



UNIVERSITÄT BAYREUTH

Abt. Mikrometeorologie

**Methode zur Bestimmung
der trockenen Deposition von Bor**

Thomas Foken

Arbeitsergebnisse

Nr. 02

Bayreuth, Februar 1999

Arbeitsergebnisse, Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie, Print, ISSN 1614-8916
Arbeitsergebnisse, Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie, Internet, ISSN 1614-8924
<http://www.bayceer.uni-bayreuth.de/mm/>

Eigenverlag: Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie
Vervielfältigung: Druckerei der Universität Bayreuth
Herausgeber: Prof. Dr. Thomas Foken

Universität Bayreuth, Abteilung Mikrometeorologie
D-95440 Bayreuth

Die Verantwortung über den Inhalt liegt beim Autor.

Methode zur Bestimmung der trockenen Deposition von Bor

Die vorliegende Arbeit unterstützt ein Projekt zur Bestimmung der Bor-Deposition an der Luv- und Leeseite der Neuseeländischen Alpen (Prof. Herrmann). Die zu erwartenden erheblichen Unterschiede gestatten die Anwendung einer relativ einfachen Methode, die weiterhin einen leichten Standortwechsel ermöglicht.

1. Bestimmung des Transports von Bor zur Unterlage

Die Konzentrationsmessungen von Bor geben noch keinen Aufschluß über den Transport zur Unterlage, denn dieser (trockene Deposition) wird wesentlich vom Turbulenzzustand der Atmosphäre und dem Aufnahmevermögen der Unterlage bestimmt. Nach Foken et al. (1995) kann man für mitteleuropäische Verhältnisse davon ausgehen, daß etwa die Hälfte trocken deponiert wird, während der Rest durch den Niederschlag ausgewaschen wird (nasse Deposition). Übliche Verfahren zur Bestimmung des vertikalen Energie- und Stoffaustausches versagen bei den meisten Gasen und bei Aerosolen, da die Meßmethoden zur Konzentrationsbestimmung zu ungenau sind, um sehr geringe Konzentrationsgradienten nachweisen zu können. Für die direkte Methode der Messung des turbulenten Konzentrationsschwankungen fehlen für die meisten Stoffen zeitlich hochauflösende Analysatoren (ca. 10 Hz). Als einzige praktikable Methode kann nur die von Chamberlain (1961) eingeführte Modellierung mit der Depositionsgeschwindigkeit (vergl. Foken et al., 1995) angewandt werden:

$$v_d = \frac{Q_c}{c(z)} \quad (1)$$

Bei bekannter Depositionsgeschwindigkeit v_d läßt sich durch Bestimmung der Konzentration $c(z)$ in einer Höhe (ca. 0,5 - 1stündige Mittelwerte) der Fluß Q_c bestimmen. Diese Bestimmungsmöglichkeit gilt allerdings nur für nicht reaktive Stoffe (Kramm, 1995). Der scheinbar fehlende Konzentrationsgradient ist kein Widerspruch, denn in Analogie zum Ohm'schen Gesetz läßt sich die Depositionsgeschwindigkeit als reziproker Widerstand darstellen.

$$\frac{1}{v_d} = r_g = r_t + r_{mt} + r_c \quad (2)$$

(r_g : Gesamtwiderstand, r_t : turbulenter Widerstand, r_{mt} : molekular-turbulenter Widerstand, r_c : Canopy-Widerstand) Dabei wird das unterste Niveau in die Canopy oder in den Boden gelegt, wo die Konzentrationsänderungen vernachlässigbar sind.

Ein praktikables Konzept zur Bestimmung der trockenen Deposition für verschiedene Gase wurde durch Hicks et al. (1987) vorgestellt. Diesem Verfahren soll im wesentli-

chen gefolgt werden. Abweichungen gibt es beim turbulenten Widerstand, bei dem die Stabilitätsabhängigkeit nicht aus den Windrichtungsfluktuationen bestimmt werden soll, sondern durch Messung der Lufttemperatur in zwei Höhen. Die Auswertung erfolgt dann nach dem Parametrisierungsverfahren nach Skeib und Richter (1984). Da man das Depositionsverhalten von Bor (Goldberg, 1998) mit dem von HNO_3 vergleichen kann, wird in erster Näherung $r_c = 0$ gesetzt (Huebert und Robert, 1985).

2. Meßeinrichtung

2.1. Aufbau der Meßeinrichtung

Der Aufbau der gesamten Meßanlage und die Verwendung der einzelnen Sensoren ist in Tab. 1 zusammengestellt. Die Daten werden mit einem DELTA-T-Logger erfaßt und in einem Datenfile als Mittelwerte über 10 Minuten abgelegt. Der Betrieb der Anlage ist über Netzversorgung vorgesehen, könnte aber prinzipiell auch über Batterie oder Solar-Versorgung erfolgen. Abweichend vom Meßkonzept von Hicks et al. (1987) wird ein Temperaturgradient bestimmt, um dadurch auf die Stabilität zu schließen. Prinzipiell ist damit die zusätzliche Bestimmung des fühlbaren Wärmestromes möglich. Durch die zusätzliche Messung der relativen Feuchte in zwei Höhen, kann prinzipiell auch der latente Wärmestrom abgeschätzt werden. Der Temperatur-Feuchte-Sensor wird strahlungsgeschützt in einer Hütte nach Gill (Young) untergebracht. Auf die Messung der Windgeschwindigkeit in zwei Höhen wurde verzichtet, da hier die Fehlermöglichkeiten sehr groß sind und somit die Ermittlung der Schubspannungsgeschwindigkeit mit der Rauigkeitshöhe einfacher möglich ist.

