Ein numerisches Modell zur lokalen Nebelvorhersage Teil 2: Behandlung von Erdboden und Vegetation

T. Trautmann und A. Bott

Zusammenfassung

Die im Nebelvorhersagemodell PAFOG enthaltenen Modellkomponenten für parametrisierte Wolkenphysik, Strahlung und Sichtweitenbestimmung wurden durch Module zur Beschreibung der Interaktion mit dem Boden und der Vegetation ergänzt. Das auf diese Weise komplettierte Modellsystem PAFOG-V kann dazu verwendet werden, das lokale Auftreten von Strahlungsnebel und niedriger stratiformer Bewölkung vorherzusagen.

Abstract

The paper presents an extension of the model components for parameterized cloud physics, radiation and visibility determination as implemented in the local forecast model PAFOG to include the interaction with the soil and the vegetation. The resulting forecast system PAFOG-V can be used to predict local events of radiation fogs and of low level stratiform clouds.

1 Einleitung

In der Fachliteratur wurde an verschiedenen Stellen dokumentiert, dass Temperatur und relative Feuchte bei nacktem, unbewachsenem Boden im Falle starker Sonneneinstrahlung über- bzw. unterschätzt werden. Zu einer realistischeren Prognose der mikrometeorologischen Verhältnisse in Bodennähe sowie in den obersten 10 Zentimetern des Bodens ist daher die Verwendung eines Vegetationsmodells, welches mit den Transportprozessen im Boden und den darüberliegenden Luftschichten in Wechselwirkung tritt, unabdingbar.
In Fortsetzung der Arbeit Trautmann und Bott (2002) werden im Folgenden die Modellkomponenten zur Behandlung des Bodens und der Vegetation diskutiert. PAFOG wird zunächst in Anlehnung an das von Siebert et al. (1992) beschriebene Vegetationsmodell modifiziert. Die Vegetationsschicht wird hierbei als eine zusätzliche Modellschicht angesehen, die mit den Wärme-, Feuchte-, Impuls- und Strahlungsflüssen, die aus dem Boden sowie der darüberliegenden Luftschicht herrühren, in Interaktion tritt. Das daraus resultierende Vorhersagemodell wird PAFOG-V (PArameterized FOG model with Vegetation) genannt. Im Rahmen einer umfangreichen Untersuchung wurde mit PAFOG-V kürzlich eine Verifikationsstudie durchgeführt (Bott und Trautmann, 2002).
Diese Arbeit ist wie folgt aufgebaut: Abschnitt 2 beschreibt die theoretischen Grundlagen des Bodenmodells. Einzelheiten des in PAFOG-V implementierten Vegetationsmodells werden in Abschnitt 3 beschrieben. Abschnitt 4 stellt Beispielrechnungen für die Bildung von Strahlungsnebel und deren Vergleich mit Beobachtungen vor.

2 Theoretische Grundlagen des Bodenmodells

Die im Folgenden dargestellte Theorie folgt im Wesentlichen den Arbeiten von Sievers et al. (1983), Siebert (1991) und Siebert et al. (1992).

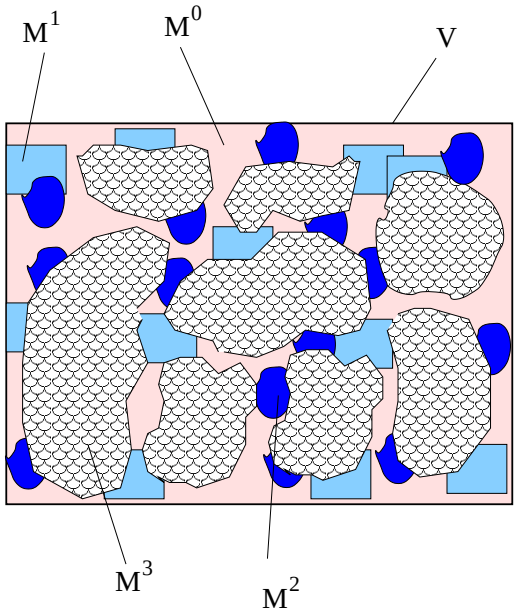

Abbildung 1: Schematische Darstellung eines Bodenvolumens V bestehend aus den Partialmassen der festen Bodenmatrix M^3 (Füllmuster), trockener Luft M^0 (hellgrau), Wasserdampf M^1 (mittelgrau) und Flüssigwasser M^2 (schwarz).

Zur Behandlung des Bodens werden die folgenden physikalischen Annahmen gemacht. Zunächst ist plausibel, dass man infolge der unregelmässigen Verteilung der Bodenporeneigenschaften (Größe und Gestalt der Poren) den Feuchte- und Wärmetransport im Boden nicht vollständig exakt berechnen kann. Diese Transporte werden sehr stark von Van der Waals-Kräften reguliert (i. W. Adhäsions- und Oberflächenkräfte), deren exakte Beschreibung mathematisch sehr schwierig ist.

Folgende Annahme erscheint daher plausibel: Es soll nur der mittlere Zustand der interessierenden physikalischen Bodenvariablen vorhergesagt werden. Auf diese Weise wird es dann möglich, die Flüsse von Wärme und Feuchte im Boden auf der Basis thermodynamischer Prinzipien vorherzusagen. Hierbei wird ein geeignetes thermodynamisches Potential verwendet, welches diejenigen Bulkeigenschaften beinhaltet, die die angesprochenen Bodenflüsse bestimmen.

2.1 Grundlegende Größen und das Feuchtepotential

In dem hier vorgestellten Bodenmodell wird der Boden als ein poröses Medium aufgefasst, welches aus den folgenden Partialmassen M^k zusammengesetzt ist: Trockene Luft ($k = 0$), Wasserdampf ($k = 1$), Flüssigwasser ($k = 2$) sowie der sog. Bodenmatrix ($k = 3$), siehe Figur 1. Man stellt sich dabei vor, dass die Bestandteile trockene Luft, Wasserdampf und Flüssigwasser das Porenvolumen dieser als fest und inkompressibel vorausgesetzten Bodenmatrix ausfüllen. Somit ist das Volumen $V = M^3/\rho^3$ eines solchen Bodenelementes lediglich eine Funktion der Partialmasse M^3.

Der volumetrische Wasserdampfgehalt des Bodens wird nun wie folgt definiert. Sei $V_{1,c}$ dasjenige Volumen, welches aller Wasserdampf in den Bodenporen in kondensierter Form einnehmen würde. Dann ist der volumetrische Wasserdampfgehalt des Bodens definiert zu

$$\eta^1 = \frac{V_{1,c}}{V} = \frac{\rho^1}{\rho_2} \,, \tag{1}$$

wobei $\rho^1 = M^1/V$ die Wasserdampfpartialdichte und ρ_2 die Bulkdichte von flüssigem Wasser ist. Auf analoge Weise wird der volumetrische Flüssigwassergehalt des Bodens definiert:

$$\eta^2 = \frac{V_2}{V} = \frac{\rho^2}{\rho_2} \; , \tag{2}$$

wobei wieder $\rho^2 = M^2/V$.

