5 Modellierung der Stoffflüsse in Waldbeständen im ANSWER-Projekt

S. Schaaf[1], H. Meesenburg[2]

5.1 Die Bestimmung der Flüsse reaktiver Stickstoff-Spezies in Augustendorf mit Widerstandsmodellen

Bei der Deposition von Luftinhaltsstoffen und der Freisetzung von Gasen handelt es sich um Austauschprozesse an der Grenzfläche zwischen Vegetation/Boden und Atmosphäre. Sie vollziehen sich in der so genannten atmosphärischen Grenzschicht im Wesentlichen durch Turbulenzkörper, die Materie und Energie transportieren können (siehe z.B. STULL 1994). Größe und Lebensdauer dieser Wirbel werden maßgeblich von den Windverhältnissen, der Rauhigkeit des Bestandes sowie von den atmosphärischen Schichtungsverhältnissen bestimmt.

Triebkraft der Austauschvorgänge sind Potenzialdifferenzen (Konzentrationsdifferenzen), die sich durch den Transport ausgleichen. Für den Zusammenhang zwischen Potenzialdifferenzen, Flüssen und Widerständen werden ähnliche Verhältnisse wie beim elektrischen Strom beobachtet.

Die Berechnung des Flusses (F) ergibt sich in Analogie zum Ohmschen Gesetz der Elektrizitätslehre wonach der elektrische Strom (I) aus dem Quotienten von Potenzialdifferenz (der Spannung U_1 - U_2) und dem ohmschen Widerstand (R) berechnet wird. Im Analogiemodell wird dann der elektrische Strom durch den atmosphärischen Fluss ersetzt, so dass der elektrischen Spannung eine Konzentrationsdifferenz (ρ_1 - ρ_2) und dem ohmschen Widerstand ein Transportwiderstand ($R_{\text{Atmosphäre}} + R_{\text{Bestand}}$) zugeordnet werden kann:

$$I = \frac{U_1 - U_2}{R} \Rightarrow F = \frac{\rho_1 - \rho_2}{R_{\text{Atmosphäre}} + R_{\text{Bestand}}}$$

Zur Stoffflussbestimmung für das Wald-Ökotop am Standort Augustendorf im Rahmen des ANSWER-Projekts[3] wird ein Widerstandsmodell verwendet, das auf dem so genannten big-leaf-Konzept (HICKS *et al.* 1987, ERISMAN *et al.* 1994) basiert. Vertikale Stoffflüsse zwischen Vegetation/Boden und Atmosphäre resultieren hiernach als Ausgleichsbewegung zwischen unterschiedlichen Potenzial- bzw. Konzentrationsniveaus. Dabei werden diese von einem Transportwiderstand, der die turbulenten und laminaren Transportphänomene der Atmosphäre und des Bestandes repräsentiert, gesteuert.

Die beiden Potenziale bzw. Konzentrationen werden im Modell für 2 Höhenstufen benötigt. In der Regel wird die obere Konzentration oberhalb des Bestandes gemessen; als untere Konzentration wird die in unmittelbarer Nähe der konzeptionellen Hüllfläche, des sog. *big leaf*, herrschende angesehen. Diese Konzentration wird auch als Kompensationspunkt bezeichnet, sofern sie von Null verschieden ist.

Ausgleichsvorgänge zwischen den Niveaus sind um so intensiver, je geringer der Widerstand von Atmosphäre und Bestand sind und je größer die Potenzialdifferenz ist. Dabei spielen die atmosphärischen Schichtungsverhältnisse, die über den *aerodynamischen Widerstand* erfasst werden, eine entscheidende Rolle, da sie Vertikalbewegungen beschleunigen (labile Schichtung) oder auch dämpfen können (stabile Schichtung). Neben den atmosphärischen turbulenten Eigenschaften können auch laminare Strömungsverhältnisse im unteren Teil der atmosphärischen Grenzschicht den Transport von Spurengasen und Energie beeinflussen. Diesem Phänomen wird mithilfe des so genannten *(quasi-)laminaren Widerstandes* Rechnung getragen.

Die Spurengasaufnahme durch die Vegetation über die Stomata (interne Blattoberflächen) oder Cuticula (externe Blattoberflächen) wird von zahlreichen meteorologischen und auch Bodenparametern wie Strahlung, Temperatur, Luft- und Bodenfeuchte etc. beeinflusst. Dies wird im Modell über den so genannten *Bestandeswiderstand*, erfasst.

Der *aerodynamische* und der *quasi-laminare Widerstand* werden zum einen aus direkten Impuls- und Wärmefluss-Messungen gewonnen und zum anderen im Modell iterativ aus Windgeschwindigkeits- und Temperaturmessungen unter Berücksichtigung der atmosphärischen Schichtungsverhältnisse bestimmt.

Der *Bestandeswiderstand*, der sich aus mehreren Teilwiderständen zusammensetzt, wird aus der Energiebilanz des untersuchten Ökotops abgeleitet.

Zur Bestimmung der Konzentrationen oberhalb des Bestandes werden Messungen mit Denuder-Filter-Sammlern herangezogen. Die Konzentrationen werden wegen der großen Unterschiede der Widerstände, der Atmosphärenchemie und der biologischen Aktivi-

[1] Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft, Institut für Agrarökologie, Bundesallee 50, 538116 Braunschweig, stefan.schaaf@fal.de
[2] Niedersächsische Forstliche Versuchsanstalt, Grätzelstr. 2, 37079 Göttingen
[3] Zum Konzept des ANSWER-Projekts siehe MOHR *et al.* (2005a) und DÄMMGEN *et al.* (2005a), zu den Standorten MEESENBURG & MOHR (2005), zu den verwendeten Messverfahren DÄMMGEN *et al.* (2005b), zu den Ergebnissen SCHAAF *et al.* (2005), MOHR *et al.* (2005b) sowie MEESENBURG *et al.* (2005).

tät für die Tagstunden und die Nachtstunden getrennt bestimmt. Die Kompensationspunkte, insbesondere für NH_3, werden im Modell parametrisiert.

Alle Modellrechnungen werden auf der Basis von 30-Minuten-Mitteln durchgeführt. Eingesetzt wurde das Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer-Modell (SVAT-Modell) PLATIN.

5.1.1 Die Bestimmung der trockenen Deposition von Gasen mit Hilfe von PLATIN

Das verwendete SVAT-Modell ist eine Weiterentwicklung des von GRÜNHAGE & HAENEL (1997) beschriebenen Widerstandsmodells PLATIN (PLant-ATmosphere INteraction). Es ist ein eindimensionales Ökotop-Modell, das die Eigenschaften von Boden und Bestand in einem *big leaf* abbildet. Es erlaubt die Simulation des Austausches von Energie und Spurenstoffen zwischen Vegetation/Boden und der Atmosphäre. Das Modell wurde für verschiedene Ökosysteme (Grünland, Ackerland und Forst) anhand von direkten Messungen (Eddy-Kovarianz-, Gradient- und dynamische Kammermessungen) validiert und mit Simulationsergebnissen anderer Modelltypen verglichen (FALGE *et al.* 2004).