Tab. 1: Bestückung des Meßmastes zur Bestimmung der trockenen Deposition

Höhe	Meßgröße	Geber	Verwendung
$z_2 = 2.0 \text{ m}$	Windgeschw.	Sky	Parametrisierung r_t
	Windrichtung	Sky	Feststellung des Meßsektors
	Temperatur	HMP45A	Parametrisierung Stabilität <i>fühlbarer Wärmestrom</i>
	rel. Luftfeuchte		<i>latenter Wärmestrom</i>
	PAR-Strahlung	Quantum	Parametrisierung r_c
$z_1 = 0,25 \text{ m}$	Temperatur	HMP45A	Parametrisierung Stabilität <i>fühlbarer Wärmestrom</i>
	rel. Luftfeuchte		<i>latenter Wärmestrom</i>
am Sammel- gefäß, ca. 2 m	Innendruck	Walz	Kontrolle des Durchflusses

Da die Bestimmung des Temperatur- und Feuchtegradienten eine hohe Meßgenauigkeit erfordert, sind regelmäßige (1-3tägige) Kontrollmessungen nötig. Dazu werden die beiden Strahlungshütten mit den Temperatur-Feuchte-Sensoren in gleicher Höhe in möglichst großem Abstand von Boden (z. B. 2 m) angebracht und innerhalb von ca. 30 Minuten die Registrierwerte mit den Meßwerten eines Assmann-Aspirationspsychrometers verglichen. Korrekturen $> 0.2 \text{ K}$ bzw. $> 2 \%$ sollten dokumentiert im Log-gerprogramm berücksichtigt werden.

2.1. Wahl des Meßstandortes

Bei der Wahl des Meßstandortes kommt es auf Hindernisfreiheit und eine einheitliche, möglichst niedrige Vegetation im Hauptwindsektor an. Konkret ergibt sich dadurch, daß Hindernisse (niedrige Gebäude, Bäume, Büsche) in der Leeseite des Meßstandortes ca. die 10-20fache Hindernishöhe entfernt liegen müssen. Dazu ist der Meßstandort in Abhängigkeit von der klimatologischen Hauptwindrichtung (Luv) entsprechend zu wählen. Alle Messungen mit Windrichtungen von der Seite mit Hindernissen sind auszuschließen. Dazu dient der Windrichtungsmesser.

Wesentlich problematischer ist die luvseitige Unterlage. Der Einflußbereich (Footprint) in den beiden Meßhöhen ist extrem unterschiedlich und beträgt für die untere Meßhöhe magn. 10 m, jedoch für die obere Meßhöhe mehrere 100 m. Der Footprint variiert weiterhin mit der Stabilität der Atmosphäre, ist jedoch am Tage bei labiler Schichtung geringer als bei stabiler Schichtung in der Nacht. Auf eine konkrete Abschätzung mit einem Footprint-Modell (Schmid, 1997) soll verzichtet werden, da die zweite Einschränkung, interne Grenzschichten, z. T. noch schwerwiegender ist. Interne Grenzschichten treten an einem Rauigkeitssprung auf, z. B. zwischen Wiese und Brache. Für die Höhe der internen Grenzschicht ist es nach Jegede und Foken (1998) belanglos, ob die Strömung von einer rauhen zu einer glatten Oberfläche übergeht oder umgekehrt. Die Höhe der internen Grenzschicht (neue Gleichgewichtsschicht), die höher als die oberste Meßhöhe liegen sollte, berechnet sich nach

$$\delta = 0.3 \sqrt{x} \quad (3)$$

wobei x die Windwirklänge (fetch in m) über einer ungestörten Oberfläche ist. Praktisch bedeutet dies, daß luvseitig vom Meßmast eine ebene (beschleunigungsfrei) einheitliche Unterlage mit niedriger Vegetation bis ca. 100 m (sicher bemessen) sein sollte.

Die beiden Meßhöhen sollten einem möglichst großen Abstand haben, wobei das Verhältnis $z_2/z_1 > 4 \dots 8$ eingehalten werden sollte. Daher wurden 0,25 m und 2,0 m als Nennmeßhöhen gewählt. Bei höheren Meßhöhen wird der Einfluß interner Grenzschichten zu groß. Die unterste Meßhöhe sollte so gewählt werden, daß sie mindestens in 2facher Bestandeshöhe z_B ist ($z_1 \geq 2 z_B$). Sollte dies nicht realisierbar sein, so

sollte $z_1 = 0.5$ m gewählt werden. Da die Bestandeshöhe nicht wesentlich kleiner als die unterste Meßhöhe sein wird ($z_1 \gg z_B$) müssen die geometrischen Meßhöhen um eine Verschiebungshöhe $d = 0.66 z_B$ verschoben werden, damit die Nennmeßhöhen noch 'aerodynamisch' wirken. Praktisch geschieht das dadurch, daß die Geber in einer Höhe angebracht werden, die sich als Summe aus Nennmeßhöhe (0.25 m bzw. 2 m) und Verschiebungshöhe ergibt. In das Programm gibt man die wahre geometrische Meßhöhe ein.