Eine sehr wichtige Größe für die Beschreibung des Feuchtetransports im Boden ist die differentielle Benetzungswärme $W(T, \eta^2)$, die mit dem Bodenfeuchtepotential $\psi(T, \eta^2)$ wie folgt verknüpft ist:

$$W(T, \eta^2) = -\psi(T, \eta^2) + T \left(\frac{\partial \psi}{\partial T} \right)_{\eta^2} \; . \tag{3}$$

2.2 Die prognostischen Gleichungen für den Boden

Zur Charakterisierung des Bodenzustandes ist insbesondere die zeitliche Veränderung der Temperatur, des volumetrischen Gesamtfeuchtegehaltes $\eta = \eta^1 + \eta^2$ sowie der Partialdichte der trockenen Luft, ρ^0, von Interesse.

Zunächst wird als vereinfachende Annahme horizontale Homogenität vorausgesetzt. Dadurch verbleibt in den räumlichen Ableitungen lediglich die partielle Ableitung nach der Vertikalkoordinate z. Die Vorhersagegleichungen für das Bodenmodell lauten somit (Siebert et al., 1992)

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho^0}{\partial t} &+ \frac{\partial J^0}{\partial z} = 0 \\ \rho_2 \frac{\partial \eta}{\partial t} &+ \frac{\partial}{\partial z}(J^0 + J^1) = -S_\eta \\ C_v \frac{\partial T}{\partial t} &+ \frac{\partial}{\partial z} \left\{ J_i^q + [l_{21}(T) + W] J^1 \right\} = 0 \; , \end{aligned} \tag{4}$$

wobei für die Prognose der Temperatur eine von Philip (1957) vorgeschlagene Näherung verwendet wurde.

2.3 Parametrisierung der Flüsse durch empirische Gesetze

Zur Auswertung der prognostischen Gleichungen des Bodenmodells ist es noch erforderlich, den Wärmeleitungsfluss und die Diffusionsflüsse von trockener Luft, Wasserdampf und Flüssigwasser zu spezifizieren. Hierzu werden die Ergebnisse in Siebert et al. (1992) herangezogen.

Der Diffusionsfluss des Wasserdampfes setzt sich zusammen aus einem Anteil, der auf den Vertikalgradienten des Partialdruckes des Wasserdampfes im Boden zurückgeführt werden kann, sowie einem weiteren Anteil, der proportional zu J^0 ist. Approximativ gilt somit

$$J^1 = \hat{J}^1 + \frac{\rho^1}{\rho^0} J^0 \; , \tag{5}$$

wobei

$$\hat{J}^1 = -\frac{D^{vap}}{R_1 T} \frac{\partial p^1}{\partial z} \; . \tag{6}$$

Die Bestimmung des Diffusionsflusses der trockenen Luft wird im nachfolgenden Abschnitt diskutiert. Die Grösse D^{vap} ist der Diffusionskoeffizient des Wasserdampfes innerhalb der Bodenporen in Bezug auf die trockene Luft und ist gegeben durch

$$D^{vap} = D^{vap}_{bulk} \alpha (\pi - \eta^2) \; . \tag{7}$$

Der Diffusionskoeffizient des Wasserdampfes im Bulk, D_{bulk}^{vap}, wird von Pruppacher und Klett (1978) angegeben. Der Parameter $\alpha < 1$ ist ein Korrekturfaktor, welcher den Verlauf des ,,gewundenen" Diffusionspfades innerhalb der Bodenporen modelliert.

Die Grösse π beschreibt die Porosität des Bodens. Somit ist $\pi - \eta^2$ das Volumenverhältnis der feuchten Luft im Boden in Bezug auf das Gesamtvolumen V.

Den Diffusionsfluss des Flüssigwassers im Boden erhält man aus Darcys Gesetz

$$J^2 = -\frac{K_\eta \rho_2}{g} \frac{\partial}{\partial z}(\psi + \Phi) \; , \tag{8}$$

wobei g die Schwerebeschleunigung und K_η die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens ist. Das Feuchtepotential ψ und die hydraulische Leitfähigkeit K_η werden gemäss den von Clapp und Hornberger (1978) formulierten empirischen Gesetzen ermittelt

$$\psi = g\psi_s \left(\frac{\pi}{\eta}\right)^b \; , \tag{9}$$

und

$$K_\eta = K_{s,\eta} \left(\frac{\pi}{\eta}\right)^{2b+3} \; . \tag{10}$$

In den beiden letzten Relationen spricht der Index s den Zustand der Sättigung an.

Der Wärmeleitungsfluss im Erdboden wird mit dem üblichen Gradientenansatz beschrieben, d. h.

$$J_i^q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \; . \tag{11}$$

Hierin ist λ die Wärmeleitfähigkeit des Erdbodens in Einheiten $\mathrm{J\,m^{-1}\,s^{-1}\,K^{-1}}$, für welche die von Pielke (1984) angegebene Parametrisierung verwendet wird:

$$\lambda = \begin{cases} 419 \exp[-(P_f + 2.7)] \; , & P_f \leq 5.1 \; , \\ 0.172 & P_f > 5.1 \; . \end{cases} \tag{12}$$

Der Parameter P_f ist definiert als $P_f = \lg \chi$ mit

$$\chi = |\psi_s| \left(\frac{\pi}{\eta}\right)^b \; , \tag{13}$$

wobei χ in der Einheit $\mathrm{cm^{-1}}$ anzugeben ist.

Schliesslich fehlt noch eine Vorschrift, mit der die Wärmekapazität des Bodens bei konstantem Volumen berechnet werden kann. Diese wird als ein gewichtetes Mittel aus den entsprechenden Kapazitäten c_2 für reines Wasser und c_3 für trockenen Boden ermittelt

$$C_v = \rho c_v = \eta \rho_2 c_2 + (1 - \pi)\rho_3 c_3 \; . \tag{14}$$

In der letzten Beziehung wurde von der allgemein gemachten Annahme ausgegangen, dass der Effekt der feuchten Luft in der Bodenmatrix auf die Grösse C_v vernachlässigt werden kann. Pielke (1984) gibt die Bodenparameter b, $\rho_3 c_3$, $\eta_s = \pi$, ψ_2 sowie $K_{s,\eta}$ für eine Reihe unterschiedlicher Böden an.

Unbekannt ist noch die Abhängigkeit des Feuchtepotentials von der absoluten Temperatur. Diese partielle Ableitung wird in (3) benötigt. Philip (1957) gibt dafür die folgende Approximationsformel an

$$\left(\frac{\partial \psi}{\partial T}\right)_{\eta^2} = \gamma \psi \tag{15}$$

mit $\gamma = -2.09 \times 10^{-3}\,\mathrm{K^{-1}}$.

