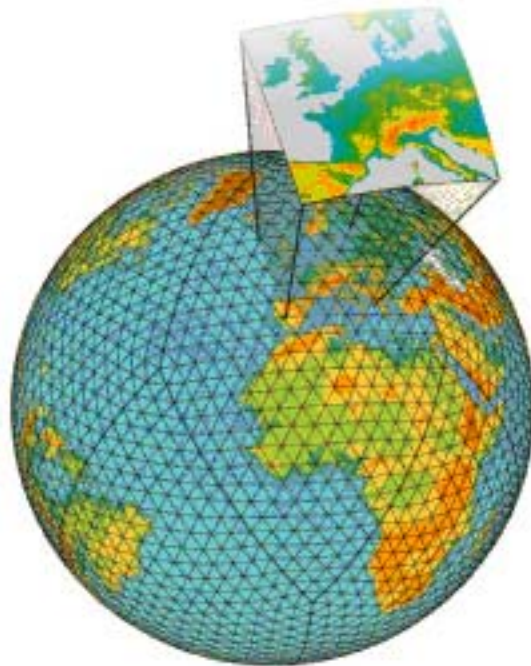


Literaturseminar Sommersemester 2004

Lokal-Modell Bodenschema

Von Timo Rappenhoener



Betreuerin : Heike Huebener

Inhaltsverzeichnis

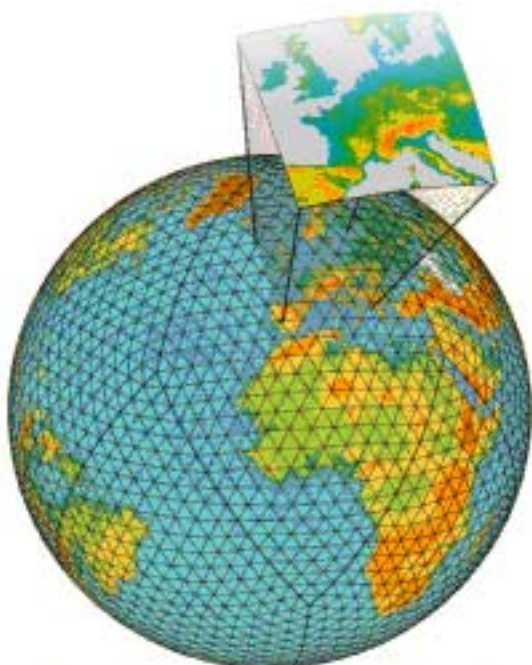
Boden- und Oberflächenschema	
➤ Das Lokal-Modell	3
- Modellbeschreibung	3
- Daten	4
➤ Modellphysik des Lokal-Modells	5
- Parametrisierung	6
- Verdunstungsparametrisierung	6
- Extended-Force-Restore-Konzept	7
➤ Zusammenfassung und Ausblick	12
➤ Literaturliste	13

Das Lokal-Modell

Das LM ist ein Wettervorhersagemodell und bildet zusammen mit dem Global-Modell (GME) den Kern des numerischen Wettervorhersagesystems des DWD. Es basiert auf einem System von Gleichungen, die eine Fülle von atmosphärischen Phänomenen unterschiedlicher Größenordnungen beschreiben, z.B.

Tiefdruckgebiete, Föhn, Hochnebel, Regen, Schnee, und viele mehr. Man kann sich das Modellgebiet als einen Kubus, ein dreidimensionales Gitter, vorstellen. In der vertikalen sind mehrere Rechenflächen eingebettet. Um die bodennahen Wetterverhältnisse besser auflösen zu können, sind diese nicht äquidistant angeordnet. Während sie in den unteren Schichten näher zusammen liegen, erhöht sich deren Abstand mit zunehmender Höhe.