2.3. Meßablauf

Um eine einwandfreie Modellierung zu gewährleisten, sollten die meteorologischen Bedingungen im Meßzeitraum möglichst weitgehend stationär sein. Andererseits müssen natürlich Bor-Konzentrationen gesammelt werden, die mindestens das 10fache über der Nachweisgrenze liegen, um annähernd Flüsse mit 10-20 % Genauigkeit ermitteln zu können. Die Meßdauer muß also in Abhängigkeit von der Grundkonzentration, der notwendigen Sammelzeit und den meteorologischen Bedingungen bestimmt werden. Wegen starker Instationaritäten sollte bis 2-(3) Stunden nach Sonnenaufgang und 3-(4) Stunden vor Sonnenuntergang nicht gesammelt werden. Zwischen diese Zeiten sollten je nach Konzentration 1-3 Sammelperioden gelegt werden. Bei Wetterveränderungen (Niederschlag, kräftige Bewölkungsänderungen) sollte durchaus eine geplante Sammelperiode zu Lasten der Genauigkeit abgebrochen werden.

Um eine optimale Rekonstruktion der Messungen zu gewährleisten, sollten die in Tab. 2 genannten zusätzlichen Beobachtungen usw. durchgeführt werden.

Tab. 2: Beobachtungsprogramm zu den Messungen

Zeitpunkt	Maßnahmen/Beobachtungen
neuer Meßplatz	Beschreibung hinsichtlich Hindernissen, Unterlageneigenschaften, freie Windwirklänge
täglich vor Messungen	Bestandeshöhe, bei Veränderung um ca. 7,5 cm Geber nachstellen und Höhen im Programm ändern
stündlich	Bedeckungsgrad (x/8)
	Wolkenart, mindestens Gattung
	Wetterzustand, z. B. durch ww-Zahlen
	Hydrometeorore (Bor-Sammlung abrechnen!)

3. Auswerteprogramm

Das Auswerteprogramm dient dem Einlesen der Datenfiles des Loggers, der in der Regel täglich ausgelesen werden sollte, einer groben Qualitätskontrolle (Tab. 3) und der Berechnung der Depositionsgeschwindigkeit für 10-Minuten-Mittelwerte. Als Name für den Eingabedatenfile ist NEUSEExx.DAT festgelegt, so daß die vom Logger ausgelesenen Files umbenannt werden müssen. Für 'xx' können zwei Ziffern angegeben werden, so daß eine Numerierung von 01 bis 99 möglich ist. Der Ausgabedatenfile hat die Bezeichnung NEUDATxx.DAT, wobei die Reihenfolge der Daten in der ersten Zeile erläutert ist. Der Ausgabefile läßt sich mit jedem Tabellenkalkulationsprogramm bearbeiten. Als Trennzeichen wurde das Semikolon gewählt. Auf die Berechnung der Depositionsflüsse im Programm wurde verzichtet. Dies kann im Tabellenkalkulationsprogramm durch Mittelwertbildung der Depositionsgeschwindigkeit über den Sammelzeitraum und Bearbeitung nach Gleichung (1) erfolgen.

Tab. 3: Qualitätskontrolle der Meßdaten (kursiv: variable Eingabe im Parameterfile möglich, *: Fehlen diese Werte bei der Berechnung energetischer Einheiten wird mit 20°C und 1013,25 hPa gerechnet, der gleiche Druck liegt auch der barometrischen Höhenformel zur Berechnung des Druckes in einer vorgegebenen Höhe über NN zugrunde)

Meßgröße	Minimalwert	Maximalwert
Windgeschwindigkeit	0,5 m/s	30,0 m/s
Windrichtung	<i>Grenze im Leebereich</i>	<i>Grenze im Leebereich</i>
Temperatur*	-30 °C	40 °C
rel. Luftfeuchte	1 %	101 %
Rauhigkeitsparameter	0,0001 m	0,5 m
Höhe über NN*	-0 m	2000 m
PAR	0 $\mu\text{mol}/(\text{m}^2 \text{ s})$	2200 $\mu\text{mol}/(\text{m}^2 \text{ s})$
Innendruck	<i>700 hPa</i>	<i>1100 hPa</i>

Um Programmänderungen zu vermeiden, sollen möglichst viele veränderliche Größen aus einem File (Tab. 4) eingelesen werden, der mit einem normalen Editor bearbeitet werden kann. Der Parameterfile sollte vor jeder Änderung dokumentiert werden. Es wird empfohlen, ihn unter dem Namen PARAMExx.DAT abzuspeichern. Das Programm kann diesen dann bei der Nachbearbeitung wieder einlesen, wenn 'xx' mit dem Eingabefile identisch ist. Das Programm ermöglicht eine Kontrolle des Parameterfiles. Dabei ist in Tab. 4 nochmals hervorgehoben, ob es sich um geräteabhängige Größen

(Änderung nur bei Änderungen am Gerät), standortabhängige Größen (für jeden Standort neu zu bestimmen) oder täglich zu kontrollierende und dokumentierende Größen handelt. Obwohl die Rauigkeitshöhe z_0 mit 10 % der Bestandeshöhe bestimmt werden soll, werden beide Größen getrennt eingegeben, um ein späteres Manipulieren von z_0 zu ermöglichen. Als Meßhöhen müssen jedoch die wirklichen geometrischen Höhen eingegeben werden. Diese sind aus den Nennmeßhöhen 0,25m bzw. 0,5 m (Höhe sollte mindestens doppelte Bestandeshöhe sein!) und 2,0 m und der Verschiebungshöhe $+0,666 \cdot z_B$ zu bestimmen. Bezüglich des auswertbaren Windsektors werden die minimale und maximale Windrichtung im Uhrzeigersinn angegeben, d. h. für den Sektor 300° - 360° - 60° ist der minimale Wert 300° und der maximale Wert 60° !