2.4 Wasseraufnahme durch das Wurzelsystem

Der letzte Punkt zur Vervollständigung des Bodenmodells betrifft die Aufnahme von Bodenwasser durch das Wurzelsystem und die damit verbundenen Wasserflüsse im Boden. Eine wesentliche Annahme für die nachfolgend beschriebene Parametrisierung ist das Prinzip, dass die von den Wurzeln aus dem Boden extrahierte Wassermenge von der Pflanzendecke durch die Verdunstung von Wasserdampf oberhalb des Bodens balanciert wird. Nach Hillel (1980) ist die Annahme einer solchen Balance gerechtfertigt, da etwa nur ein Prozent des insgesamt vom Wurzelsystem aufgenommenen Wassers während der Wachstumsphase von den Pflanzen selbst aufgebraucht wird. Der Hauptanteil des aufgenommenen Wassers wird somit oberhalb der Erdoberfläche wieder von den Pflanzen verdunstet.

Um diese Prozesse thermodynamisch beschreiben zu können, sind die folgenden physikalischen Überlegungen erforderlich. Zunächst erscheint es plausibel, dass der Fluss des Bodenwassers in das Wurzelsystem durch die Differenz der chemischen Potentiale zwischen Bodenwasser und Wurzelsystem gesteuert wird. Für das chemische Potential des Flüssigwassers im Boden gilt

$$\mu_2 = \tilde{\mu}_2 + \psi, \quad = \mu_2^+(T) + \frac{p - p_r}{\rho_2} + \psi \ , \tag{16}$$

wobei aus bekannten thermodynamischen Beziehungen folgt, dass das chemische Potential des Flüssigwassers im Bulk wie angegeben lediglich eine Funktion der absoluten Temperatur ist. Ausserdem hängt μ_2 von der Differenz des Gesamtdruckes p zu einem Referenzdruck p_r ab.

In Analogie hierzu folgt für das Wurzelsystem

$$\mu_2^{\mathrm{root}} = \mu_2^+(T) + \frac{(p + p^{\mathrm{osm}}) - (p_r + p^{\mathrm{osm}})}{\rho_2} + \psi^{\mathrm{root}} \ . \tag{17}$$

Der osmotische Druck p^{osm} kann formuliert werden als Abweichung eines osmotischen Referenzdruckes p_r^{osm} vom hydrostatischen Druck, d. h.

$$p^{\mathrm{osm}}(z) = p_r^{\mathrm{osm}} - \rho_2 g z \ , \quad z \leq 0 \ . \tag{18}$$

Der Wasserentzug des Bodens durch die Wurzeln wird nun solange aufrechterhalten, bis das chemische Potential des Bodenwassers dasjenige des Wurzelsystems überschreitet ($\mu_2 > \mu_2^{\mathrm{root}}$). Diese Bedingung besagt nichts anderes als

$$\psi + gz - \psi^{\mathrm{root}} > 0 \ , \quad z \leq 0 \ . \tag{19}$$

Die Wasseraufnahme der Wurzeln findet in der Modellvorstellung in derjenigen Bodentiefe statt, in welcher die Grösse $\psi + gz$ die grössten Werte annimmt (d.h. betragsmässig die kleinsten Werte). Dieser Wasserentzug wird in der Bilanzgleichung für η durch den Senkenterm S_η repräsentiert. Die Spezifikation dieser Senke wird in Abschnitt 3.4 diskutiert.

3 Das Vegetationsmodell

Bei dem hier vorgestellten Vegetationsmodell handelt es sich um eine einzelne Vegetationsschicht der Dicke h. Diese Vegetationsschicht enthält zum einen das die Pflanzen bildende Blätterwerk und zum anderen auch die sich in dieser Schicht befindende Luft. Allgemein kann man davon ausgehen (Geiger, 1961; Monteith, 1975), dass eine solche

Vegetationsschicht eine verschwindend geringe Speicherkapazität für Wärme besitzt. Dies bedeutet, dass sich die Wärmegleichung in diesem speziellen Fall auf ein Gleichgewicht von unterschiedlichen Wärmeflüssen reduziert. Dieses Gleichgewicht wird in Abschnitt 3.6 näher diskutiert. Nicht nur für die Pflanzen selbst soll eine verschwindende Speicherkapazität für Wärme und Wasserdampf sowie die Absorption von Strahlung vorausgesetzt werden. Diese Annahme soll auch für die in der Pflanzenschicht eingebettete Luft gelten. Somit resultieren aus diesen Annahmen Stetigkeitsbedingungen für alle sensiblen Wärme- und Feuchteflüsse beim Durchgang durch die Vegetationsschicht. Es bleibt also festzustellen, dass Temperatur, Feuchte und Windgeschwindigkeit in der Vegetationsschicht ausschliesslich durch physikalische Prozesse in der darüberliegenden Luftschicht und im Boden kontrolliert werden.

Mathematisch wird die Vegetation mit Hilfe eines Vegetationsbedeckungsgrades σ_f und des sogenannten Blattflächenindexes L_A beschrieben. So beschreibt σ_f den mittleren Bedeckungsgrad mit Vegetation pro Einheitsbodenfläche. Analog dazu ist L_A das Verhältnis der einseitig berechneten Blattfläche zur Vertikalprojektion der horizontalen Querschnittsfläche der Pflanzen. Weitere Grössen, die zur Fassung der physikalischen Prozesse in der Vegetationsschicht benötigt werden, sind die mittlere Windgeschwindigkeit im Pflanzenbestand, u_{af}, die Lufttemperatur T_{af} sowie die spezifische Feuchte q_{af}. An der Pflanzenoberfläche selbst soll die Temperatur T_f und die Sättigungsfeuchte $q_s(T_f)$ gelten.

Das hier vorgestellte Modell geht ähnlich wie in Dickinson (1984) beschrieben vor und löst insgesamt drei Bilanzgleichungen für Energie und Feuchte an der Erdoberfläche sowie ein Energieerhaltungsprinzip für die Vegetationsschicht. Diese drei Bilanzgleichungen involvieren die Parameter T_g, T_f und $q_g = q(z = 0)$, die mit Hilfe eines iterativen Prozesses bestimmt werden können. Der Vorteil der im Folgenden beschriebenen Parametrisierung besteht u. a. darin, dass die spezifische Feuchte direkt über dem Boden, das ist die Grösse q_g, unmittelbar aus dem Gleichungssystem folgt, und nicht in Abhängigkeit von T_g und einem zusätzlichen, aber schwierig zu ermittelnden Feuchteparameter abgeleitet werden muss.

Somit müssen im Vegetationsmodell die folgenden Flüsse und Prozesse bestimmt werden: Alle Energieflüsse an der Erdoberfläche und in der Vegetationsschicht sowie die Evapotranspiration und Taubildung (Kondensation) auf den Blättern. In Anlehnung an Deardorff (1978) wird die Speicherung von Flüssigwasser im Pflanzenbestand prognostisch bestimmt.