Beim LM handelt sich um ein nichthydrostatisches Modell. Im Gegensatz zu den traditionellen hydrostatischen Modellen, kann das Lokalmodell im Prinzip beliebig kleine Gittermaschenweiten nutzen. Dies ist besonders wichtig, da neben den großräumigen Verteilungen der Hoch- und Tiefdruckgebiete (mit charakteristischen Abmessungen von einigen 1000 km), durch die die allgemeine Wetterlage bestimmt wird, auch kleinräumige Phänomene, z.B. Fronten (mit Abmessungen von einigen 100 km), einen dramatischen Einfluss auf das Wettergeschehen ausüben können. Das LM kann viele lokale Details der Landschaft, die einen bedeutenden Einfluss auf das Wetter haben, explizit erfassen, während diese im GME nicht simulierbar wären (beispielsweise Land-Seewind-Zirkulationen, Kanalisierungen von Strömungen etc.). Dabei wird das Lokal-Modell in das Global-Modell eingefügt. Diesen Vorgang bezeichnet man als Nesting (s. **Abbildung 1**)



Nesting des LM-Gitters in das GME-Gitter

Abbildung 1:
Grundstruktur des GME-Gitters mit Kantenlängen von ca. 60 km. Darin ist das LM eingebettet, das mit einer Gitterweite von derzeit 7 km vom DWD eingesetzt wird

Zu den wichtigsten Variablen des LM gehören :

- Horizontale und vertikale Windkomponente
- Druck
- Temperatur
- Wasserdampf
- TKE
- Strahlung
- Turbulenz
- Konvektiver Niederschlag

Daten :

Vorhersagefrist	48 h
Dauer 24 h Vorhersage	Ca. 30 Minuten
Modelgebiet	Regional 2000x2000 km ²
Modelgleichungen	Nicht-hydrostatisch
Zeitschritt	40 s
Bestimmung der Vertikalbewegung	Prognostische Gleichung für w
Horizontale Auflösung	Etwa 7 km
Fläche der Gitterzelle	Etwa 49 km ²
Vertikale Auflösung	35 Schichten
Unterste Schicht	Schichtdicke ca. 70 m
Direkt vorhersagbare meteorologische Größen	Wind, Temperatur, spez. Feuchte, Wolkenwasser, Wolkeneis, Druck, TKE
Besonderheit beim Nesting	Am Rande des LM-Gebietes sind die LM-Werte identisch mit GME-Werten

Tabelle 1 : Die Daten dieser Tabelle beziehen sich auf das vom DWD benutzte LM. Sie sind jedoch nicht festgelegt und können variiert werden

Modellphysik des Lokal-Modells

Um die Anforderungen der direkten Simulation erfüllen zu können, musste für das LM ein sogenanntes nicht-hydrostatisches Gleichungssystem verwendet werden, das die hydrostatischen Approximationen nicht mehr verwendet.

Es gibt 2 wesentliche Argumente gegen die hydrostatische Approximation :

- i) Fehlerhafte Beschreibung der Wechselwirkung zwischen Oberfläche und Atmosphäre
- ii) Probleme bei einer statisch instabil geschichteten Atmosphäre

Konvektive Prozesse können demnach in einer labil geschichteten Atmosphäre nicht mit einem hydrostatischen System simuliert werden. Da solche Prozesse in der Atmosphäre jedoch häufig auftreten, muss dieser Prozess in hydrostatischen Modellen parametrisiert werden.

Dies hat Konsequenzen für die Struktur des neuen Modells. Zum Einen muss in einem nicht-hydrostatischen Modell die 3. Bewegungsgleichung gelöst werden. Gleichzeitig ist die Berechnung des Druckfeldes wesentlich komplizierter. Hierzu wird eine prognostische Gleichung für den Druck verwendet, die aus der Kontinuitätsgleichung und dem 1. Hauptsatz der Thermodynamik abgeleitet wird.

Da das Modellgebiet mehr als $2000 \times 2000 \text{ km}^2$ umfasst, muss die Krümmung der Erdoberfläche berücksichtigt werden. Deswegen ist das Lokalmodell in Kugelkoordinaten mit geographischer Breite φ und geographischer Länge λ formuliert worden. So kann es auch in beliebigen Gebieten auf der Erde angewendet werden. Um die Formulierung der Randbedingung an der Erdoberfläche einfach beschreiben zu können, wurde im LM eine geländefolgende, generalisierte Vertikalkoordinate ζ vorgesehen, die im Modell verschieden formuliert werden kann. Während die meisten Vorhersageprodukte im DWD auf ein Koordinatensystem aufbauen, bei dem der Luftdruck als Vertikalkoordinate verwendet wird, welche zeitlich veränderbar ist, beruht das Koordinatensystem auf einer orographiefolgenden Koordinate.