Die durchgeführten Simulationen des Energie- und Spurengas-Transfers werden unter folgenden Annahmen durchgeführt:

- Quellen- und Senkenverteilung im Bestand werden durch die Modellvorstellung eines großen Blattes (*big leaf*) repräsentiert
- der Bestand ist ein Ökotop und nur nach z gegliedert; er ist horizontal homogen (horizontale Flüsse sind Null oder addieren sich zu Null)
- Quellen und Senkenfreiheit in der Atmosphäre oberhalb des Bestandes
- Höhenunabhängigkeit der Vertikalflüsse oberhalb des Bestandes (Prinzip des "constant flux layer")

Das Modell berechnet aus dem Verhältnis von Konzentrationsdifferenzen und der Kombination von Transportwiderständen der Atmosphäre und des Bestandes vertikale Flüsse luftgetragener Stoffe:

$$F_A = -\frac{\rho_A - \rho_{ccan,A}}{R_{ah} + R_{b,A} + R_{c,A}}$$

mit F_A vertikaler Stofffluss des Luftinhaltsstoffs A

ρ_A Konzentration des Stoffes A in der Atmosphäre oberhalb des Bestandes

$\rho_{ccan,A}$ Bestandes-Kompensationspunkt des Stoffes A

R_{ah} turbulenter atmosphärischer (aerodynamischer) Transportwiderstand

$R_{b,A}$ Transportwiderstand der quasi-laminaren Grenzschicht

$R_{c,A}$ Bestandeswiderstand

In **Abbildung 5.1** ist der schematische Aufbau des verwendeten Widerstandmodells als Blockschaltbild dargestellt.

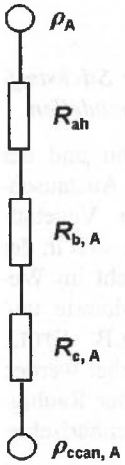

Abbildung 5.1: Schematische Darstellung des verwendeten Widerstandsmodells zwischen einem atmosphärischen Quellen- (ρ_A) und einem Senkenpotenzial ($\rho_{ccan,\ A}$) auf Bestandesebene (*big leaf*): aerodynamischer Widerstand R_{ah}, quasi-laminarer Widerstand $R_{b,A}$, Bestandeswiderstand $R_{c,\ A}$.

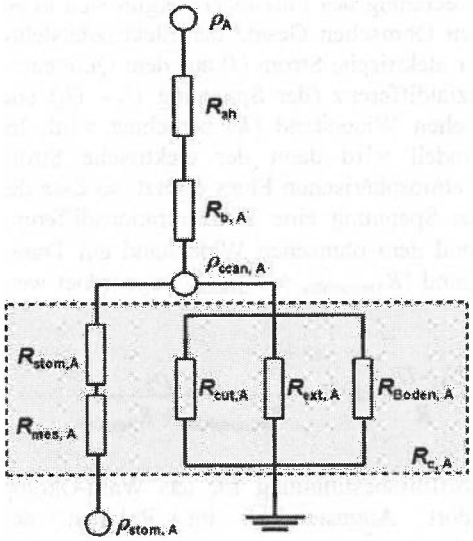

Abbildung 5.2: Schematische Darstellung des verwendeten Widerstandsmodells mit Aufgliederung des Bestandeswidertand $R_{c,\ A}$ in die Teilwiderstände unter der Berücksichtigung des Stomata- ($\rho_{cstom,\ A}$) und Oberflächenpotenzials (Symbol "Erde") und des Stomatawiderstandes ($R_{stom,\ A}$), des Mesophyllwiderstandes ($R_{mes,\ A}$), des Cuticula-Widerstandes ($R_{cut,\ A}$), des Oberflächenwiderstandes ($R_{ext,\ A}$) sowie des Bodenwiderstandes ($R_{Boden,\ A}$).

Auf Bestandesebene können die Flüsse mehrerer Teilsysteme (**Abbildung 5.2**), wie die Stoffflüsse in die Stomata bzw. Substomata (hier bidirektional als Deposition bzw. Emission) und Cuticula von Flüssen

in den Boden oder auf externe Blattoberflächen (hier unidirektional als Deposition) unterschieden und quantitativ erfasst werden. Dies geschieht durch die Aufspaltung des Bestandeswiderstandes $R_{c,A}$ in die Teilwiderstände $R_{stom,\ A}$ (Stomatawiderstand), $R_{mes,\ A}$ (Mesophyllwiderstand), $R_{cut,\ A}$ (Cuticula-Widerstand), $R_{ext,\ A}$ (Oberflächenwiderstand) sowie R_{Boden} (Bodenwiderstand) unter Berücksichtigung des stomatären ($\rho_{cstom,\ A}$) und Oberflächenpotenzials (Symbol für "Erde"). Dabei sind definitionsgemäß negative Flüsse Depositionen und positive Flüsse Emissionen.

5.1.2 Berechnung des aerodynamischen Widerstands

In Anlehnung an übliche Verfahren (z.B. SELLERS *et al.* 1985) wird der aerodynamische Widerstand über Wald unter Berücksichtigung des roughness-sublayer-Effekts als gegenüber dem nach MONIN & OBHUKHOV (1954) zu berechnenden halbiert angesetzt:

$$R_{ah} = \frac{1}{2} \cdot \frac{\ln\left(\frac{z_m - d}{z_{0m}}\right) - \Psi_h\left(\frac{z_m - d}{L}\right) + \Psi_h\left(\frac{z_{0m}}{L}\right)}{\kappa \cdot u_*}$$

mit κ von-Kármán-Konstante
d Nullebenen-Verschiebung
z_m Messhöhe der Temperatur bzw. Windgeschwindigkeit
z_{0m} Rauhigkeitslänge für Impulsfluss
Ψ_h, atmosphärische Stabilitätsfunktion (vgl. HAENEL 1993, 1996)
L Monin-Obukhov-Länge
u_* Schubspannungsgeschwindigkeit

Die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* lässt sich aus der horizontalen Windgeschwindigkeit u unter Berücksichtigung der Stabilitätsverhältnisse der Atmosphäre ermitteln:

$$u_* = \frac{\kappa \cdot u}{\ln\left(\frac{z_m - d}{z_{0m}}\right) - \Psi_m\left(\frac{z_m - d}{z_{0m}}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_{0m}}{L}\right)}$$

mit Ψ_m, atmosphärische Stabilitätsfunktion (vgl. HAENEL 1993, 1996)

Aus der Schubspannungsgeschwindigkeit wird der atmosphärische Impulsfluss F_m berechnet:

$$F_m = -u_*^2$$

Es wird davon ausgegangen, dass bei einer maximalen Bestandeshöhe von ca. 19 m die Messhöhe von 25 m noch innerhalb des roughness-sublayer liegt, dessen Obergrenze in der Regel mit dem zwei- bis zweieinhalbfachen der Bestandeshöhe angesetzt wird (vgl. CELLIER & BRUNET 1992).

Die Bestimmung der Monin-Obukhov-Länge L als Kennzahl für die atmosphärischen Schichtungsverhältnisse erfolgt gemäß

$$L = -\frac{T_a \cdot u_*^3}{\kappa \cdot g \cdot H}$$

mit T_a Lufttemperatur oberhalb des Bestandes
H fühlbarer Wärmestrom
g Gravitationsbeschleunigung

Obige Gleichung setzt die Kenntnis des fühlbaren Wärmestroms H zwischen Bestand und Atmosphäre und der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* voraus. Beide Größen werden zum einen mittels Ultraschallanemometer-Messung (Eddy-Kovarianz-Verfahren) bestimmt, zum anderen modelliert. Dabei wird u_* im Modell unter Berücksichtigung der in 25 m Höhe gewonnenen Daten zur Windgeschwindigkeit und Lufttemperatur iterativ bestimmt.