3.1 Wärme- und Feuchteflüsse oberhalb der Pflanzendecke

Seien $H_{c,a}$ und $E_{c,a}$ die Wärme- und Feuchteflüsse von der Vegetationsschicht in die darüberliegende Luftschicht. Der Subskript c, a steht hier für den Übergang der Flüsse von der Vegetation (c: canopy) an die Atmosphäre (a: air). Diese beiden Flüsse werden mit Hilfe externer Widerstandgesetze in Gestalt der „*constant flux layer*"-Formulierung beschrieben. Details hierzu können der Arbeit von Panhans und Schrodin (1980) entnommen werden. Verwendet man für das Profil der potentiellen Temperatur die Approximation

$$\theta(z) = T(z) + \gamma_d z \ , \tag{20}$$

wobei γ_d den trockenadiabatischen Temperaturgradienten bezeichnet, dann können diese Flüsse wie folgt formuliert werden:

$$H_{c,a} = |\mathbf{v}_h(z_1)| c_{c,a} \rho c_p [T_{a,f} - T(z_1) - \gamma_d (z_1 - d)] \ , \tag{21}$$

$$E_{c,a} = |\mathbf{v}_h(z_1)| c_{c,a} \rho [q_{a,f} - q(z_1)] \ , \tag{22}$$

worin $\mathbf{v}_h(z_1)$ die horizontale Windgeschwindigkeit am untersten Prognoseniveau des Atmosphärenmodells ist.

In den Transferkoeffizienten $c_{c,a}$ gehen die Clarkeschen Stabilitätsfunktionen G^m_{CL} und G^h_{CL} ein (Panhans und Schrodin, 1980):

$$c_{c,a} = \frac{1}{G^m_{CL}\left(\frac{z_p}{z_{0,c}}, \frac{z_p}{\lambda_{CL}(z_p,z_{0,c})}\right) G^h_{CL}\left(\frac{z_p}{z_{0,c}}, \frac{z_p}{\lambda_{CL}(z_p,z_{0,c})}\right)} \; . \tag{23}$$

Die Grösse $z_p = z_1 - d$ ist die sogenannte Nullverschiebung der Profile für Temperatur, Feuchte und Wind. Die Nullverschiebung ist erforderlich durch die Anwesenheit der Vegetationsschicht, die eine gewisse vertikale Erstreckung besitzt. Man beachte, dass die Grösse d in analoger Weise in das logarithmische Windprofil eingeführt wird. Die angesprochenen Profile sind daher gültig für Höhen $z \geq d + z_{0,c}$. Nach Pielke (1984) wird die Verschiebungshöhe allgemein als $d \approx 3/4h$ parametrisiert. Für die Rauhigkeitslänge der Vegetationsschicht wird üblicherweise $z_{0,c} \approx 1/3(h-d)$ verwendet, wobei h die vertikale Erstreckung der Vegetationsschicht darstellt.

Die Form der Gleichungen (21) und (22) zeigt, dass man den Term $(|\mathbf{v}_h(z_1)|c_{c,a})^{-1}$ auch in Analogie zum Ohmschen Gesetz als einen Widerstand $r_{c,a}$ deuten kann, d. h.

$$r_{c,a} = \frac{G^m_{CL}\left(\frac{z_p}{z_{0,c}}, \frac{z_p}{\lambda_{CL}(z_p,z_{0,c})}\right) G^h_{CL}\left(\frac{z_p}{z_{0,c}}, \frac{z_p}{\lambda_{CL}(z_p,z_{0,c})}\right)}{|\mathbf{v}_h(z_1)|} \; . \tag{24}$$

3.2 Windgeschwindigkeit innerhalb der Pflanzendecke

Zur Bestimmung der Wärme- und Feuchteflüsse innerhalb der Vegetationsschicht ist es erforderlich, den Betrag der mittleren Windgeschwindigkeit $u_{a,f}$ zu spezifizieren. Diese Windgeschwindigkeit kann nicht direkt dem atmosphärischen Modell entnommen werden, da dieses die durch die Vegetation verursachte Rauhigkeit nicht berücksichtigt. Anstelle der von Deardorff (1978) vorgestellten sehr einfachen Parametrisierung soll hier die von Sellers et al. (1986) verwendete Lösung benutzt werden. Diese Lösung basiert auf einer analytischen Lösung der Bewegungsgleichung im Pflanzenbestand.

Figur 2 illustriert die zwischen zwei ,,constant flux"-Schichten eingebettete Vegetationsschicht. Oberhalb und unterhalb der Vegetationsschicht ergeben sich jeweils logarithmische Windprofile. Sellers et al. (1986) weisen jedoch darauf hin, dass eine Extrapolation des logarithmischen Windprofils von oberhalb der Vegetationsschicht in negativer z-Richtung in einer Unterschätzung des turbulenten Austauschkoeffizienten direkt am Oberrand der Vegetationsschicht resultiert. Um dies zu verhindern, schlagen Sellers et al. vor, dass diese Extrapolation nur oberhalb einer gewissen Übergangshöhe z_m Gültigkeit besitzen soll. Diese Höhe wird definiert zu

$$z_m = h + 2(h-d) \approx 3h/2 \; , \tag{25}$$

wobei h wiederum die vertikale Ausdehnung der Vegetation ist. Innerhalb der Vegetationsschicht gilt folgende Relation zwischen Schubspannung und Windprofil

$$\tau = \rho K_m \frac{\partial u}{\partial z} \; . \tag{26}$$

Hierin ist K_m der vertikale turbulente Austauschkoeffizient für Impuls. Nach den Widerstandsgesetzen ist der vertikale Gradient von τ proportional zum Quadrat der Windgeschwindigkeit, d. h.

$$\frac{\partial \tau}{\partial z} = \rho \frac{c_d \overline{L}_d}{P_s} u^2 \; , \tag{27}$$

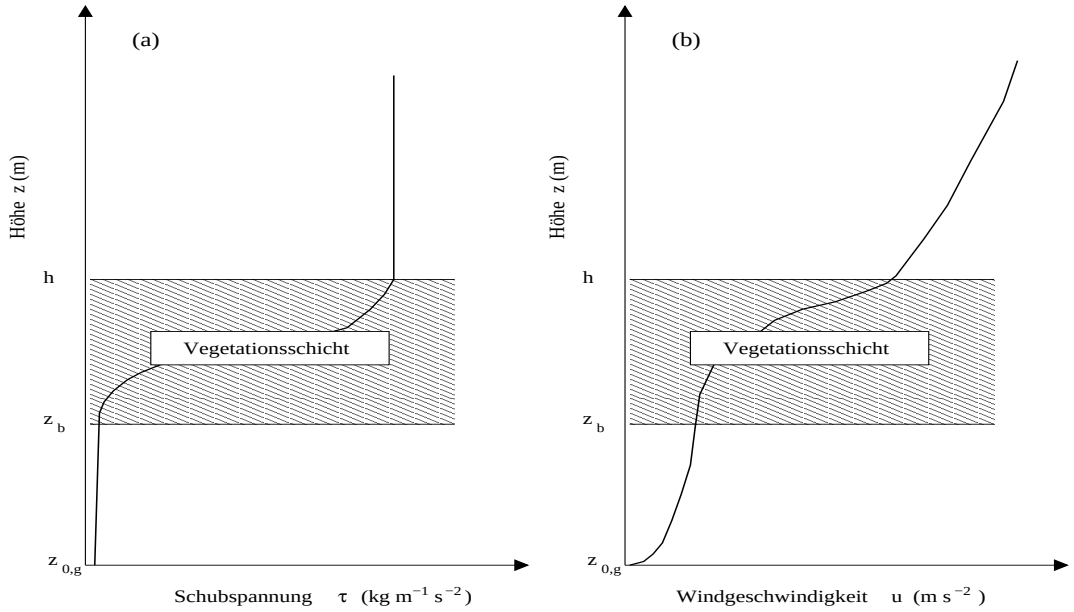

Abbildung 2: Profile von (a) Schubspannung τ und (b) horizontaler Windgeschwindigkeit, nach Sellers et al. (1986).