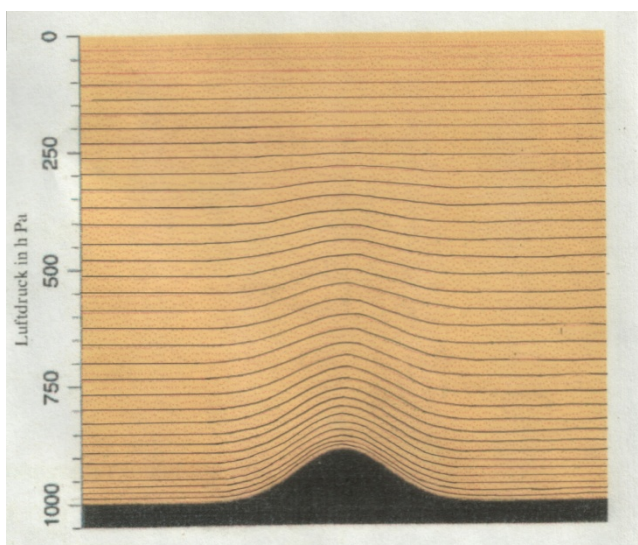


Abbildung 2:
Anordnung der 35
Koordinatenflächen im
LM. Die Drängung der
Isobaren zeigt die
orographiefolgende
Vertikalkoordinate

Parametrisierung

Die Zustandsvariablen der Atmosphäre sind nur an den diskreten Punkten des Gitters darstellbar (skalige Variablen). Die Abmessung des Gitterabstandes liegt beim LM bei 7 km und soll im Endausbau auf etwas unter 3 km verringert werden. Die zeitliche Auflösung (Zeitschritt) hängt aus Stabilitätsgründen von der räumlichen Auflösung ab und beträgt für das LM 40 sec.

Trotz des relativ engmaschigen Gitters des LM ist es nicht möglich so wichtige Vorgänge wie z.B. den turbulenten Austausch von Impuls, fühlbarer Wärme und von Wasserdampf zwischen dem Erdboden und den untersten atmosphärischen Schichten direkt zu simulieren. Diese Prozesse haben typische Abmessungen von einigen Metern. Unmittelbar über der Oberfläche laufen die Prozesse sogar molekular ab. All diese Vorgänge entziehen sich einer direkten Simulation am Gitter. Sie sind im Bezug auf das Modellgitter SUBSKALIG während man die direkt simulierbaren Prozesse als SKALIGE Prozesse beschreibt. Die subskaligen Prozesse dürfen allerdings besonders bei Verdunstung und Niederschlagsbildung nicht vernachlässigt werden.

Da auch intensive Wechselwirkungen zwischen allen Prozessen in der Atmosphäre auftreten, sind alle subskaligen Prozesse für die korrekte Simulation der skaligen Prozesse wichtig.

→ Als Parametrisierung bezeichnet man die Beschreibung der subskaligen Prozesse mit Hilfe der vorhergesagten skaligen Zustandsvariablen, sowie die Bestimmung der zeitlichen Änderung der Zustandsvariablen aufgrund dieser Prozesse.