Tab. 4: Eingabewerte im File PARAMExx.DAT

Eingabegröße	Einheit	Bemerkung
geometrische Meßhöhen	m	Nennmeßhöhe (0,25 m bzw 0,5 m und 2,0 m) + Verschiebungshöhe $0,666 \cdot z_B$
Bestandeshöhe	m	zu ermitteln aus den 20 % der höchsten Pflanzen
Rauhigkeitshöhe z_0	m	10 % der Bestandeshöhe
Höhe über NN	m	wird zur Bestimmung des Luftdruckes bei energetischen Einheiten nach der barometrischen Höhenformel aus dem Druck 1013,25 hPa bei 0 m über NN benötigt
max. und min Windrichtung	°	für jeden Meßstandort neu festlegen, Angabe im Uhrzeigersinn, s. Text
Kalibrierkoeffizient PAR	$\mu\text{mol}/(\text{m}^2 \text{ s})$ / mV	Berücksichtigung eines Shunt von 471 Ω
Kalibrierkoeffizient Drucksensor	hPa / mV	
max. und min. Innendruck	hPa	nur gesamter Meßbereich, optimale Werte im Eingabefile kontrollieren

geräteabhängig	standortabhängig	täglich kontrollieren
----------------	------------------	-----------------------

4. Das Modell zur Bestimmung der Depositionsgeschwindigkeit

Die Depositionsgeschwindigkeit wird in starker Anlehnung an die Arbeit von Hicks et al (1987) bestimmt, wobei in erster Näherung $r_c = 0$ gesetzt wird. Somit beschränkt sich die Bestimmung auf den turbulenten und molekular-turbulenten Widerstand.

Dabei wird der turbulente Widerstand

$$r_{1,2} = \int_1^2 \frac{dz}{K(z)} \quad (4)$$

durch Messung der Windgeschwindigkeit und Temperatur in zwei Höhen und Anwendung des Parametrisierungsmodells für den Austauschkoefizienten $K(z)$ nach Skeib und Richter (1984) bestimmt

$$r_{1,2} = \frac{1}{\kappa \cdot T_s} \int_1^2 \varphi_h(z/L) \frac{dz}{z} \quad (5)$$

(κ : von-Kármán-Konstante, z : Höhe, L : Obukhov-Länge, T_s : Temperaturmaßstab) mit der universellen Funktion von Skeib (1980), φ_m , für den Austausch fühlbarer Wärme (wird auch für den Austausch von Gasbeimengungen angenommen) in der Bearbeitung von Foken (1991)

$$\begin{aligned} 0 > z/L > z_{krit}: & \quad \varphi_h = 1 \\ z_{krit} \geq z/L > -2: & \quad \varphi_h = \left[\frac{z/L}{z_{krit}} \right]^{-1/2} \end{aligned} \quad (6)$$

mit $z_{krit} = -0.0625$ (kritische Höhe) im labilen Fall und

$$\begin{aligned} 0 \leq z/L < z_{krit}: & \quad \varphi_h = 1 \\ z_{krit} \leq z/L < 1: & \quad \varphi_h = \left[\frac{z/L}{z_{krit}} \right]^2 \end{aligned} \quad (7)$$

im stabilen Fall mit $z_{krit} = 0.125$. Bei der Integration der Funktion ist zu beachten, daß die Funktion getrennt von z_1 bis z_{krit} und z_{krit} bis z_2 integriert werden muß, wobei z_{krit} iterativ zu bestimmen ist.

Wegen der fehlenden Windmessung wird die Schubspannungsgeschwindigkeit mit der Rauigkeitshöhe z_0 bestimmt

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \quad (8)$$

Dabei erfolgt die Bestimmung der Rauigkeitshöhe mit der Näherungsbeziehung aus der Bestandeshöhe

$$z_0 = 0.1 z_B \quad (9)$$

Die so bestimmte Rauigkeitshöhe wird im Eingabefile (Tab. 4) angegeben.

Der molekular-turbulente Widerstand r_{mt} läßt sich nach Kramm et al. (1996) bei bekanntem turbulenten Widerstand parametrisieren. Obwohl theoretisch nicht ganz fehlerfrei, soll die Beziehung von Garratt und Hicks (1973) zumindest als erste Variante zur Anwendung kommen

$$r_{mt} = \frac{2}{\kappa u_*} \left(\frac{Sc}{Pr} \right)^p \quad (10)$$

mit der Schmidt-Zahl (HNO_3 : $Sc = 1,25$), der Prandtl-Zahl (Luft: $Pr = 0,71$) und einem Exponenten $p = 2/3$.