Der fühlbare Wärmestrom H wird als Restglied der Energiebilanzgleichung berechnet:

$$R_{net} = H + \lambda E + G$$

mit R_{net} Nettostrahlung
λE latente Wärme
G Bodenwärmestrom

Dabei ist die Nettostrahlung R_{net} aus direkten Messungen (siehe Dämmgen *et al.* 2005) über dem Bestand zugänglich, während die latente Wärme λE und der Bodenwärmestrom G parametrisiert werden müssen (siehe Kapitel 5.1.1.3).

5.1.3 Die Berechnung der latenten Wärme

Die Bestimmung der latenten Wärme λE erfolgt über die Penman-Monteith-Näherung (vgl. MONTEITH 1965):

$$\lambda E = \frac{s(R_{net} - G) + \rho_L \cdot c_p \cdot \frac{VPD}{R_{ah} + R_{b,h}}}{s + \gamma \cdot \frac{R_{ah} + R_{b,H_2O} + R_{c,H_2O}}{R_{ah} + R_{b,h}}}$$

mit ρ_L Luftdichte
c_p spez. Wärmekapazität der Luft
VPD aktuelles Wasserdampfsättigungsdefizit
s Steigung der Dampfdruckkurve
γ Psychrometer-Konstante
$R_{b,A}$ quasi-laminarer Transportwiderstand für Wärme
λ Verdampfungswärme
$\lambda \approx (2.501 - 0.00237\ t_a) \cdot 10^6\ \mathrm{J\ kg^{-1}}$
t_a Lufttemperatur in °C

Aus der Kenntnis der latenten und Verdampfungswärme kann die Evapotranspirationsrate *ET* für ein bestimmtes Zeitintervall Δt bestimmt werden:

$$ET = \frac{\lambda E}{\lambda} \cdot \Delta t$$

Der in der Energiebilanzgleichung und in der Penman-Montheith-Beziehung benötigte Bodenwärmestrom *G*, der in Abhängigkeit von der Nettostrahlung R_{net} und der Bestandesentwicklung *(β–Funktion) steht,* wird wie folgt parametrisiert (BRUTSAERT 1984):

$$G = 0{,}4 \cdot \beta \cdot R_{net} \qquad (R_{net} \geq 0)$$
$$G = 0{,}5 \cdot R_{net} \qquad (R_{net} < 0)$$

mit $\beta = e^{-c_{LAI} \cdot LAI}$ β-Funktion
c_{LAI} Extinktionskoeffizient des Bestandes (LÖPMEIER, 1983)
LAI Blattflächenindex

Eine weitere Möglichkeit die latente Wärme bzw. die Evapotranspiration des Ökosystems abzuschätzen und damit auch die Penman-Monteith-Beziehung zu verifizieren, stellt die Lösung der Wasserbilanzgleichung nach *ET* dar:

$$N_F - ET - GR - \Delta BW = 0$$

mit N_F Freilandniederschlag
ET Evapotranspiration
GR Sickerung / Grundwasserneubildung
ΔBW Bodenwasseränderung

Diese Alternative kann hier jedoch aufgrund der fehlenden Komponente für die Grundwasserneubildung *GR* im Modell nicht angewandt werden.

5.1.4 Widerstand der quasi-laminaren Grenzschicht

Der Widerstand der quasi-laminaren Grenzschicht für ein Gas $R_{b,A}$ beschreibt im Unterschied zum turbulenten atmosphärischen Widerstand R_{ah} den Austauschprozess in unmittelbarer Umgebung des big-leafs. Nach HICKS *et al.* (1987) lässt sich dieser Widerstand wie folgt berechnen:

$$R_{b,A} = R_{b,h} \cdot \left(\frac{\mathrm{Sc}}{\mathrm{Pr}}\right)^{\frac{2}{3}}$$

mit

$$R_{b,h} = \frac{\ln\left(1 + \frac{z_{0m}}{z_{0h}}\right)}{K \cdot u_*}$$

und Sc Schmidt-Zahl
Pr Prandtl-Zahl

Die Werte der Kennzahlen wurden GRÜNHAGE & HAENEL (1997) entnommen.

5.1.5 Bestandeswiderstand

Der Bestandeswiderstandes $R_{c,A}$, wie bereits einleitend in Kapitel 5.1.1.1 dargestellt, setzt sich aus mehreren Teilwiderständen (siehe **Abbildung 5.2**) zusammen. Um den Einfluss der Vegetationsentwicklung auf den Bestandeswiderstand nicht unberücksichtigt zu lassen wird hier, ähnlich wie beim Bodenwärmestrom *G* (siehe Kapitel 5.1.1.3), zusätzlich die Gewichtungsfunktion *β* angewandt, so dass sich folgender Zusammenhang ergibt:

$$\frac{1}{R_{c,A}} = (1-\beta) \cdot \left(\frac{1}{R_{stom,A} + R_{mes,A}} + \frac{1}{R_{cut,A}}\right) + \frac{1-\beta}{R_{ext,A}} + \frac{\beta}{R_{Boden,A}}$$

Der Stomatawiderstand für Wasserdampf wird im Modell durch die Abhängigkeit von der Globalstrahlung R_g, Lufttemperatur T_a, Wasserdampfsättigungsdefizit *VPD* der Atmosphäre und Bodenwassergehalt *BW* beschrieben. Hierzu wird die Jarvis-Stewart-Näherung (JARVIS 1976, STEWART 1988) verwandt:

$$\frac{1}{R_{stom,H_2O}} = \frac{1}{R_{H_2Omin}} \cdot f_1(R_g) \cdot f_2(T_a) \cdot f_3(VPD) \cdot f_4(BW)$$

mit $R_{H2O,min}$ minimaler Stomatawiderstand für Wasserdampf
f_1, f_2, f_3, f_4 Jarvis-Stewart-Kontrollfunktionen

Der Stomatawiderstand für ein Spurengas ergibt sich dann durch die Wichtung des Wasserdampf-Stomatawiderstandes, die sich aus den molekularen Diffusionskoeffizienten für Wasserdampf (D_{H2O}) und des Spurengases (D_A) zusammensetzt (WESELY 1989):

$$R_{stom,A} = R_{stom,H_2O} \cdot \frac{D_{H_2O}}{D_A}$$

mit $D_{H2O} = 21{,}9 \cdot 10^{-6}\ \mathrm{m^2\ s^{-1}}$
$D_{NH3} = 20.3 \cdot 10^{-6}\ \mathrm{m^2\ s^{-1}}$

Die Deposition von Spurengasen auf externen Pflanzenoberflächen wird durch den Oberflächenwiderstand $R_{ext,A}$ beschrieben. Dieser ist abhängig von der Oberflächenfeuchte, der Oberflächentemperatur sowie vom Oberflächen-pH-Wert. Für NH_3 bietet sich zur Berechnung dieses Widerstandes die Parametrisierung von SUTTON *et al.* (1995) an:

$$R_{\text{ext, NH3}} = 2 \cdot e^{\frac{100-RH}{12}}$$

mit RH rel. Luftfeuchte

Der Mesophyllwiderstand, der der chemischen Zersetzung des Spurengases innerhalb der Stomata Rechnung trägt, wird nach WESELY (1989) aus der Henry-Konstanten und einem stoffabhängigen Reaktivitätsfaktor berechnet:

$$R_{mes,A} = \left(\frac{k_{\text{H}}}{3000} + 100 \cdot f_{0,A} \right)^{-1}$$

mit k_{H} Henry-Konstante (für NH_3: $k_{\text{H}} = 2 \cdot 10^4$ mol atm^{-1})
$f_{0,\text{A}}$ Aktivitätsfaktor (für NH_3: $f_{0,\text{NH3}} = 0$)