Zu den wichtigsten parametrisierten Prozessen gehören :

- Strahlungstransporte
- Bildung und Anwachsen von Niederschlagspartikeln
- Bildung von Schauern
- *Turbulenter Austausch von Impuls und fühlbarer Wärme*
- *Verdunstung an der Erdoberfläche in Abhängigkeit vom turbulenten Austausch, dem Energieangebot, dem verfügbaren Wasser im Boden und dem Zustand der Pflanzendecke*

Die beiden letzten Punkte sind dabei in Bezug auf das Lokal-Modell Bodenschema von besonderer Bedeutung

Verdunstungsparametrisierung

Grundlage der Berechnungen bilden die primitiven Gleichungen, deren prognostische Variablen der 3d-Windvektor, die Temperatur, die Druckabweichung, die spezifische Feuchte, Wolkenwassergehalt sowie der Eisgehalt als auch die TKE sind. Die Berechnung erfolgt auf einem geographischen Gitter (nach Arakawa C-Typ – die skalaren Größen liegen zentriert im Boxmittelpunkt). Die Verbindung von Atmosphäre und Boden erfolgt über die Energiebilanzgleichung

$G = R_n - H - LE$, wobei für deren Berechnung die notwendigen Parameter mit einem Bodenmodell bestimmt werden. Dieses kann die Verdunstung simulieren und mit Hilfe des Extended-Force-Restore-Konzept (Jacobsen und Heise, 1982) die Bodenfeuchte bestimmen.

Extended-Force-Restore-Konzept

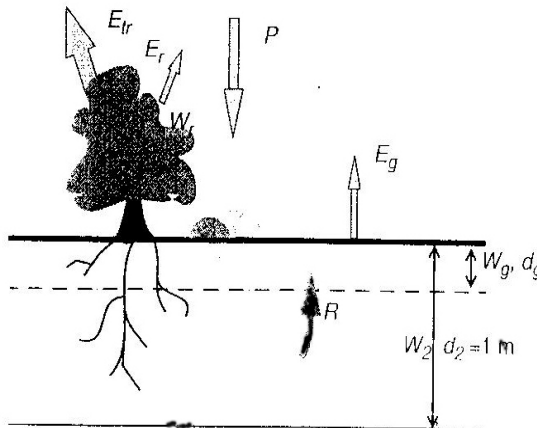


Abbildung 3: Darstellung der Parameter des Extended-Force-Restore-Konzepts

Basierend auf dem Bodenmodell von Noilhan & Planton (1989) kann es zur Bestimmung der Bodenfeuchte verwendet werden. Über den Zusammenhang zwischen „Forcing“- und „Restoring“-Komponenten lassen sich die Speicherterme und Feuchteflüsse berechnen.

Zur Behandlung der Bodenfeuchte wird der Boden in 2 Schichten unterteilt. Einer relativ dünnen, nahe der Oberfläche mit einheitlicher Temperatur und dem Speicherterm W_g und einer tiefen Erdschicht mit Speicherterm W_2 und ebenfalls einheitlicher, aber zur oberen Schicht unterschiedlicher Temperatur.

Andere Modellkomponenten sind:

Der Speicherterm W_r (Erdoberflächenfeuchte), E_g (Verdunstung aus dem Boden), E_{tr} (Transpiration), E_r (Verdunstung von Pflanzenoberfläche) sowie die Niederschlagsrate P .

W_g ist dabei nicht nur von der Oberflächenfeuchtebilanz abhängig, sondern auch über den Restore-Term R an W_2 gekoppelt. Dieser Restore-Term R beschreibt den Wasseraustausch zwischen den Schichten d_g und d_2 . Die turbulenten Feuchteflüsse werden von W_g , W_2 und W_r beeinflusst. Kennt man Niederschlagsrate und Verdunstung, so lassen sich die Tendenzgleichungen für W_g , W_2 und W_r aufstellen.

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \underbrace{\frac{C_1}{\rho_w d_g} (P_g - E_g)}_{\text{Force-Term}} - \underbrace{\frac{C_2}{\tau} (W_g - W_{geq})}_{\text{Restore-Term}} \quad 0 \leq W_g \leq W_{sat} \quad (1)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{tr}) \quad 0 \leq W_2 \leq W_{sat} \quad (2)$$

W_g und W_2 sind durch den Sättigungswert des Bodens W_{sat} begrenzt. Dieser ist bodenartabhängig (siehe Tabelle 2)

ρ_w bezeichnet die Dichte des Wassers, P_g den Niederschlagsanteil der den Boden erreicht.