wobei c_d der dimensionslose Widerstandskoeffizient der Blätter, $\overline{L}_d$ das horizontale Mittel der Stamm- und Blattflächendichte in Einheiten $\mathrm{m}^2\,\mathrm{m}^{-3}$ ist und P_s den Abschirmungsfaktor durch die Anwesenheit der Blätter bezeichnet. Aus der Differentiation von (26) nach z und anschliessendem Einsetzen in (27) erhält man eine stationäre Bewegungsgleichung in der Form

$$\frac{\partial}{\partial z}\left\{K_m \frac{\partial u}{\partial z}\right\} - \frac{c_d \overline{L}_d}{P_s} u^2 = 0 \; . \tag{28}$$

Bezeichnet $\rho_l(z)$ das Vertikalprofil der Blattflächendichte in Einheiten $\mathrm{m}^2\,\mathrm{m}^{-3}$, so gilt für den dimensionslosen Blattflächenindex

$$L_A = \int_0^h \rho_l(z) dz \; . \tag{29}$$

Kann $\rho_l(z)$ durch einen konstanten Wert L_d angenähert werden, dann ist die horizontal gemittelte Blattflächendichte direkt proportional zum Pflanzenbedeckungsgrad σ_f, d. h.

$$\overline{L}_d = \frac{1.1 \sigma_f L_A}{h} \; . \tag{30}$$

Der Faktor 1.1 berücksichtigt hierin nach Deardorff (1978) pauschal den zusätzlichen Beitrag der Stämme und Zweige zum Pflanzenbedeckungsgrad.

Unbekannt ist nun noch der Widerstandskoeffizient c_d. Sellers und Dorman (1987) geben hierfür einen aus Beobachtungen abgeleiteten Fit an, in den die Reynolds-Zahl Re eingeht, und der ausserdem von einer isotropen Orientierung der Blätter im Raume ausgeht

$$c_d = 1.328 \frac{2}{\sqrt{\mathrm{Re}}} + \frac{0.45}{\pi^{1.6}} \; . \tag{31}$$

Für den weiter oben eingeführten Abschirmungsfaktor der Blätter gegen Ventilation geben Sellers und Dorman ebenfalls eine Parametrisierungsformel an, d. h.

$$P_s = 1 + \frac{\overline{L}_d}{2}\,[\mathrm{m}]\;, \tag{32}$$

wobei der Dimensionsfaktor (Einheit m) eingeführt wurde, da $\overline{L}_d$ die Einheit m^{-1} besitzt.

Als mittlere Windgeschwindigkeit im Pflanzenbestand wird, in Abweichung zu Sellers et al. (1986), die folgende Beziehung eingeführt

$$u_{a,f}^2 = \frac{1}{h}\int_{z0,g}^{h} u^2(z)dz\;, \tag{33}$$

wobei $z_{0,g}$ die Rauhigkeitslänge des unbewachsenen Bodens ist.

3.3 Nettostrahlungsflussdichten im Pflanzenbestand

Nach Taconet et al. (1986) resultieren die kurzwelligen Nettostrahlungsflussdichten an der Erdoberfläche $F_{s,g}$ und in der Vegetationsschicht $F_{s,c}$ aus einem einfachen Energiegleichgewicht in der Form

$$F_{s,c} = S_d(h)\sigma_f(1-a_f)\left(1+\frac{(1-\sigma_f)a_g}{1-a_f a_g \sigma_f}\right)\;, \tag{34}$$

$$F_{s,g} = S_d(h)\frac{(1-\sigma_f)(1-a_g)}{1-a_f a_g \sigma_f}\;, \tag{35}$$

wobei $S_d(h)$ die gesamte abwärts gerichtete kurzwellige Strahlungsflussdichte am Oberrand der Vegetationsschicht ist. Die kurzwelligen Albeden des Erdbodens und des Blattwerkes sind a_g bzw. a_f. Aus den Nennertermen in diesen Formeln ist ersichtlich, dass die Ausdrücke Vielfachreflexionen der Strahlung zwischen dem Erdboden und den Blättern berücksichtigen.

Im langwelligen Spektralbereich wird angenommen, dass die Emissivitäten des Bodens und der Blätter 1 betragen. Eine einfache Energieerhaltung für die Strahlungsflussdichten resultiert dann in

$$F_{l,c} = \sigma_f\left[L_d(h) + \sigma T_g^4 - 2\sigma T_f^4\right]\;, \tag{36}$$

$$F_{l,g} = (1-\sigma_f)L_d(h) + \sigma_f \sigma T_g^4 - \sigma T_f^4\;, \tag{37}$$

wobei $L_d(h)$ die abwärts gerichtete langwellige Strahlungsflussdichte am Oberrand der Vegetationsschicht darstellt. Der Parameter σ ist die Stefan-Boltzmann-Konstante.

Die beiden abwärts gerichteten Strahlungsflussdichten $S_d(h)$ und $L_d(h)$ werden mit dem detaillierten Delta-Zweistromverfahren von Zdunkowski et al. (1982) berechnet. Für dieses Delta-Zweistromverfahren ist zum einen die Spezifikation der kurzwelligen Bodenalbedo a_s und zum anderen auch die insgesamt vom Boden abgestrahlte Wärmestrahlung σT_s^4 erforderlich. Der Subskript s soll hierbei anzeigen, dass die beiden gesuchten Grössen den Effekt des teilweise mit Pflanzen bedeckten Bodens repräsentieren sollen. Diese Grössen werden als gewichtete Mittel berechnet in der Form

$$a_s = (1-\sigma_f)a_g + \sigma_f a_f\;, \tag{38}$$

$$\sigma T_s^4 = \sigma\left[(1-\sigma_f)T_g^4 + \sigma_f T_f^4\right]\;. \tag{39}$$

3.4 Wärme- und Feuchteflüsse der Blätter

Nach Deardorff (1978) kann der Austausch sensibler Wärme H und Feuchte E zwischen den Blättern und der Umgebungsluft parametrisiert werden als

$$H = 1.1\,\sigma_f L_A u_{a,f} c_{f,c} \rho [T_f - T_{a,f}] \,, \tag{40}$$

$$E = \sigma_f L_A u_{a,f} c_{f,c} \rho [q_s(T_f) - q_{a,f}]\, r'' \,. \tag{41}$$

Hierin ist $q_s(T_f)$ der Sättigungswert der spezifischen Feuchte bei der Temperatur der Blätter, T_f. Der Faktor 1.1 berücksichtigt wiederum den Effekt der Stämme und Zweige, die zwar Wärme austauschen aber nicht transpirieren können.