Damit berechnet sich der Mesophyllwiderstand für NH_3 zu:

$$R_{\text{mes,NH}_3} = 0{,}15 \text{ s m}^{-1}$$

Die Deposition eines Spurengases auf die Bodenoberfläche wird durch Reaktionswiderstand $R_{\text{Boden, A}}$ charakterisiert. Dieser hängt sowohl von der Wasserlöslichkeit als auch von der Reaktivität des Spurengases ab. Der Widerstand ergibt sich nach WESELY (1989) zu

$$R_{\text{Boden,A}} = \left(\frac{k_{\text{H}}}{10^5 \cdot R_{\text{Boden,SO}_2}} + \frac{f_{0,\text{A}}}{R_{\text{Boden,O}_3}} \right)^{-1},$$

wobei nach Gao *et al.* (1993) $R_{\text{Boden, SO2}} = 500$ s m^{-1}
$R_{\text{Boden, O3}} = 200$ s m^{-1}

zu setzen ist. Damit ergibt sich der Bodenwiderstand für NH_3 zu

$$R_{\text{Boden,NH}_3} = 2500 \text{ s m}^{-1}$$

Die Durchlässigkeit der Cuticula für Wasserdampf bzw. für Spurengase wird nach KERSTIENS *et al.* (1992) bestimmt:

$$R_{\text{cut,A}} = 10^{-b \cdot t_{\text{b,A}} + \text{a}}$$

mit b Konstante (-0,0116 K^{-1})
$t_{\text{b,A}}$ Siedepunkt des Gases A in °C
a Konstante (6,12)

5.1.6 Stomatärer Kompensationspunkt für Ammoniak

Für die Berechnung der vertikalen Flüsse werden Kompensationspunkte benötigt. Um die vertikalen Flüsse der Spurengase zu berechnen, ist die Kenntnis der jeweiligen Kompensationspunkte notwendig. Bei Salpetersäure (HNO_3), salpetriger Säure (HNO_2) und Schwefeldioxid (SO_2) kann aufgrund fehlender Quellen im Bestand der Kompensationspunkt gleich Null gesetzt werden.

Bei NH_3 können jedoch aufgrund von Emissionen aus dem Bestand bidirektionale Flüsse auftreten. In der Modellierung wird daher auf die lufttemperaturabhängige Berechnung des stomatären Kompensationspunktes für NH_3 ($\rho_{\text{cstom, NH3}}$) nach SORTEBERG & HOV (1996) zurückgegriffen:

$$\rho_{\text{cstom,NH3}} = 10^{\text{a} - \frac{b}{T_{\text{s}}}} \cdot \Gamma$$

mit $\rho_{\text{cstom, NH3}}$ stomatärer Kompensationspunkt für NH_3
a Konstante (11,834)
b Konstante (4207,63 K)
T_{s} Bestandestemperatur
Γ Ammonium-Protonen-Konzentrations-Verhältnis im Apoplasten

wobei

$$\Gamma = \frac{c_{\text{NH4}^+}}{c_{\text{H}^+}} = \frac{c_{\text{NH4}^+}}{10^{-\text{pH}}}$$

Aus der obigen Gleichung geht hervor, dass der stomatäre Kompensationspunkt neben der Temperatur noch wesentlich vom zellulären Stickstoff-Status und pH-Wert des Bestandes bestimmt wird. Aus Mangel an direkten Messungen des NH_4^+-H^+ -Verhältnisses im Apoplasten am Standort Augustendorf wurden die Verhältnisse, des ebenfalls hoch mit N belasteten holländischen Speulder-Forstes als übertragbar angenommen ($\Gamma = 8500$ mol mol^{-1}) und für die Modellrechnungen verwendet (Privatmitteilungen J.W. ERISMAN, ECN Petten, E. Nemitz, CEH Edinburgh).

5.1.7 Bestandes-Kompensationspunkt für Ammoniak

Unter Berücksichtigung, dass die Pflanzenoberflächen NH_3, das aus den Stomata abgegeben wurde, ab- oder adsorbieren können, ergibt sich der Bestandeskompensationspunkt $\rho_{\text{ccan, NH3}}$ (SUTTON & FOWLER 1993) zu:

$$\rho_{\text{ccan,NH3}} = \frac{\dfrac{\rho_{\text{NH3}}}{R_{\text{ah}} + R_{\text{b,NH3}}} + \dfrac{\rho_{\text{cstom,NH3}}}{R_{\text{stom,NH3}}}}{\left(R_{\text{ah}} + R_{\text{b,NH3}}\right)^{-1} + R_{\text{stom,NH3}}^{-1} + R_{\text{ext,NH3}}^{-1}}$$

5.2 Vertikale Flüsse von Schwebstaub-Partikeln

Nach ERISMAN *et al.* (1997) lassen sich Depositionen (F_{aero}) von Schwebstäuben aus deren Konzentrationen (ρ_{aero}) und Depositionsgeschwindigkeiten v_d berechnen:

$$F_{aero} = v_D \cdot \rho_{part}$$

Die Depositionsgeschwindigkeit v_D kann nach der folgenden Beziehung abgeschätzt werden:

$$v_D = \left(\frac{1}{v_{DS}} + R_{ah} \right)^{-1}$$

mit v_{DS} Standard-Depositionsgeschwindigkeit

Die Standard-Depositionsgeschwindigkeit v_{DS} wird aus der Schubspannungsgeschwindigkeit und der Windgeschwindigkeit mit Hilfe einer stoffspezifischen Korrekturfunktion und der relativen Luftfeuchte errechnet, wie sie in ERISMAN *et al.* (1997) tabelliert ist. Es wird hierbei zwischen trockenen und feuchten Akzeptorsystemen sowie zwischen Spezies unterschieden. Insbesondere ist die unterschiedliche typische Korngrößenverteilung für NH_4^+-, NO_3^-- und SO_4^{2-}-haltige Aerosole zu berücksichtigen (vgl. z.B. KLEEMAN & CASS 1998, MEHLMANN & WARNECK 1995).

5.3 Mikrometeorologische Bestimmung von Bestandeshöhe, Verschiebungshöhe und Rauhigkeitslänge

Aus den Impulsflussdaten (F_m), die mit Hilfe des Ultraschallanemometers gewonnen wurden, lassen sich die den Bestand charakterisierenden Parameter Bestandeshöhe h, Verschiebungshöhe d und Rauhigkeitslänge für den Impulsfluss z_{0m} aus dem logarithmischen Höhenprofil ableiten. Für neutrale Schichtung wird gemeinhin angenommen:

$$d = 0{,}63\ h$$
$$z_{0m} = 0{,}1\ h$$

Dann ergibt sich

$$h = \frac{z_m}{0{,}1 \cdot \exp\left(\frac{-\kappa \cdot u}{\sqrt{F_m}} \right) + 0{,}63}$$

mit F_m Impulsfluss (aus Messung mit Ultraschallanemometer)

Die sich hieraus rein rechnerisch ergebende Bestandeshöhe h lag im Mittel bei ca. 15 m, während das Impuls- bzw. Spurengassenkenniveau ($d + z_{0m}$ bzw. $d + z_{0A}$) bei 10,5 m über dem Boden lag.