Die Depositionsgeschwindigkeit berechnet sich danach zu

$$\frac{1}{v_D} = \frac{1}{\kappa \cdot T_*} \int_1^2 \Phi_h(z/L) \frac{dz}{z} + \frac{2}{\kappa u_*} \left(\frac{Sc}{Pr} \right)^p \quad (11)$$

Die Programmbearbeitung erfolgt in folgenden Schritten:

- Bestimmung von u_* aus (8) mit den Eingangswerten $u(z_2)$ und z_0 .
- Bestimmung von $u(z_1)$ aus (8) mit den Eingangswerten u_* und z_0 .
- Aus den gemessenen relativen Luftfeuchten in $R(z_1)$ und $R(z_2)$ wird mit $T(z_1)$ und $T(z_2)$ nach

$$e = \frac{R \cdot E}{100\%} \quad (12)$$

berechnet, wobei der Sättigungsdampfdruck E nach der Magnus'schen Formel bestimmt wird

$$E = 6.1087 \cdot e^{\frac{17.08085 \cdot t}{234.175 + t}} \quad (13)$$

mit t in °C.

- Aus den Windgeschwindigkeiten, Temperaturen und Dampfdrücken in zwei Höhen wird mit dem Parametrisierungsmodell nach Skeib und Richter (1984) [die vorliegende Programmvariante wurde 1992 von D. Handorf erstellt] der fühlbare Wärmestrom bestimmt. Der latente Wärmestrom und die entsprechend der Stabilität korrigierte Schubspannungsgeschwindigkeit werden zusätzlich noch ausgegeben.
- Mit dem so bestimmten fühlbaren Wärmestrom $\overline{w'T'}$ und der Beziehung

$$r_t = \frac{T(z_2) - T(z_1)}{\overline{w'T'}} \quad (15)$$

läßt sich nun der turbulente Widerstand für den Wärmeaustausch (Gasaustausch) bestimmen.

5. Überprüfung des Verfahrens

Zur Überprüfung der Meßergebnisse wurde der Datensatz vom 05. Juni 1998 während des LITFASS-1998-Experimentes, bestimmt während des 'Mikrometeorologischen Praktikums 1998', ausgewählt. Die Unterlage war Brache mit spärlichem Bewuchs mit Maispflanzen (10 cm Höhe). Als Rauigkeitshöhe wurde wegen der vorhandenen Ackerfurchen 0,02 m gewählt. Für diesen Datensatz liegen zumindest zeitweise direkte Messungen (Eddy-Covarianz-Methode) der Schubspannungsgeschwindigkeit, des fühlbaren und latenten Wärmestromes vor.

Abb. 1 zeigt den Tagesgang der Depositionsgeschwindigkeit. Da durch $r_c = 0$ keine Steuerung durch die Pflanze oder den Boden erfolgt, folgt die Depositionsgeschwindigkeit nahezu der Schubspannungsgeschwindigkeit (Abb. 2). Zu bemerken ist, daß der 05. Juni 1998 am Vormittag den typischen Charakter eines Sommertages hatte. Gegen Mittag war eine leichte Abnahme der Windgeschwindigkeit festzustellen und am Nachmittag nahm die Windgeschwindigkeit vor Annäherung einer Störung zu. Somit zeigt die Depositionsgeschwindigkeit in der zweiten Tageshälfte keinen typischen Verlauf.

