

Untersuchungen zur regionalen Wasserverfügbarkeit unter veränderten Klimabedingungen

Dr. habil. Nicole Mölders

Abschlussbericht für den Zeitraum vom 1.9.1999-31.7.2001

Projektnummer: Mo770/2-1

Inhaltsverzeichnis

1.	Kenntnisstand bei der Antragsstellung und Ausgangsfragestellung	1
1.1	Kenntnisstand bei der Antragsstellung	1
1.2	Ausgangsfragestellung	3
2.	Angewandte Methoden	5
2.1	Weiterentwicklung der hydrometeorologischen Module	5
2.1.1	Parametrisierung des oberirdischen Abflusses	5
2.1.2	Parametrisierung der Bodenwasserentnahme durch Wurzeln	6
2.1.3	Modifizierung des Bodenmoduls von HTSVS	9
2.1.4	Schneedeckenparametrisierung	10
2.1.5	Bodenfrostparametrisierung	10
2.2	Erstellen des hydrometeorologischen numerischen Werkzeugs	10
2.2.1	Installation des MM5 auf die Rechner der Universität Leipzig	10
2.2.2	Einbau des weiterentwickelten SVATS	11
2.2.3	Einbau des Wolkenmoduls	13
3.	Ergebnisse und ihre Bedeutung	14
3.1	Wurzeleffekte	14
3.2	Evaluation	16
3.3	Unsicherheit der Pflanzen- und Bodenparameter	20
3.3.1	Albedo und Emissivität	20
3.3.2	Bodenparameter	21
3.3.3	Untersuchungen mit dem 3D-Modell	23
3.3.4	Auswirkung der Klassifikation	23
3.3.5	Entwicklungsdynamik	24
3.3.6	Heterogenität der Böden und Genauigkeit der bodenphysikalischen Parameter	27
3.4	Auswirkung von Anfangs- und Randbedingungen	29
3.5	Auswirkung von Parametrisierungen	30
3.6	Oberirdischer Abfluss	33
3.7	Schnee	34
4.	Vergleiche mit Arbeiten anderer und Reaktionen der wissenschaftlichen Öffentlichkeit auf die eigenen Arbeiten	35
5.	Offene Fragen	38
5.1	Antrieb des hydrometeorologischen numerischen Werkzeugs mit Daten aus Klimasimulationen	38
5.2	Wurzeln	38
5.3	Unsicherheit der Boden- und Pflanzenparameter	38
5.4	Initialisierung der Bodenfeuchte- und Bodentemperaturverteilung sowie der Diskretisierung des Bodens im Bodenmodul	48
6.	Ausblick	40
7.	Danksagung	41
8.	Literatur	42

Anhang A	Dokumentation der Veröffentlichungen, Vorträge und universitären Aufgaben sowie der Antragsstellung und Projektbetreuung	45
Anhang B	Kopien der wichtigsten Publikationen	49
	Fröhlich und Mölders: Investigations on the impact of explicitly predicted snow metamorphism on the microclimate simulated by a meso- β/γ -scale non-hydrostatic model	49
	Mölders und Rühaak: On the impact of explicitly predicted runoff on the simulated atmospheric response to small-scale land-use changes - An integrative modeling approach	86
	Mölders, Haferkorn, Knappe, Döring, Kramm (1999) Evaluation of simulated water budget by means of measurements at Brandis lysimeter station	118
	Mölders (2000) On the sensitivity of model results to the choice of surface parameters	136
	Mölders, Haferkorn, Knappe, Döring, Kramm (2000) Application of lysimeter- and tensiometer data for evaluation of a module to couple hydrological and atmospheric models	136
	Mölders (2001) Concepts for coupling hydrological and meteorological models	154
	Mölders und Rühaak (2001) Sensitivity studies with a surface and channel runoff module coupled to a mesoscale atmospheric model	170
	Mölders und Rühaak (2001) A runoff module for use in an atmospheric model	181
	Tetzlaff, Dlugi, Friedrich, Gross, Hinneburg, Pahl, Zelger, Mölders (2001) On modeling dry deposition of long-lived and chemically reactive species over heterogeneous terrain	191
	Mölders, Haferkorn, Döring, Kramm (2001) Long-term numerical investigations on the water budget quantities predicted by the hydro-thermodynamic soil vegetation scheme (HTSVS)	229

1. Kenntnisstand bei der Antragsstellung und Ausgangsfragestellung

1.1 Kenntnisstand bei der Antragsstellung

Wasser ist lebenswichtig für Ökosysteme, den Wohlstand des Menschen und dessen Aktivitäten, wobei wesentlich ist, über welche Mengen Wasser man zu welchem Zeitpunkt verfügen kann (z.B. Kleeberg und Niekamp 1995, Trenberth und Guillemot 1996, Mölders 1998, 1999a). Die Wechselwirkungen zwischen Geosphäre, Biosphäre und Atmosphäre sowie die hydrologischen Prozesse spielen bei der Bestimmung zukünftiger Wasserverfügbarkeit eine wesentliche Rolle, insbesondere wenn man klimatologisch relevante Zeitspannen betrachtet. Die Wasserverfügbarkeit ist nämlich häufig der limitierende Faktor in Ökosystemen (Aber und Mellilo 1991, Dingman 1994). Darüber hinaus hängt von der Wasserverfügbarkeit nicht nur die landwirtschaftliche Produktion von Nahrungsmitteln, sondern auch die Notwendigkeit der Wasserbewirtschaftung ab, insbesondere im Falle der Ansiedlung stark wasserkonsumierender Industrie. Aufgrund der anthropogenen Beeinflussung des Klimas - sowohl durch die Emission von sogenannten Treibhausgasen (CO_2 , H_2O , CH_4 , N_2O , etc.) und partikelförmigen Spurenstoffen als auch durch Landnutzungsänderungen (Urbanisierung, Rodung, Aufforstung, Rekultivierung) - kann sich die Wasserverfügbarkeit und deren zeitlicher Verlauf in klimatologisch relevanten Zeitspannen ändern (z.B. Kleeberg und Niekamp 1995).