5.4 Berechnung der trockenen Deposition von Stickstoffdioxid

Stickstoffdioxid (NO_2) ist ein vergleichsweise reaktionsträges Gas, dessen mittlere Depositionsgeschwindigkeit v_D etwa 0,1 cm s^{-1} < v_D < 0,2 cm s^{-1} beträgt (z.B. JOHANNSON 1987, HOV *et al.* 1987, IBROM 1993). D.h., aus 1 µg m^{-3} NO_2 werden im Mittel 0,1 bis 0,2 kg ha^{-1} a^{-1} N deponiert.

Wegen der vergleichsweise geringen Flüsse werden die Jahresflüsse mit diesen Werten geschätzt.

5.5 Schließung von Datenlücken bei meteorologischen Parametern zur Flussbestimmung

Durch bauliche Verzögerungen konnten die meteorologischen Messungen am Messturm in 25 m Höhe (siehe DÄMMGEN *et al.* 2005) erst ab April 2002 kontinuierlich durchgeführt werden, während die Konzentrationsmessungen bereits seit September 2001 erfolgten. Zur Schließung der sich ergebenden Datenlücke wurden meteorologische Messungen zur Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur, relativen Luftfeuchte und Globalstrahlung über der Freifläche in 10 m bzw. 2 m über Grund herangezogen. Da hier ebenfalls von September bis Dezember 2001 große Messausfälle zu verzeichnen waren, konnte nur eine 3monatige Messlücke von Januar bis März 2002 geschlossen werden.

Die Übertragung der Messungen am 10 m-Turm der Freifläche auf den 25-m-Turm über Wald wurde für die meteorologischen Größen aus Korrelations- bzw. Regressionsanalysen für einen definierten Zeitraum (Juni 2003 mit n < 1440 Datensätzen) geschlossen.

5.5.1 Lufttemperaturen

Die Lufttemperaturen auf der Freifläche und am Turm sind in **Abbildung 5.3** einander gegenübergestellt.

Es ergab sich der folgende lineare Zusammenhang:

$$t_{25m} = t_{2m} \cdot 0{,}64 + 6{,}67$$
$$R^2 = 0{,}82$$

mit t_{2m} Lufttemperatur in 2 m Messhöhe [°C]
t_{25m} Lufttemperatur in 25 m Messhöhe [°C]

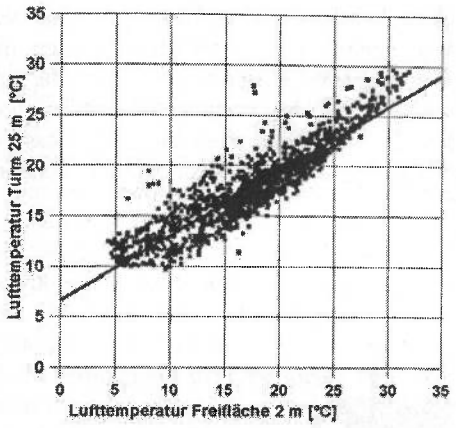

Abbildung 5.3: Zusammenhang zwischen Lufttemperaturmessungen auf der Freifläche (h = 2 m) und am Turm (h = 25 m)

5.5.2 Windgeschwindigkeiten

Die Windgeschwindigkeiten über der Freifläche und am Turm sind in **Abbildung 5.4** miteinander verglichen:

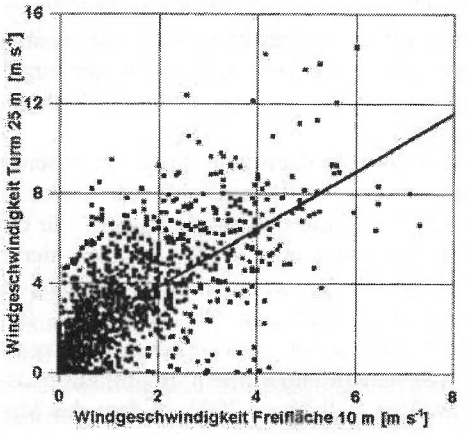

Abbildung 5.4: Zusammenhang zwischen Windgeschwindigkeiten auf der Freifläche (h = 10 m) und am Turm (h = 25 m)

Für den Vergleich der Windgeschwindigkeiten ergab sich der in **Abbildung 5.4** dargestellte Zusammenhang mit folgender Regressionsbeziehung:

$$u_{25\,\mathrm{m}} = u_{10\mathrm{m}} \cdot 1{,}29 + 1{,}25$$
$$R^2 = 0{,}50$$

mit $u_{10\mathrm{m}}$ Windgeschwindigkeit in 10 m Messhöhe [m s^{-1}]
$u_{25\mathrm{m}}$ Windgeschwindigkeit in 25 m Messhöhe [m s^{-1}]

5.5.3 Relative Luftfeuchte

Bei der relativen Luftfeuchte konnte folgender Zusammenhang (vgl. **Abbildung 5.5**) gefunden werden:

$$RH_{25\,\mathrm{m}} = RH_{2\,\mathrm{m}} \cdot 0{,}62 + 22{,}40$$
$$R^2 = 0{,}77$$

mit $RH_{2\,\mathrm{m}}$ rel. Feuchte in 2 m Messhöhe [%]
$RH_{25\,\mathrm{m}}$ rel. Feuchte in 25 m Messhöhe [%]

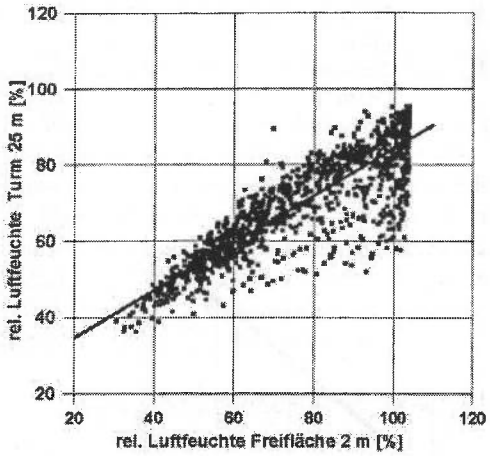

Abbildung 5.5: Zusammenhang zwischen Luftfeuchtemessungen auf der Freifläche (h = 2 m) und am Turm (h = 25 m)

5.5.4 Globalstrahlung und Nettostrahlung

Für die Globalstrahlung wurde folgende Beziehung abgeleitet (**Abbildung 5.6**):

$$R_{g\,25\,\mathrm{m}} = R_{g\,2\,\mathrm{m}} \cdot 0{,}73 + 54{,}00$$
$$R^2 = 0{,}78$$

mit $R_{g\,2\,\mathrm{m}}$ Globalstrahlung in 2 m Messhöhe [W m^{-2}]
$R_{g\,25\,\mathrm{m}}$ Globalstrahlung in 25 m Messhöhe [W m^{-2}]