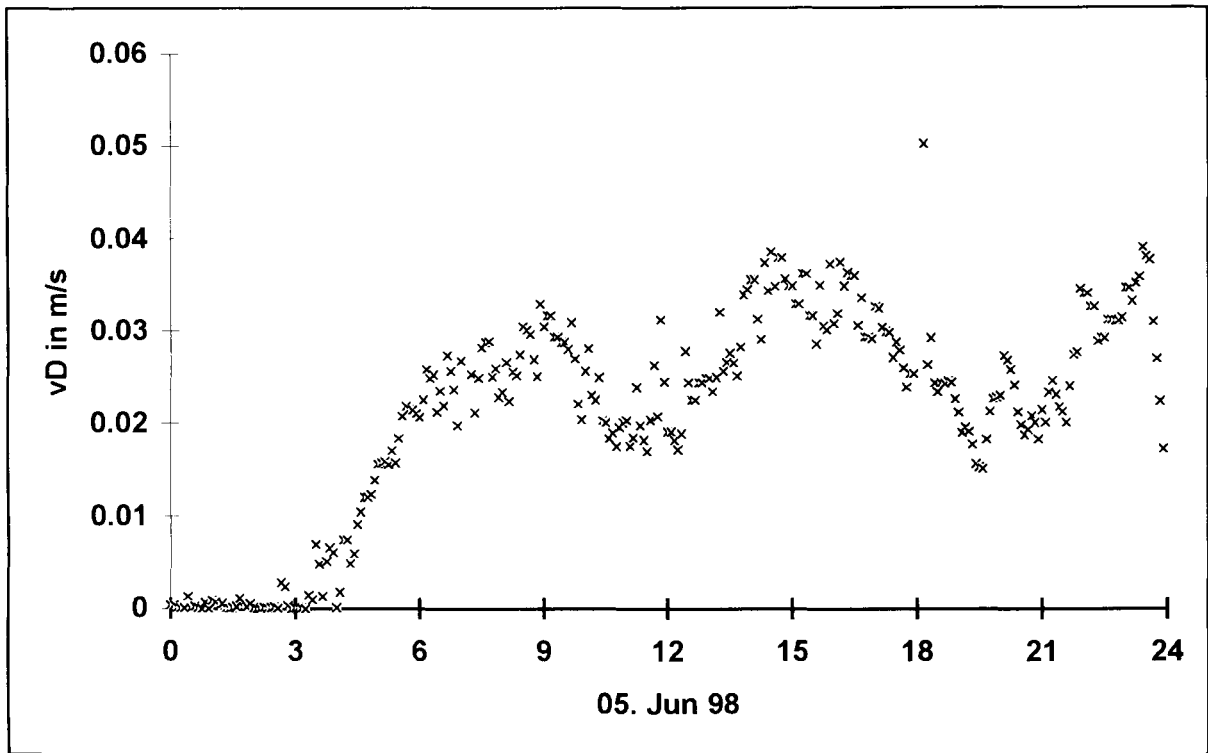


Abb. 1: Tagesgang der Depositionsgeschwindigkeit

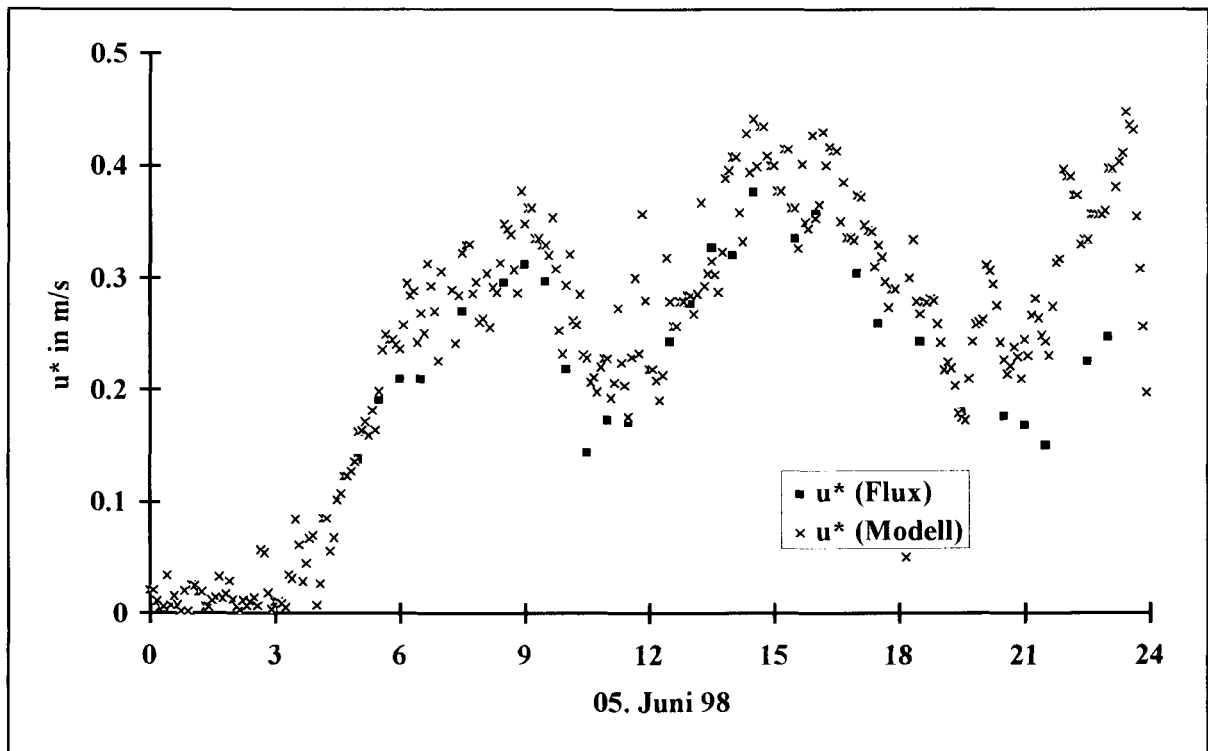


Abb. 2: Schubspannungsgeschwindigkeit nach Modellbestimmung und direkter Messung (Flux)

