 bis zum 31.12.2000
- [BWK 01] BERLINER WETTERKARTEN, 2001: Berliner Wetterkarten vom 1.1.2001 bis zum 31.1.2001

Danksagung

An erster Stelle danke ich Herrn Prof. Dr. M. Kerschgens für die Vergabe des interessanten Themas der vorliegenden Arbeit, für seine Betreuung und Unterstützung. Gleichfalls bedanke ich mich bei Herrn Prof. Dr. P. Speth für die Übernahme des Korreferates.

Darüber hinaus gilt mein Dank Herrn Dipl. Met. M. Moellmann-Coers für die Bereitstellung der Stelle und die permanente Bemühung um die Finanzierung sowie das Interesse am Fortschreiten der Arbeit. Auch gilt mein Dank Herrn Dr. A. Knaps für zahlreiche Fachgespräche, für die Unterstützung bei der Langzeitmessung und für die Bereitstellung der Messdaten.

Besonders bedanken möchte ich mich bei den Mitarbeitern des Meteorologischen Institutes Freiburg für das Entleihen des LAI2000, bei der Feuerwehr des FZJ sowie bei Herrn Th. Lexen und Frau Dr. I. Teuchert für die Hilfe bei der Vermessung der Blattflächendichte.

Herrn Dipl. Phys. D. Tiggemann und Herrn Dr. E. Teuchert danke ich besonders für die kritische Durchsicht des Manuskripts. Ebenso geht ein Dankeschön an die Herren R. Eckert, T. Opitz, K. Richter und Dipl. Phys. D. Tiggemann, die mir bei den aufgetretenen technischen Problemen immer zur Seite gestanden haben.

Auch die Kollegen, die für ein angenehmes Arbeitsklima gesorgt haben, seien an dieser Stelle erwähnt.

Die vorliegende Arbeit wurde im Auftrag des Forschungszentrums Jülich (FZJ) erstellt und von dort gefördert. Auch die Instrumentierung der Messstelle „Wald“ wurde vom FZJ zur Verfügung gestellt. Die Modellentwicklung sowie die Datenauswertung der Messung und die Modellrechnungen wurden auf dem AIX-Workstationsystem des FZJ und auf dem SUN-Workstationsystem der Universität zu Köln durchgeführt. Das Kataster wurde in Zusammenarbeit mit dem Institut für Geographie der Universität zu Köln erstellt.