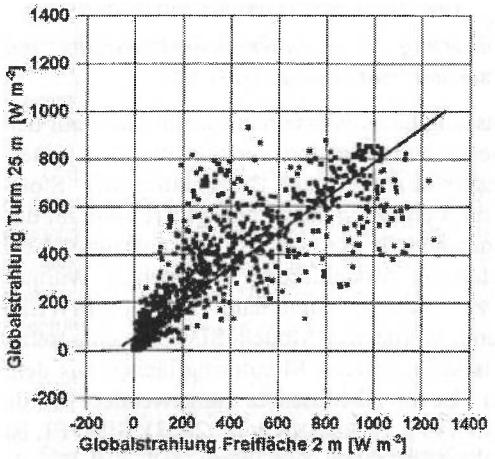

Abbildung 5.6: Zusammenhang zwischen Globalstrahlungsmessungen auf der Freifläche (h = 2 m) und am Turm (h = 25 m)

Die Nettostrahlung wurde auf der Freifläche nicht gemessen, so dass eine Beziehung aus der Globalstrahlung (**Abbildung 5.6**) abgeleitet wurde:

$$R_{\text{net 25 m}} = R_{\text{g 25 m}} \cdot 0{,}85 + 0{,}00$$
$$R^2 = 1{,}00$$

mit $R_{\text{g 25 m}}$ Globalstrahlung in 25 m Messhöhe [W m^{-2}]
$R_{\text{net 25 m}}$ Nettostrahlung in 25 m Messhöhe [W m^{-2}]

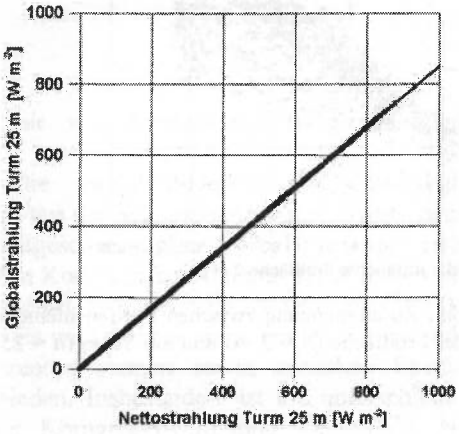

Abbildung 5.6: Zusammenhang zwischen Nettostrahlung und Globalstrahlung am Turm ($h = 25$ m)

5.5.5 Datenlücken durch Messausfälle

In der restlichen Untersuchungszeit traten nur vereinzelt Datenlücken durch Messausfälle im Zeitbereich von Stunden auf. Diese wurden bei der Bearbeitung der Datensätze programmtechnisch erfasst und durch ein einfaches Interpolationsverfahren geschlossen.

5.6 Modellierung des Bodenwasserhaushalts mit dem Wasserhaushaltsmodell SIMPEL

Die Anpassung eines Wasserhaushaltsmodells auf den Hauptuntersuchungsstandort verfolgt das Ziel, einerseits Wasserflussraten zur Berechnung der Stoffausträge zur Verfügung zu stellen, andererseits für das Widerstandsmodell zur Depositionsschätzung Vergleichsdaten zur Modellierung des latenten Wärmeflusses zu liefern. Innerhalb des ANSWER-Experiments wurde das Modell SIMPEL eingesetzt, das bereits auf mehreren Monitoringflächen aus dem deutschen Level II-Messnetz angewendet wurde (HÖRMANN 1997, HÖRMANN *et al.* 2003). SIMPEL ist ein einfaches Einschicht-Speichermodell, welcher als Durchlaufspeicher mit Überlauf konzipiert ist (**Abbildung 5.7**). Wesentliche Parameter zur Steuerung des Bodenwasserhaushalts sind die Feldkapazität, der permanenten Welkepunkt, die Wurzeltiefe, einen die Durchlässigkeit beschreibenden Parameter und der kritische Wassergehalt (Θ_{krit}), unterhalb dessen die Bäume die Transpiration einschränken. Das Interzeptionsmodul wurde für die vorliegende Anwendung ausgeschaltet, da die Interzeption aus der Messung von Freilandniederschlag und Kronentraufe bekannt ist.

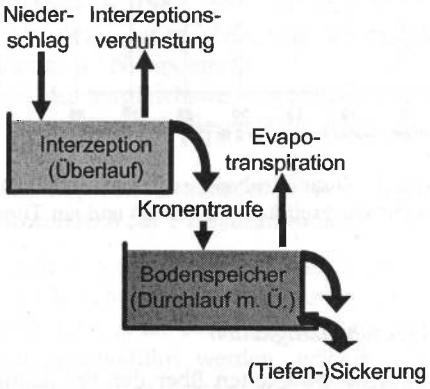

Abbildung 5.7: Das Speichermodell SIMPEL (schematisch, verändert nach Hörmann 1997)

Aus den mehreren vorhandenen Verdunstungsmodellen wurde eine gegenüber dem oben genannten Ansatz vereinfachte Version des Penman-Monteith-Modells gewählt.

Das Modell wurde anhand von direkt gemessenen Bodenwassergehalten (TDR) in Augustendorf aus den Jahren 2002/2003 kalibriert (**Abbildung 5.8**). Für die Messstandorte Sandkrug und Holdorf dienten hierzu die in 2 Bodentiefen gemessenen Saugspannungen. Als Kalibriergröße wurde nur Θ_{krit} verwendet. Der Vergleich von gemessenen und simulierten Wassergehalten im Speicherkompartiment ergibt mit Ausnahme des zweiten Halbjahres 2003, in dem das Modell die Dynamik der Speicheränderungen nur in gedämpfter Form wiedergibt, eine zufrieden stellende Übereinstimmung (**Abbildung 5.8**).

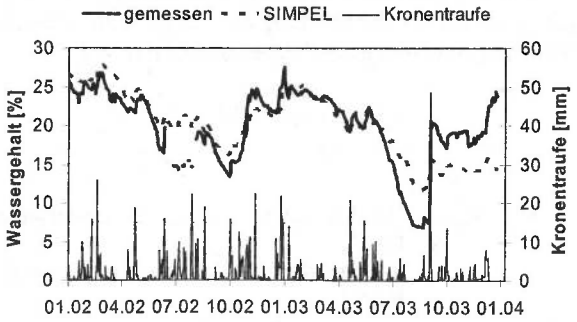

Abbildung 5.8: Mit SIMPEL modellierte Bodenwassergehalte (SIMPEL) sowie gemessene Bodenwassergehalte (gemessen) und Kronentraufe für den Standort AUKIW1 im Zeitraum 01/2002 – 12/2003.

5.7 Kronenraumbilanzmodelle

Die mittels offener Sammler untersuchten Bestandesniederschläge sind lediglich Teilflüsse der N-Verbindungen, die über die Atmosphäre in Waldökosysteme gelangen. N-Flüsse, die bereits im Kronenraum vom Bestand adsorbiert werden bleiben hingegen unberücksichtigt. Kronenraumbilanzmodelle versuchen diese Prozesse mittels verschiedener Konzepte abzubilden. Im Rahmen dieser Untersuchung werden die Modelle von ULRICH (1994) und Draaijers (DRAAIJERS & ERISMAN 1995) eingesetzt. Beide Modelle beruhen auf dem Vergleich von Stoffflüssen mit dem Freilandniederschlag und der Kronentraufe (bzw. Bestandesniederschlag).