Für die Konstanten gelten folgende Werte : $d_g = 9 \text{ cm}$, $d_2 = 1 \text{ m}$ und $\tau = 1 \text{ d}$

Die Koeffizienten C_1 für den Force-Term und C_2 für den Restore-Term sind, ähnlich den für die Bestimmung des Gleichgewichtswassergehaltes notwendigen Koeffizienten a und b , bodenartabhängig :

Bodenart	Fels	Sand	Sandlehm	Lehm	Tonlehm	Ton
W_{sat}	10^{-3}	0.395	0.435	0.451	0.477	0.482
$W_{Wü}$	10^{-4}	0.0677	0.1142	0.1547	0.22	0.2864
C_{1sat}	10^{-3}	0.082	0.132	0.191	0.23	0.342
C_{2ref}	10^{-3}	3.1	1.8	0.8	0.6	0.3
a	1.	0.387	0.219	0.148	0.11	0.083
b	1.	4.05	4.9	5.39	7.5	11.4
p	1.	4.	4.	6.	8.	12.

Tabelle 2 : Bodenartabhängige Parameter

Die Tabelle zeigt: Je feinkörniger der Boden desto höher der Bodensättigungswert. Auch der Welkepunkt liegt bei einem feinkörnigeren Boden höher.

C_{1sat} und C_{2ref} sind Koeffizienten, die zur Bestimmung von C_1 und C_2 benötigt werden. Sie sind ebenfalls bodenartabhängig.

Der Zahlenwert 10^{-2} dient zur Beschränkung von C_2 im Sättigungsbereich von W_2 .

Für den Gleichgewichtswassergehalt W_{geq} , bei dem der Restore-Term verschwindet, gilt folgende empirische Beziehung :

$$\frac{W_{geq}}{W_{sat}} = a \left(\frac{W_2}{W_{sat}} \right)^p \left(1 - \left(\frac{W_2}{W_{sat}} \right)^{8p} \right) \quad (3)$$

wobei a und p wieder bodenabhängige Koeffizienten sind (siehe Tabelle).

Für die Tendenzgleichung des Wassergehalts in der Pflanzenschicht W_r gilt :

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = P_r - E_r \quad 0 < W_r \leq W_{rmax} \quad (4)$$

W_{rmax} ist der maximal mögliche Wassergehalt der Pflanzenschicht und wird angegeben durch :

$$W_{rmax} = 0.2vegLAI \quad \left[\frac{kg}{m^2} \right]$$

(5)

veg bezeichnet den Grad der Vegetationsbedeckung und LAI den Blattflächenindex, das heißt das Verhältnis von Blattoberfläche zur vegetationsbedeckten Grundfläche. Beide Indizes sind landnutzungsabhängig und werden in einem Kataster vorgegeben. Sie gelten für mitteleuropäische, nichtalpine Verhältnisse und werden in Sommerwerte (22.4-8.10) und Winterwerte (22.10-8.4.) unterteilt. In der jeweils 2-wöchigen Übergangsphase wird zwischen Winter- und Sommerwerten linear interpoliert. Anhand des Vegetationsbedeckungsgrades ist der Niederschlag P in $P_r = vegP$ für die Vegetation und $P_g = P - P_r = (1 - veg)P$ für den vegetationsfreien Boden zerlegbar.

Die prognostische Behandlung der Bodenfeuchte ermöglicht die Parametrisierung des Flusses latenter Wärme E. Hierzu wird E in Teilflüsse aufgeteilt :

E_g (Bodenanteil), E_r (Anteil der Vegetation), E_{tr} (Anteil der Transpiration) und E_{aq} (Anteil der Evaporation von Wasseroberflächen)

$$\rightarrow E = E_g + E_r + E_{tr} + E_{aq}$$

(6)