Der Transferkoeffizient $c_{f,c}$ wird nach Deardorff (1978) behandelt. Der Feuchtefluss E setzt sich additiv aus einem Transpirationsterm und einem Verdunstungs- bzw. Kondensationsterm zusammen. Diese Terme wurden nach Monteith (1973) und Deardorff (1978) parametrisiert. Der Parameter r'' in (40) wird ausgedrückt in Abhängigkeit vom Stomatawiderstand r_s sowie dem atmosphärischen Widerstand r_a siehe Deardorff (1978) und Pielke (1984).

Schliesslich muss noch definiert werden, welche Rolle die Grössen W_{dew} und $W_{d,max}$ spielen. Die erste Grösse gibt die aktuell auf den Blättern deponierte Flüssigwassermenge pro Einheitsgrundfläche an, der zweite Parameter spezifiziert entsprechend die maximal mögliche Deposition auf den Blattflächen. Rutter (1975) und Dickinson (1984) geben die maximale Deposition für unterschiedliche Vegetationstypen an und finden approximativ

$$W_{d,max} \approx 0.2\,\mathrm{kg\,m^{-2}} \cdot \sigma_f L_A \,. \tag{42}$$

Die zeitliche Veränderung des deponierten Taus lässt sich aus der Bilanzgleichung

$$\frac{\partial W_{dew}}{\partial t} = -\sigma_f L_A E^e_{leaf} + \sigma_f P_R \,, \quad 0 \le W_{dew} \le W_{d,max} \,, \tag{43}$$

berechnen, worin P_R der Niederschlagsfluss in Einheiten $\mathrm{kg\,m^{-2}\,s^{-1}}$ ist. Falls W_{dew} den Wert $W_{d,max}$ überschreitet, wird der Überschuss als vertikaler Flüssigwasserfluss $-E^l_{g,c}$ aufgefasst, der einen Eintrag von Flüssigwasser von den Blättern in den Boden beschreibt. Bei Berücksichtigung des Niederschlages ergibt sich insgesamt für den zum Boden hin gerichteten Flüssigwasserfluss der Ausdruck

$$E^l_{g,c} = -\frac{W_{dew} - W_{d,max}}{\Delta t} - (1 - \sigma_f)\, P_R \,, \quad W_{dew} > W_{d,max} \,, \tag{44}$$

wobei Δt der aktuelle Modellzeitschritt ist.

An dieser Stelle muss nun noch Bezug auf Abschnitt 2.4 genommen werden. Dort wurde vorausgesetzt, dass der Verlust an Bodenfeuchte durch das Wurzelsystem exakt durch die Transpiration der Blätter der Vegetationsschicht kompensiert wird. Demzufolge ist das Bodenmodell direkt an das Vegetationsmodell gekoppelt, denn die Feuchtesenke im Boden muss der Transpiration der Blätter gleichgesetzt werden. Somit ist

$$S_\eta = \sigma_f L_A \frac{E^t_{leaf}}{\Delta z_{root}} \,, \tag{45}$$

wobei Δz_{root} die vertikale Dicke derjenigen Bodenschicht ist, aus welcher das Wurzelsystem das Bodenwasser extrahiert.

3.5 Wärme- und Feuchteflüsse vom Boden zur Pflanzendecke

Zur Bestimmung der Wärme- und Feuchteflüsse vom Boden zur Pflanzendecke kann in Analogie zu Abschnitt 3.1 vorgegangen werden, wobei nun jedoch der Transferkoeffizient $c_{g,c}$ auftritt:

$$H_{g,c} = u_{a,f} c_{g,c} \rho c_p [T_g - T_{a,f} - \gamma_d d] \; , \tag{46}$$

$$E_{g,c} = u_{a,f} c_{g,c} \rho [q_g - q_{a,f}] \; . \tag{47}$$

Man beachte, dass das Produkt $u_{a,f} c_{g,c}$ wiederum als Kehrwert eines Widerstandes $r_{g,c}$ geschrieben werden kann. Die obige Formulierung des Transfers von Wärme- und Feuchteflüssen zwischen dem Erdboden und der Vegetationsschicht in der Höhe d (Verschiebungshöhe) berücksichtigt sowohl die aerodynamische Rauhigkeit des Erdbodens als auch den durch die Blätter ausgeübten Reibungswiderstand. Für den Widerstandswert erhält man durch eine Aufspaltung in Teilintegrale

$$r_{g,c} = \int_{z0,g}^{d} \frac{1}{K_h} dz = \int_{z0,g}^{z_b} \frac{1}{K_h} dz + \int_{z_b}^{d} \frac{1}{K_h} dz \; . \tag{48}$$

Der turbulente Austauschkoeffizient für Wärme und Feuchte, K_h, hängt mit dem turbulenten Austauschkoeffizienten für Impuls, K_m, über die Stabilitätsfunktionen G_{CL}^m und G_{CL}^h zusammen

$$K_m = Pr \, K_h \; , \quad \text{mit} \quad Pr = \frac{G_{CL}^h}{G_{CL}^m} \; , \tag{49}$$

wobei Pr die Prandtl-Zahl darstellt.

3.6 Lufttemperatur und -feuchte im Pflanzenbestand

Kennt man die Flüsse für Wärme und Feuchte zwischen dem Erdboden und der Vegetationsschicht, so lassen sich die Werte der Lufttemperatur und der spezifischen Feuchte in der Vegetationsschicht aus dem Gleichgewicht der Flüsse ermitteln. Dieses Gleichgewicht lautet wie folgt

$$T_{a,f} = \frac{|\mathbf{v}_h(z_1)| c_{c,a} [T(z_1) + \gamma_d (z_1 - d)] + u_{a,f} c_{g,c} [T_g - \gamma_d d] + 1.1 \, \sigma_f L_A u_{a,f} c_{f,c} T_f}{|\mathbf{v}_h(z_1)| c_{c,a} + u_{a,f} c_{g,c} + 1.1 \, \sigma_f L_A u_{a,f} c_{f,c}} \; , \tag{50}$$

$$q_{a,f} = \frac{|\mathbf{v}_h(z_1)| c_{c,a} q(z_1) + u_{a,f} c_{g,c} q_g + \sigma_f L_A u_{a,f} c_{f,c} r'' q_s(T_f)}{|\mathbf{v}_h(z_1)| c_{c,a} + u_{a,f} c_{g,c} + \sigma_f L_A u_{a,f} c_{f,c} r''} \; . \tag{51}$$