5.7.1 Das Kronenraumbilanzmodell nach Ulrich

In dem Ansatz von ULRICH (1994) wird die Interzeptionsdeposition (ID_A) für Spezies A, die nicht aufgenommen oder ausgewaschen werden, aus der Differenz von Bestandesniederschlag (BN_A) und Freilandniederschlag (Niederschlagsdeposition ND_A) geschätzt. Die Interzeptionsdeposition ID_A entspricht der Summe von trockener partikulärer ($ID_{part,\,A}$) und gasförmiger Deposition ($ID_{gas,\,A}$). Die Gesamtdeposition (GD_A) ist die Summe von Niederschlagsdeposition und Interzeptionsdeposition.

$$GD_A = ND_A + ID_A$$

$$ID_A = ID_{part,\,A} + ID_{gas,\,A}$$

$$ID_A = BN_A - ND_A \quad A = \mathrm{Na, Cl, SO_4}$$

Die partikuläre Deposition ($ID_{part,\,A}$) wird unter der Annahme, dass die Partikelgrößenverteilung für alle Stoffe ähnlich ist, aus dem Verhältnis von Interzeptionsdeposition und Niederschlagsdeposition von Na geschätzt:

$$f_{Na} = \frac{ID_{Na}}{ND_{Na}}$$

$$ID_{part,A} = f_{Na} \cdot ND_A$$

$$A = \mathrm{H, K, Mg, Ca, Mn, Al, Fe, NH_4, Cl, SO_4, NO_3}$$

Es wird angenommen, dass keine gasförmige Deposition von Metall-Kationen stattfindet.

$$ID_{gas,\,A} = 0$$

$$A = \mathrm{Na, K, Mg, Ca, Mn, Al, Fe}$$

Die gasförmige Deposition von SO_2, HCl, HNO_3 und NH_3 wird aus der Differenz von Interzeptionsdeposition und partikulärer Deposition geschätzt:

$$ID_{gas,A} = ID_A - ID_{part,A} = BN_A - ND_A - ID_{part,A}$$

$$A = \mathrm{NH_4, Cl, SO_4, NO_3}$$

Die gasförmige Deposition von SO_2, HCl und HNO_3 bewirkt einen äquivalenten Eintrag, die Deposition von NH_4 eine Konsumption von Protonen:

$$ID_{gas,H} = ID_{gas,SO2} + ID_{gas,Cl} + ID_{gas,NO3} - ID_{gas,NH4}$$

Wenn die partikuläre Deposition von NH_4 und NO_3 größer als die Differenz $BN_A - ND_A$ ist, kann keine gasförmige Deposition berechnet werden.

Die Differenz zwischen Bestandesniederschlag und Gesamtdeposition wird als Kronenraumaustausch (CE_A) interpretiert. Positive Werte bedeuten Auswaschung aus dem Kronenraum (Leaching), negative Werte Aufnahme im Kronenraum:

$$CE_A = BN_A - GD_A = BN_A - ND_A - ID_A$$

Aus dem Berechnungsschema ergibt sich, dass für NH_4 und NO_3 entweder gasförmige Deposition (wenn $ID_{part} < BN_B - ND_B$) oder Kronenraumaufnahme (wenn $ID_{part} > BN_B - ND_B$) berechnet werden kann. Da beide Prozesse gleichzeitig auftreten können, stellt das Ulrich-Modell in jedem Fall eine Unterschätzung der Gesamtdeposition dar.

5.7.2 Das Draaijers-Modell

Das Modell von Draaijers (DRAAIJERS & ERISMAN 1995) stellt eine Modifikation des Ulrich-Modells hinsichtlich der NH_4-Deposition dar. Nach dem Modell kann der Kronenraumaustausch der basischen Kationen (K, Mg, Ca) auf zwei Prozesse zurückgeführt werden:

- Leaching in Verbindung mit der Exkretion schwacher Säuren (weak acids, wa)
- Kationenaustausch gegen NH_4^+ und H^+

$$CE_{K+Mg+Ca} = CE_{wa} - CE_{H+NH4}$$

Die Menge der schwachen Säuren (wa) kann aus der Ionenbilanz oder über empirische Modelle (z.B. OLIVER *et al.* 1983) geschätzt werden. Die Interzeptionsdeposition von schwachen Säuren (ID_{wa}) wird als gleich groß wie die Niederschlagsdeposition (ND_{wa}) geschätzt. Damit ergibt sich für CE_{wa}:

$$CE_{wa} = BN_{wa} - 2\,ND_{wa}$$

Der Anteil des Leachings basischer Kationen, der auf die Exkretion schwacher Säuren zurückgeführt werden kann, wird als Exkretionsfaktor (EF) definiert:

$$EF = \frac{CE_{\mathrm{wa}}}{CE_{\mathrm{K+Mg+Ca}}}$$

Damit ergibt sich für die Aufnahme von NH_4^+ und H^+:

$$\begin{aligned} -CE_{\mathrm{H+NH4}} &= CE_{\mathrm{K+Mg+Ca}} - CE_{\mathrm{wa}} \\ &= CE_{\mathrm{K+Mg+Ca}} \cdot (1 - EF) \end{aligned}$$

Die Anteile von H^+ und NH_4^+ am Austauschprozess werden von DRAAIJERS & ERISMAN (1995) unter der Annahme geschätzt, dass H^+ eine 6fach so hohe Austauscheffizienz wie NH_4^+ besitzt (relative Effektivität der NH_4^+/H^+-Aufnahme, sog. Draaijers-Faktor). Diese Annahme beruht auf empirischen Untersuchungen an einem Douglasienbestand in den Niederlanden (VAN DER MAAS *et al.* 1991, zit. nach DRAAIJERS & ERISMAN 1995).

$$-CE_{\mathrm{H}} = -\frac{CE_{\mathrm{H+NH4}}}{1 + \frac{1}{6} \cdot \left(\frac{BN_{\mathrm{H}}}{BN_{\mathrm{NH4}}} + \frac{1}{2} \cdot \frac{ND_{\mathrm{H}}}{ND_{\mathrm{NH4}}} \right)}$$

$$-CE_{\mathrm{NH4}} = -CE_{\mathrm{H+NH4}} - CE_{\mathrm{H}}$$

Damit kann die Gesamtdeposition von NH_4^+ und H^+ geschätzt werden:

$$GD_{\mathrm{A}} = BN_{\mathrm{A}} - CE_{\mathrm{A}} - ND_{\mathrm{A}}$$

$$\mathrm{A} = \mathrm{H}, \mathrm{NH_4}$$

Die Gültigkeit des bisher verwendeten Wertes für die relative Aufnahmeeffektivität sollte aber im Rahmen dieser Untersuchung geprüft werden. Es wird vermutet, dass der Faktor unter anderem auch von Baumart, Ernährungszustand, Jahreszeit abhängig ist.

5.8 Literatur

Brutsaert W (1984) Evaporation into the atmosphere. 2. Aufl. Dordrecht, Reidel.

Cellier P, Brunet Y (1992) Flux-gradient relationships above tall plant canopies. Agric Forest Meteorol 58:93-117.

Dämmgen U, Schaaf S, Horváth B, Meesenburg H, Mohr K (2005) Methoden zur Bestimmung von Stoffflüssen und -konzentrationen im ANSWER-Projekt. Landbauforsch Völkenrode SH 279:23-44.

Draaijers GPJ (1999) Canopy Budget Models applicable for use within the Intensive Monitoring Programme. In: FIMCI Manual IV Measurement of Deposition and Air Pollution (Annex 5)

Draaijers GPJ, Erisman JW (1995) A canopy budget model to assess atmospheric deposition from throughfall measurements. Water Air Soil Pollut 85:2253-2258.