Die Teilflüsse werden wie folgt parametrisiert :

$$E_g = (1 - veg) \rho L_v \frac{1}{R_a} (h_u q_s(T_s) - q_1) \quad (7)$$

$$E_r = veg \cdot \rho L_v \frac{\delta_r}{R_a} (q_s(T_s) - q_1) \quad (8)$$

$$E_{tr} = veg \cdot \rho L_v \frac{1 - \delta_r}{R_a + R_s} (q_s(T_s) - q_1) \quad (9)$$

$$E_{aq} = \sigma_{aq} \rho_a \frac{(q_s(T_s) - q_1)}{R_a} \quad (10)$$

Der Faktor h_u beschreibt den Einfluss des Bodenwassers W_g auf E_g . Je gesättigter der Boden, desto größer der Faktor ($h_u = 1 = \max$). δ_r beschreibt den Anteil der Pflanzenoberfläche, die von Wasser bedeckt ist und somit den Einfluss von W_r auf E_r :

$$h_u = \frac{1}{2} (1 - \cos(\pi \frac{W_g}{W_{fl}})) \rightarrow W_g \leq W_{fl} \quad \text{bzw.} \quad (11)$$

$$h_u = 1 \rightarrow W_g > W_{fl} \quad \text{und}$$

$$\delta_r = \left(\frac{W_r}{W_{r\max}} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (12)$$

wobei $W_{fl} = 0.75 W_{sat}$ die Feldkapazität ist und $W_{r\max}$ die maximale Wassermenge, die auf den Pflanzenoberflächen gespeichert werden kann. W_{sat} ist der Sättigungswassergehalt des Bodens.

Für die prognostischen Gleichungen der Bodenfeuchte gilt :

Die 3 Hauptbestandteile der Verdunstungsterme sind bestimmt durch den Bedeckungsanteil und die mögliche (potentielle) Verdunstung $(q_s(T_s) - q_1)$, wobei q_s die Sättigungsluftfeuchte an der Erdoberfläche ist (abh. Von der Oberflächentemperatur T_s) und q_1 die spezifische Luftfeuchte in der tiefsten atm.

Schicht. Die drei Verdunstungsanteile hängen weiterhin vom aerodynamischen Widerstand R_a ab, welcher die Rauigkeitslänge und die atm. Stabilität mit einbezieht.

Dieser ist bestimmt durch :

$$R_a = \frac{1}{a^2 \text{Pr} F |v|} \quad (13)$$

Dabei gilt : $a = \frac{\kappa}{\ln \frac{z}{z_0}}$ (v.-Karman-Konstante $\kappa=0.41$, Rauigkeitslänge z_0) (14)

$$\text{Pr}=1.35$$

$|v|$ = Betrag der Windgeschwindigkeit

$$F = 1 - \frac{b Ri_B}{1 + c \sqrt{|Ri_B|}} \quad Ri_B < 0 \quad (15)$$

(Stabilitätsparameter in Abh. von Ri_B)

$$F = \frac{1}{1 + b/2 Ri_B} \quad Ri_B > 0 \quad (16)$$

wobei $b = 9.4$, c berechnet sich aus $c = c^* a^2 b \sqrt{z/z_0}$ (17)
mit $c_m^* = 7,4$ und $c_h^* = 5,3$

E_{tr} hängt zusätzlich vom aktuellen stomatalen Widerstand R_s ab, der von Jarvis (1976) parametrisiert wurde:

$$R_s = \min \left(R_{s\max}, \frac{R_{s\min}}{LAI} F_1 F_2^{-1} F_3^{-1} F_4^{-1} \right) \quad (18)$$

Der minimale stomatale Widerstand ($R_{s\min}$) ist pflanzenspezifisch. Der maximale stomatale Widerstand ($R_{s\max}$) wird einheitlich auf 5000 s/m gesetzt und LAI bezeichnet den leaf area index (Blattflächenindex). Um die momentane Transpiration zu berechnen, wurde $R_{s\min}$ mit Funktionen F_1, F_2, F_3 und F_4 modifiziert :

F_1 parametrisiert den Effekt der Photosynthesestrahlung. Die Stomata-Öffnungen regulieren die Transpiration und die Aufnahme von CO_2 durch Photosynthese. Die Energie, die dafür benötigt wird, stellt die PAR (Photosynthetically Active Radiation), die Quantenausbeute des Lichtes, zur Verfügung. Für F_1 gilt : Photosynthese = 1 , keine Photosynthese = 0. F_2 beschreibt die Wasserverfügbarkeit in den Wurzelzonen. Für F_2 gilt :