Die Werte $T_{a,f}$ und $q_{a,f}$ stellen die vom atmosphärischen Modell benötigten unteren Randwerte dar. Man beachte, dass die Auswertung von (50) und (51) Kenntnis der Grössen T_f, T_g und q_g erfordert. Diese drei Grössen können aus der Energiebilanz der Vegetationsschicht (EC), der Energiebilanz an der Erdoberfläche (EG) sowie der Feuchtebilanz an der Erdoberfläche (MG) bestimmt werden. Diese Energiebilanzen lauten

$$EC(T_g, T_f, q_g) = F_{s,c} + F_{l,c} - H - l_{21} E = 0 \; , \tag{52}$$

$$EG(T_g, T_f, q_g) = F_{s,g} + F_{l,g} - H_{g,c} + J_i^q + (l_{21} + W)(E_{g,c}^l - J^2) = 0 \; , \tag{53}$$

$$MG(T_g, T_f, q_g) = E_{g,c} + E_{g,c}^l - J^1 - J^2 = 0 \; . \tag{54}$$

Für die in (52)-(54) auftretenden Flüsse können die in den vorangehenden Abschnitten erarbeiteten Ausdrücke verwendet werden. Ausserdem gehen die in Abschnitt 2.3 bereitgestellten empirischen Gesetze für die Flüsse J_i^q, J^1 und J^2 in die Berechnung ein. Es resultiert ein gekoppeltes System transzendenter Gleichungen für die drei gesuchten Grössen T_f, T_g und q_g, welches mit Hilfe der Newton-Raphson-Methode iterativ gelöst wird (Press et al., 1992).

4 Simulationsbeispiele

Auf der Basis von Routinebeobachtungen des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg für das Winterhalbjahr 1998/99 wurden mit dem Modell PAFOG-V umfangreiche Verifikationsstudien (Bott und Trautmann, 2002) durchgeführt. Der Datensatz umfasste neun unterschiedliche durch Hochdrucklagen geprägte Wetterperioden mit insgesamt 45 Beobachtungstagen. Bei der hier vorgestellten Periode (24.-29.09.1998) handelte es sich um die tägliche Bildung und Auflösung von typischem Strahlungsnebel. Ziel der Untersuchung war es zu zeigen, dass PAFOG-V in diesen unterschiedlichen Wettersituationen zufriedenstellende Ergebnisse liefern kann. Tabelle 1 zeigt Beginn und Ende der beobachteten und modellierten Nebelzeiten. Mit Ausnahme des Termins 26.09.98 ergibt sich eine zufriedenstellend gute Übereinstimmung zwischen Modell und Beobachtung. Es zeigt sich auch, dass die Dauer der Nebelereignisse bei Berücksichtigung der Vegetation tendenziell etwas kürzer als bei Annahme eines unbewachsenen Bodens ist. Somit ergibt sich zunächst der Eindruck, dass die Berücksichtigung der Vegetation im Vergleich zu den Beobachtungsdaten nicht unmittelbar zu einer Verbesserung führt. Zwei Punkte sollten in diesem Zusammenhang beachtet werden: i) Die Zahl der untersuchten Fälle mit Strahlungsnebel (sechs im Winterhalbjahr 1998/99) für die Station Lindenberg ist als Datenbasis noch zu gering. ii) Die Nebelbeobachtungen weisen selbst eine nicht zu unterschätzende Unsicherheit auf. Beispielsweise ergeben sich für die beobachtete Nebeldauer für ein und dasselbe Nebelereignis bereits Unterschiede zwischen dem Messfeld Falkenberg und dem etwa 3 km entfernten Observatorium Lindenberg, die im Bereich von ein bis zwei Stunden liegen. Diese Punkte müssen bei der Bewertung der Modellergebnisse ebenfalls berücksichtigt werden.

Tabelle 1: Beobachtete (Observatorium Lindenberg, Messfeld Falkenberg) und modellierte Zeiten für Strahlungsnebel. Modellergebnisse mit (PAFOG-V) und ohne Berücksichtigung der Vegetation PAFOG).

Datum	Beobachtung	PAFOG-V	PAFOG
24.09.98	5-10 Uhr	3-8 Uhr	5-9 Uhr
25.09.98	4-11 Uhr	4-10 Uhr	5-12 Uhr
26.09.98	-	23-8 Uhr	-
27.09.98	4-9 Uhr	2-7 Uhr	3-10 Uhr
28.09.98	0-10 Uhr	1-8 Uhr	1-10 Uhr
29.09.98	keine Angabe	5-7 Uhr	21-9 Uhr

Abbildung 3 zeigt einen typischen Vergleich für den zeitlichen Verlauf von beobachteter und simulierter Sichtweite in 2 m Höhe. Das Modell PAFOG-V reproduziert die Entwicklung der Sichtweite in zufriedenstellender Weise, auch wenn der Beginn vom Modell etwas verspätet vorhergesagt wird. Interessant ist, dass PAFOG-V die minimale Sichtweite von ca. 60 m gut trifft. Gegen Mittag des 26.09.1998 löst sich der Nebel wieder auf.

Ein Zeit-Höhen-Schnitt des Nebelwassergehaltes ist für diese Simulation in Abbildung 4 dargestellt. Um 4 Uhr bildet sich der Nebel in Bodennähe. Danach wächst seine vertikale Mächtigkeit als Funktion der Zeit kontinuierlich an. Zwischen 6 und 7 Uhr ist der Nebel-

wassergehalt in Bodennähe am grössten. Beim Auflösungsprozess des Nebels wächst die Nebelobergrenze leicht beschleunigt an, wobei der Auflösungsprozess des Strahlungsnebels zuerst am Boden beginnt.

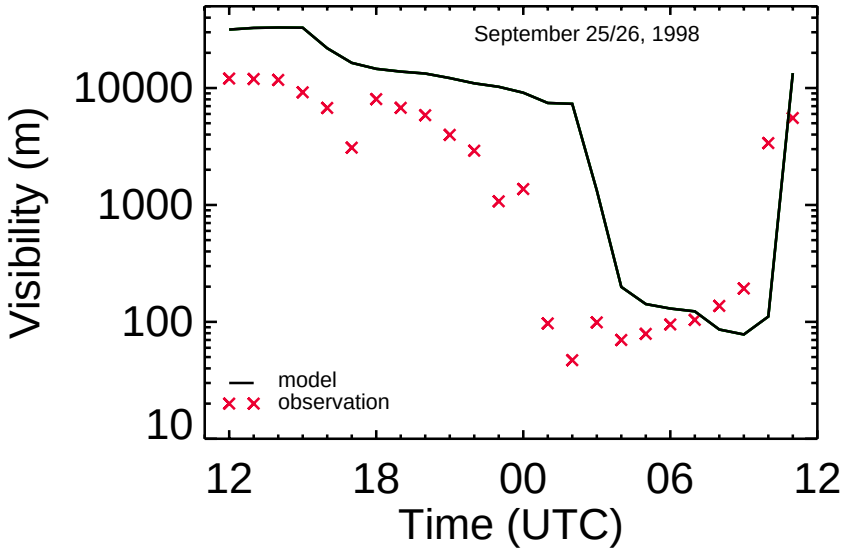

Abbildung 3: Beobachtete (Kreuze) und modellierte (durchgezogene Linie) Sichteweiten in 2 m Höhe am 25./26.09.98 als Funktion der Simulationszeit.