Erisman JW, van Pul A, Wyers P (1994) Parameterization of surface resistance for the quantification of atmospheric deposition of acidifying pollutants and ozone. Atmos Environ 28:2595-2607.

Erisman JW, Draaijers GPJ, Duyzer J, Hofschreuder P, van Leeuwen N, Römer F, Ruijgrok W, Wyers P, Gallagher M (1997) Particle deposition to forests – summary of results and application. Atmos Environ 31:321-332.

Gao W, Wesely M, Doskey PV (1993) Numerical modeling of the turbulent diffusion and chemistry of NO_x, O_3, isoprene, and other reactive trace gases in and above a forest canopy. J Geophys Res -Atmosphere 98:18339-18353.

Falge E, Reth S, Brüggemann N, Butterbach-Bahl K, Goldberg V, Oltchev A, Schaaf S, Spindler G, Stiller B, Queck R, Köstner B, Bernhofer C (2004) Comparison of surface energy exchange models in Vertiko. Ecol Modelling, eingereicht.

Grünhage L, Haenel D (1997) PLATIN (Plant-Atmosphere Interaction) I: A model of plant-atmosphere interaction for estimating absorbed doses of gaseous air pollutants. Environ Pollut 98:37-50.

Haenel H-D (1993) Surface-layer profile evaluation using a generalization of Robinson's method for determination of d and z_0. Boundary Layer Meteorol 65:55-67.

Haenel H-D (1996) Bestimmung von F_h und F_m aus Windgeschwindigkeits- und Temperaturprofil mit Hilfe des Profilauswertungsprogramms FLUX. In: Auswirkungen dynamischer Veränderungen der Luftzusammensetzung und des Klimas auf terrestrische Ökosysteme in Hessen. II. Umweltbeobachtungs- und Klimafolgenforschungsstation Linden: Jahresbericht 1995. Arbeits- und Umweltschutz (Schr-Reihe Hess Landesanst für Umwelt) 220:142-156.

Hicks BB, Baldocchi DD, Meyers TP, Hosker RP, Matt DR (1987) A preliminary multiple resistance routine for deriving dry deposition velocities from measured quantities. Water Air Soil Pollut 36:311-330.

Hörmann G (1997) SIMPEL – Ein einfaches, benutzerfreundliches Bodenwassermodell zum Einsatz in der Ausbildung. Dt Gewässerkundl Mitt 41:67-72.

Hörmann G, Scherzer J, Suckow F, Wegehenkel M, Müller J, Lukes M, Hammel K, Meesenburg H (2003) Modellierung der Interzeption in verschiedenen Wasserhaushaltsmodellen. In: BMVEL (Hrsg.) 2003: Wasserhaushalt von Waldökosystemen: Methodenleitfaden zur Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten auf Level II-Flächen. Bonn

Hov O, AllegriniI, Beilke S, Cox RA, Eliassen A, Elshout AJJ, Gravenhorst G, Penkett SA, Stern R

(1987) Evaluation of atmospheric processes leading to acid deposition in Europe. Air Pollution Research Reports. Boca Raton, CEC.

Ibrom A (1993) Die Deposition und die Pflanzenauswaschung von Pflanzennährstoffen in einem Fichtenbestand im Solling. Ber. Forschungszentrum Waldökosysteme Göttingen, Reihe A, Bd. 105.

Jarvis PG (1976) The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. Phil Trans Roy Soc (London) 273:593-610.

Johansson, C. (1987) Pine forest: a negligible sink for atmospheric NO_2 in rural Sweden. Tellus 39b:426-438.

Kerstiens G, Federholzner R, Lendzian KJ (1992) Dry deposition and cuticular uptake of pollutant gases. Agric Ecosyst Environ 42:239-253.

Kleeman MJ, Cass GR (1998) Source contributions to the size and composition distribution of urban particulate air pollution. Atmos Environ 32:2803-2816.

Löpmeier F-J (1983 Agrarmeteorologisches Modell zur Berechnung der aktuellen Verdunstung. (AMBAV). Beiträge zur Agrarmeteorologie Nr. 7/83. Agrarmeteorologische Forschung, Braunschweig.

Meesenburg H, Mohr K (2005) Die Untersuchungsstandorte im ANSWER-Projekt. Landbauforsch Völkenrode SH 279:17-22.

Meesenburg H, Mohr K, Dämmgen U, Schaaf S, Meiwes KJ, Horváth B (2005) Stickstoff-Einträge und –Bilanzen in den Wäldern des ANSWER-Projekts – eine Synthese. Landbauforsch Völkenrode SH 279:95-108.

Mehlmann A, Warneck P (1995) Atmospheric gaseous HNO_3, particulate nitrate, and aerosol size distributions of major ionic species at a rural site in western Germany. Atmos Environ 29:2359-2373.

Mohr K, Meesenburg H, Dämmgen U (2005a) Die Stickstoff-Belastung von Waldökosystemen – Wirkungen, Wirkungspfade, offene Fragen, Gesamtkonzept. Landbauforsch Völkenrode SH 279:1-8.

Mohr K, Schaaf S, Horváth B, Meesenburg H, Dämmgen U (2005b) Stoff- und Energieflüsse der im ANSWER-Projekt untersuchten Waldbestände. Landbauforsch Völkenrode SH 279:69-94.

Monin AS, Obhukov AM (1954) Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. Tr Akad Nauk, SSSR Geophiz Inst 24 (151):163-187.

Monteith JL (1965) Evaporation and environment. In: Fogg, G.E. (Hrsg.): The State and Movement of Water in Living Organisms. Proc. XIX Symp. Soc. Exp. Biol., Cambridge UP, S. 205-234.

Mozurkewich M (1993) The dissociation constant of ammonium nitrate and its dependence on temperature, relative humidity and particle size. Atmos Environ 27A:261-270.

Oliver BG, Thurman EM, Malcolm RL (1983) The contribution of humic substances to the acidity of colored natural waters. Geochim Cosmochim Acta 47:2031-2035.

Schaaf S, Dämmgen U, Mohr K, Meesenburg H (2005) Witterung, Spurengas- und Schwebstaub-Inhaltsstoff-Konzentrationen in der Umgebungsluft und in den Beständen des ANSWER-Projekts. Landbauforsch Völkenrode SH 279:57-68.

Sellers PJ, Mintz Y, Sud YC, Dalcher A (1985) A Simple Biosphere Model (SiB) for Use within General Circulation Models. J Atmos Sci 43:505-531.

Stewart JB (1988) Modelling surface conductance of pine forest. Agric Forest Meteorol 43, 17-39.

Stull RB (1994) An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht, Kluwer.

Sutton MA, Fowler D (1993) A model for inferring bidirectional fluxes of ammonia over plant canopies. Proc. WMO Conf. On the Measurement and Modelling of Atmospheric Composition Changes Including Pollution Transport. WMO / GAW-91. 179-182. Geneva, World Meteorological Organization.

Sutton MA, Schjørring JK, Wyers GP (1995) Plant atmosphere exchange of ammonia. Phil Transact Roy Soc (London) Ser. A 351:261-278

Ulrich B (1994) Nutrient and acid/base budget of central European forest ecosystems. In: Hüttermann A, Godbold DL (Hrsg.) Effects of acid rain on forest processes. New York, Wiley, 1-50.

Wesely ML (1989) Parametrization of surface resistances to gaseous dry deposition in regional-scale numerical models. Atmos Environ 23:1293-1304.