$F_2 = 1 \rightarrow W_2 > W_{fl}$ W_2 ist der Wassergehalt der gesamten Bodenschicht

$$F_2 = \frac{W_2 - W_{wilt}}{W_{fl} - W_{wilt}} \rightarrow W_{wilt} < W_2 < W_{fl} \quad (19)$$

$F_2 = 0 \rightarrow W_2 \leq W_{wilt}$ W_{wilt} kennzeichnet die Wasserkapazität am Wiling-Point (Welkepunkt)

F_3 repräsentiert das Dampfdruckdefizit in der Luft. Herrscht kein Defizit, so wird F_3 auf 0 gesetzt und der aktuelle stomatale Widerstand R_s entspricht dem maximalen stomatalen Widerstand $R_{s,max}$. Mit steigendem Dampfdruckdefizit gilt : $F_3 \rightarrow 1$.

F_4 kalkuliert die Temperaturabhängigkeit des stomatalen Widerstandes ein.

Es gilt : $F_4 = 1 - 0.0016K^{-2}(298K - T_1)^2$ (20)

Detaillierte Bestimmungen sind zu finden bei Dickinson et al. (1993).

Zusammenfassung und Ausblick

Das Lokal-Modell ist, insbesondere bei der Einbindung der Bodenfeuchte, noch lange nicht im Endstadium seiner Entwicklung. Bodenwasserverteilungen und Vegetationsgrad werden im Modell noch zu grob betrachtet, so dass es zu Ungenauigkeiten bei den Simulationen kommt. Auch wird die Bereitstellung der Bodenfeuchte durch Grundwasser bzw. Bewässerung noch kaum berücksichtigt, so dass auch hier ein Verbesserungsbedarf besteht, um an realistischere Verteilungen der Verdunstungen zu gelangen.

Um im LM enthaltene Probleme zu umgehen, welche in bestimmten Wettersituationen Bewölkung und Niederschlag nicht mit der erforderlichen Qualität vorhersagen, werden diese Parameter in das SVAT-Modul (Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer-Modul) assimiliert. Die Assimilation von Niederschlag basiert auf Radarmessungen. Die Bewölkung, bzw. die davon abhängige am Boden absorbierte Strahlung (solare), wird mit Hilfe von Satellitendaten assimiliert. Durch die Kopplung mit weiteren kleinerskaligen Modellen erhofft man sich in Zukunft noch genauere Simulationen.

Literaturliste

- **Adrian, G., Frühwald, D. , 2002:** Die neue Modellkette des DWD, Kap. 1, promet, Jahrgang 27; Heft ¾, 106-110.
- **Adrian, G., Steppeler, J. , Doms, G. , 2002:** Die neue Modellkette des DWD, Kap. 1, promet, Jahrgang 27; Heft ¾, 123-129.
- **Brücher, W., 1997:** Numerische Studien zum Mehrfachnesting mit einem nicht-hydrostatischen Modell, Dissertation, Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, 119.
- **Dickinson, R. E., Henderson-Sellers, A., Z.-L. Yang ,1993:** Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS), Bulletin of the American Meteorological Society, 74 , (7), 1335-1349.
- **Disse, M., 2003:** Hydrologie I. Vorlesungsskript. Universität der Bundeswehr München, Institut für Wasserwesen.
- **Jacobsen, I., Heise, E., 1982:** A New Economic Method for the Computation of the Surface Temperature in Numerical Models, Beitr. Phys. Atmpsph., 55, 128-141.
- **Jarvis, P.G., 1976.:** The interpretation of leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. B, 273, 593-610.
- **Martens R., 2003:** Planetare Grenzschicht. Vorlesungsskript. Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie.
- **Noilhan, J., Planton, S. , 1989:** A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Model. Monthly Weather Review, 117, 536-545.
- **Shao, Y., Sogalla, M., Kerschgens, M., Bruecher, W., 2001:** Effects of Land-Surface Heterogeneity upon Surface Fluxes and Turbulent Conditions, Meteorology and Atmospheric Physics, 78 , 157-162.