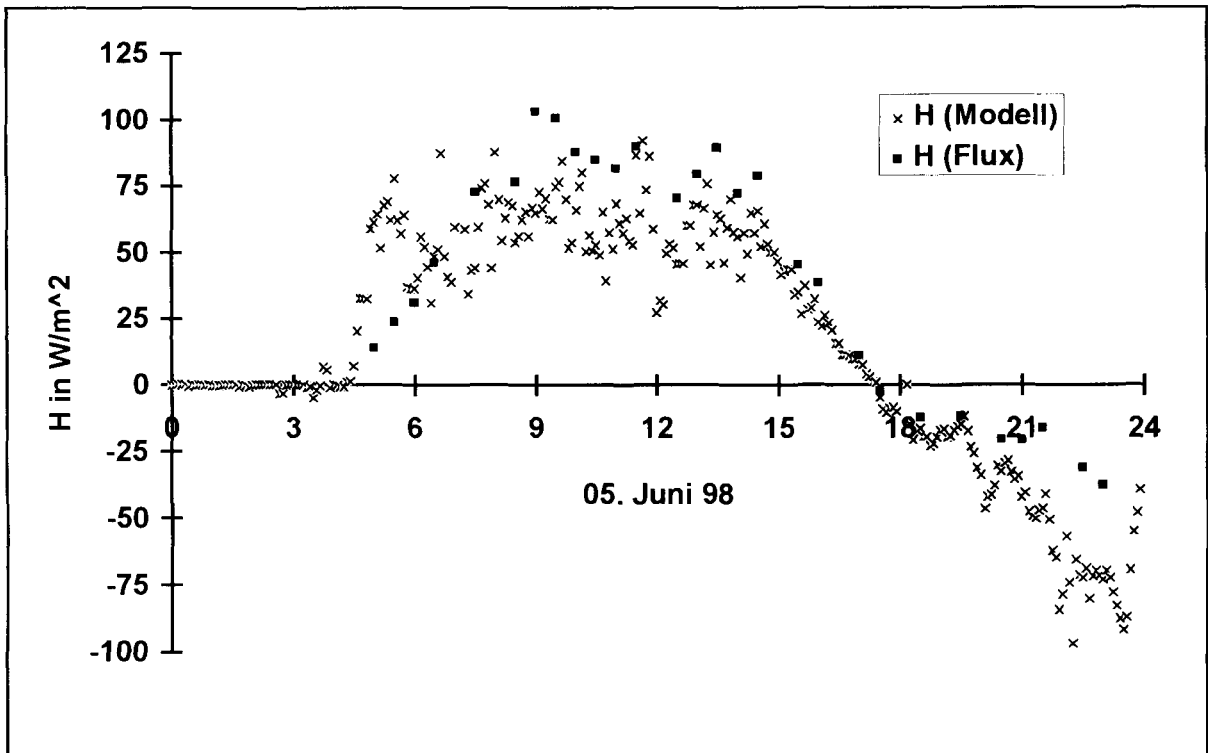


Abb. 3: Fühlbarer Wärmestrom nach Modellbestimmung und direkter Messung (Flux)

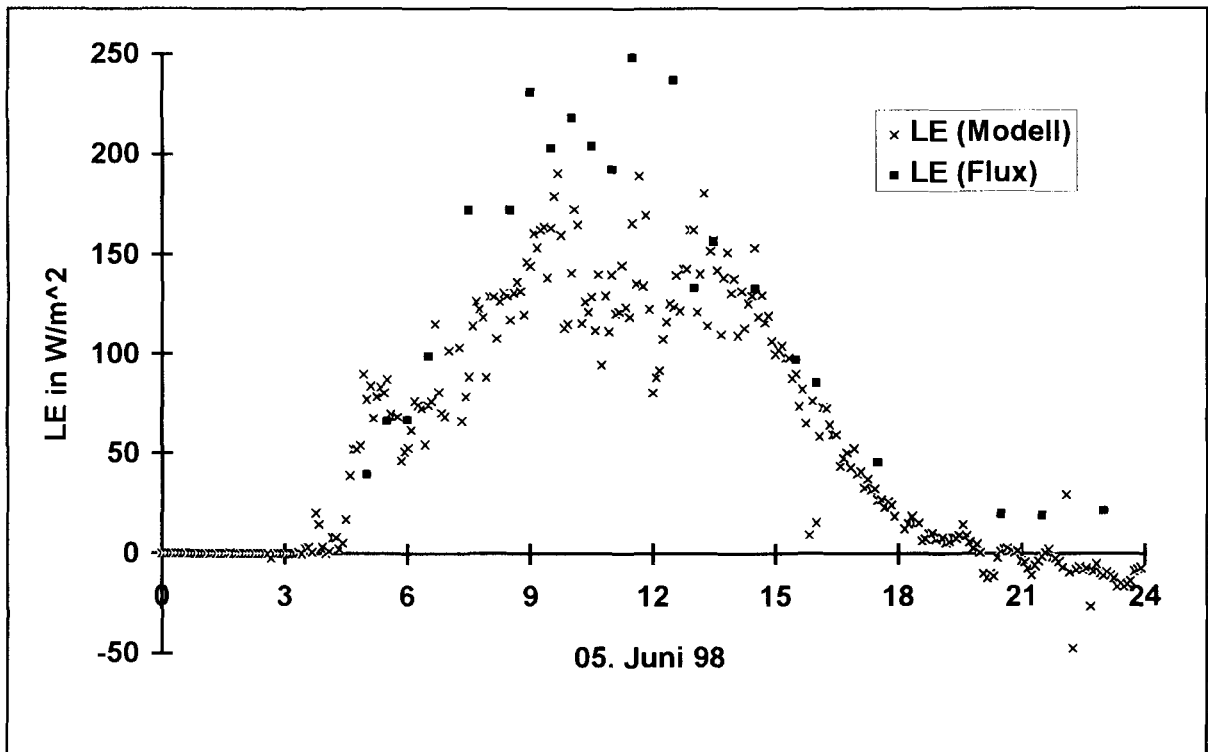


Abb. 4: Latenter Wärmestrom nach Modellbestimmung und direkter Messung (Flux)

In den folgenden Abbildungen werden Modelldaten bestimmt aus 5-Minuten-Mittelwerten mit 30-Minuten-Mittelwerten der direkten Flußbestimmung (Eddy-Covarianz-Methode) für die Schubspannungsgeschwindigkeit (Abb. 2), den fühlbaren Wärmestrom (Abb. 3) und den latenten Wärmestrom (Abb. 4) verglichen. Die Übereinstimmung ist überraschend gut. Gewisse Einschränkungen gibt es in den Abendstunden bei stabiler Schichtung, jedoch versagen unter diesen Bedingungen nahezu alle Modelle.