5 Zusammenfassung

PAFOG-V ist ein neues Modellsystem zur Vorhersage von Strahlungsnebel und niedriger stratiformer Bewölkung. Das Modell kann auf einem üblichen PC gerechnet werden und benötigt für eine 24-Stundenvorhersage weniger als etwa 30-60 Sekunden Rechenzeit. Als Eingabeparameter müssen für einen bestimmten Vorhersageort neben den standardmeteorologischen Daten auch spezifische Daten zur Charakterisierung von Boden und Vegetation vorgegeben werden.

Die Vorhersageleistung von PAFOG-V wurde mit Hilfe von Beobachtungsdaten vom Meteorologischen Observatorium Lindenberg bewertet. Von den für das Winterhalbjahr 1998/99 ausgewählten Fällen sagte PAFOG-V in mehr als 90 % der Fälle das Auftreten oder Ausbleiben von Nebel korrekt voraus. Für die Vorhersage des zeitlichen Verlaufs der Sichtweite ergab sich eine zufriedenstellende Übereinstimmung mit den Beobachtungen. Weiterhin ergaben Sensitivitätsstudien, dass Strahlungsnebelereignisse wie erwartet sehr stark von den lokalen Eigenschaften des Bodens und der Vegetation beeinflusst werden.

Danksagung

Diese Arbeit wurde vom Deutschen Wetterdienst (DWD), Offenbach, finanziell unterstützt. Herrn W. Adam vom Meteorologischen Observatorium Lindenberg sagen wir Dank für die Bereitstellung von Verifikationsdaten.

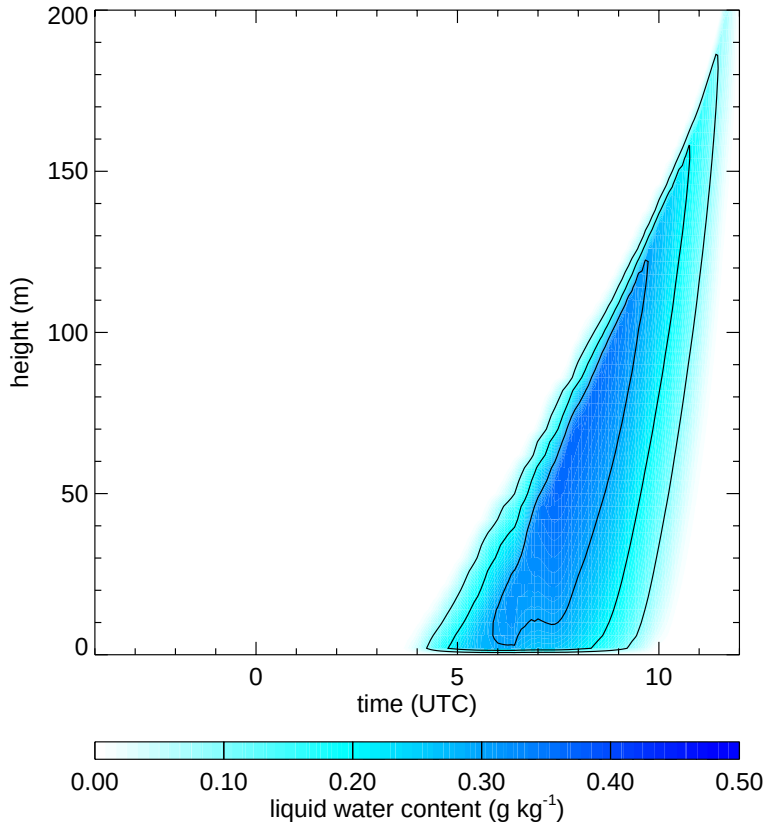

Abbildung 4: Flüssigwassergehalt des Nebels am 25./26.09.98 als Funktion von Höhe und Zeit.

Literatur

Clapp, R. and G. Hornberger, 1978: Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, **14**, 601-604.

Deardorff, J. W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1889-1903.

Dickinson, R. E., 1984: Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. In J. E. Hanson and T. Takahasi (Eds.), *Climate Processes and Climate Sensitivity*, Amer. Geophys. Union, *Geophys. Monogr.*, **29**, 58-72.

Geiger, R., 1961: *Das Klima der bodennahen Luftschicht.* Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig, 646 S.

Hillel, D., 1980: *Fundamentals of Soil Physics.* Academic Press, New York, 413 p.

Monteith, F., 1975: *Vegetation and the Atmosphere. Vol. 1: Principles.* Academic Press, London, 278 p.

Panhans, W.-G., and R. Schrodin, 1980: A one-dimensional circulation and climate model and its application to the lower atmosphere. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **53**, 264-294.

Philip, J. R., 1957: Evaporation and moisture and heat fields in the soil. *J. Meteorol.*, **14**, 354-366.

Pielke, R. A. 1984: *Mesoscale Meteorological Modeling.* Academic Press, Orlando, 612 p.

Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery, 1992: *Numerical Recipes in Fortran*, (2nd Ed.), Cambridge Univ. Press, 963 p.

Pruppacher, H. R. and J. D. Klett, 1978: *Microphysics of Clouds and Precipitation.* Reidel, Holland, 714 p.

Rutter, A. J., 1975: The Hydrological Cycle in Vegetation. In: Monteith, J. L., *Vegetation and the Atmosphere. Vol. 1: Principles.* Academic Press, London, p. 111-154.

Sellers, P. J., Y. Mintz, V. C. Sud, and A. Dalcher, 1986: A simple model (Si-B) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505-531.

Sellers, P. J., and J. L. Dorman, 1987: Testing the simple biosphere model (SiB) using point micrometeorological and biophysical data. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 622-651.

Siebert, J., 1991: A Numerical Model for the Interaction Between Land-Surface Processes and the Atmospheric Boundary Layer. Dissertation am Fachbereich Physik, Institut für Physik der Atmosphäre, Johannes Gutenberg-Universität Mainz, 128 S.

Siebert, J., U. Sievers, and W. Zdunkowski, 1992: A one-dimensional simulation of the interaction between land surface processes and the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorol.*, **59**, 1-34.

Sievers, U., R. Forkel, and W. Zdunkowski, 1983: Transport equations for heat and moisture in the soil and their application to boundary layer problems. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **56**, 58-83.

Taconet, O., R. Bernard, and D. Vidal-Madjar, 1986: Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 248-307.

Trautmann, T. und A. Bott, 2002: Ein numerisches Modell zur lokalen Nebelvorhersage. Teil 1: Parametrisierte Mikrophysik und Strahlung. (siehe vorliegenden Berichtsband)

Zdunkowski, W. G., W.-G. Panhans, R. Welch, and G. Korb, 1982: A radiation scheme for climate and circulation models. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **55**, 215-238.

Anschrift der Autoren:

PD Dr. Thomas Trautmann, Institut für Meteorologie, Universität Leipzig, Stephanstr. 3, 04103 Leipzig.

Prof. Dr. Andreas Bott, Meteorologisches Institut, Universität Bonn, Auf dem Hügel 20, 53121 Bonn