Zu beachten ist, daß das Modell nicht durch Parametervariation angepaßt wurde. Es entspricht vollständig den Angaben der Originalliteratur. Lediglich die Rauigkeitshöhe wurde durch Vergleich der Profilauswertung und direkter Messungen der Schubspannungsgeschwindigkeit ermittelt [bearbeitet durch stud.-geoökol. Bruckmeier].

Eine Bestimmung des latenten Wärmestromes aus der Wasserdampfkonzentration und der Depositionsgeschwindigkeit ist nicht möglich, da die Verdunstung in hohem Maße durch die Pflanze und den Boden kontrolliert wird und somit $v_D \neq 0$ gilt. Man würde mit dem hier beschriebenen Modell erheblich zu hohe Verdunstungen erhalten.

6. Schlußfolgerungen

Das vorgestellte Modell zeichnet sich gegenüber dem Konzept von Hicks et al. (1987) durch eine veränderte Bestimmung der Stabilität aus. Diese ermöglicht die Berücksichtigung einer höheren Variabilität der Stabilität. Außerdem ist die Methode unabhängig vom Gelände. Weiterhin ist die zusätzliche Bestimmung des fühlbaren und latenten Wärmestromes möglich.

Zu beachten ist, daß die Depositionsgeschwindigkeit gegenüber üblichen Annahmen höher bestimmt wird, da keine Minderung der trockenen Deposition durch Pflanze und Boden eintritt. Das Modell ist somit auf die Bestimmung der trockenen Deposition von Bor, Salpetersäure und ggf. auch Ozon beschränkt.

7. Literatur

Chamberlain, A. C., 1961: Aspects of travel and deposition of aerosol and vapour clouds. A.E.R.E. Rep. HP/R 1261 (RP14), Harwell, Berkshire, 38 pp.

Foken, Th., 1991: Die universelle Funktion nach Skeib - Grundlage für Maßstabsbetrachtungen in der atmosphärischen Bodenschicht. Z. Meteorol. **41**, 1-7

Foken, Th.; Dlugi, R.; Kramm, G., 1995: On the determination of dry deposition and emission of gaseous compounds of the biosphere-atmosphere-interface. Meteorol. Z., NF, **4**, 91-118

Garratt, J. R., Hicks, B. B., 1973: Momentum heat and Water vapour transfer to and from natural and artificial surfaces. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **99**, 680-687

Goldberg, 1998: persönliche Mitteilung

Hicks, B. B., Baldocchi, D. D., Meyers, T. P., Hosker jr., R. P., Matt, D. R., 1987: A preliminary multiple resistance routine for deriving dry deposition velocities from measured quantities. *Water, Air, and Soil Pollution* **36**, 311-330

Huebert, B. J., Robert, C. H., 1985: The dry deposition of nitric acid to grass. *J. Geophys. Res.* **90**, **D1**, 2085-2090

Jegede, O. O., Foken, Th., 1998: A study of the internal boundary layer due to a roughness change in neutral conditions observed during the LINEX field campaigns. *Theoret. & Appl. Climatol.*, in press

Kramm, G., 1995: Zum Austausch von Ozon und reaktiven Stickstoffverbindungen zwischen Atmosphäre und Biosphäre. *IFU-Schriftenreihe*, Bd. 34-95, Garmisch-Partenkirchen, 269 S.

Kramm, G.; Foken, Th.; Mölders, N.; Müller, H.; Paw U, K. T., 1996: The sublayer-Stanton numbers of heat and matter for different types of natural surfaces. *Beitr. Phys. Atmosph.* **69**, 417-430

Schmid, H. P., 1997: Experimental design for flux measurements: matching scales of observations and fluxes. *Agric. & Forest Meteorol.* **87**, 179-200

Skeib, G., 1980: Zur Definition universeller Funktionen für die Gradienten von Windgeschwindigkeit und Temperatur in der bodennahen Luftschicht. *Z. Meteorol.* **30**, 23-32

Skeib, G.; Richter, S. H., 1984: Praktische Anwendung voll normierter universeller Funktionen für das turbulente Stromfeld in der bodennahe Luftschicht. *Z. Meteorol.* **34**, 247-252

Arbeitsergebnisse, Universität Bayreuth, Abteilung Mikrometeorologie

Bislang erschienene Arbeiten:

Nr	Name	Titel	Seiten	Datum
01	Foken	Der Bayreuther Turbulenz- knecht	14	02/99
02	Foken	Methode zur Bestimmung der trockenen Deposition von Bor	13	02/99

Die Reihe dient dem Zweck einer schnellen fachlichen Dokumentation und Präsentation. Die Beiträge können in deutscher, englischer und russischer Sprache abgefaßt sein. Eine spätere Veröffentlichung soll hiermit nicht vorweggenommen werden. Für den Inhalt sind die Autoren selbst verantwortlich.

Die Reihe kann gegen eine Schutzgebühr bei der Abteilung Mikrometeorologie der Universität Bayreuth angefordert werden.