Infolge globaler Klimaänderungen sind auch Änderungen des regionalen Klimas in Betracht zu ziehen, die u.U. drastischer ausfallen als auf der globalen Skala, was sich auch auf das regional für Ökosysteme verfügbare Wasser auswirken kann. Die meisten Klimamodelle liefern z.B. für Europa bei einer angenommenen CO_2 -Verdopplung einen Anstieg von Temperatur und Niederschlag im Winter (z.B. Cubasch et al. 1995), wobei im Jahresmittel der Temperaturtagesgang abnimmt (z.B. Watterson 1997). Die durch die höhere Temperatur zunächst bewirkte erhöhte Verdunstung führt zu einer Abnahme der Oberflächenabflüsse, der Grundwasserneubildung, des Bodenwassergehalts und, unter Umständen, zu einer Verschlechterung der Trinkwasserqualität. In mittleren Breiten wird die Konvektion intensiver, was sich wiederum auf die atmosphärische Grenzschicht (ABL) und folglich auf die Austauschprozesse zwischen Atmosphäre und Unterlage auswirkt. So deuten die Simulationsergebnisse von Hennessey et al. (1997) an, die mit dem britischen UKHI-Modell des Hadley Centre und mit dem australischen CSIRO9-Modell von CSIRO erstellt wurden, dass bei einer Verdopplung der CO_2 -Konzentration in mittleren Breiten weniger und in hohen Breiten mehr feuchte Tage auftreten. Dabei ist in mittleren und niederen Breiten eine Tendenz zu intensiveren konvektiven Niederschlägen zu erkennen, während in den hohen Breiten die Niederschlagsereignisse insgesamt stärker werden. Einen Vergleich der Niederschlagsvorhersage bei $2 \times \text{CO}_2$ für einige "state-of-the-art" Klimamodelle findet man bei Kittel et al. (1998). Häufen sich die Niederschlagsereignisse, nehmen die Oberflächenabflüsse, die Bodenerosion, die Grundwassererneuerung und der Bodenwassergehalt zu (z.B. Kleeberg und Niekamp 1995). Eine veränderte Niederschlagshäufigkeit kann sich aber auch stark auf das Auswaschen und die Umwandlung von Spurenstoffen (Mölders und Laube 1994, Mölders et al. 1994, 1995a) und somit auf die Wasserqualität auswirken.

Zwei Prozesse tragen wesentlich zum Niederschlag in einem Gebiet bei:

- die Advektion von Wasserdampf, und
- das Recycling von Wasser im Gebiet selbst über den lokalen Kreislauf Niederschlag-Evapotranspiration-Wolkenbildung-Niederschlag (z.B. Eltahir und Brass 1996).

In mittleren Breiten erfolgt der Transport von Wasserdampf hauptsächlich durch Frontensysteme. Letztere können jedoch durch das lokale Recycling von Niederschlag modifiziert werden. Für kontinentale Regionen, die sich durch große Entfernung zum Ozean auszeichnen, gewinnt der aus dem lokalen Recycling von Wasser stammende Anteil des Niederschlags an Bedeutung (z.B. Eltahir und Brass 1996, Savenije 1995).

Die Landnutzung und somit Landnutzungsänderungen können das lokale Recycling von Wasser und folglich die Evapotranspiration sowie den Niederschlag stark beeinflussen (Cotton und Pielke 1995), was sich wiederum auf die Wasserverfügbarkeit, insbesondere im Sinne der in der Wurzelzone für Pflanzen vorhandenen Bodenfeuchte, auswirken kann. Die mit der Besiedlung Nordamerikas verbundenen großräumigen Veränderungen der Landschaft beeinflussten z.B. stark die lokalen Klimamuster - insbesondere die der Temperatur und des Niederschlags - sowie die mesoskalige Zirkulation (Copeland et al. 1996). Auch können Aufforstung oder Abholzung den Wasserhaushalt stark beeinflussen (Sahin und Hall 1996). Auf der kurzen Zeitskala (~ 1 Tag) können sich die atmosphärischen Antworten auf verschiedene gleichzeitig auftretende kleinräumige Landnutzungsänderungen (Ausdehnung der einzelnen zusammenhängenden Gebiete $< 100 \text{ km}^2$) sowohl gegenseitig verstärken als auch einander entgegenwirken (Mölders 1998, 1999b, c, 2000a), wobei das atmosphärische Respondieren auf akkumulierte Landnutzungsänderungen von der Richtung des geostrophischen Windes abhängen kann (Mölders 1999b, c.). Alle Studien stimmen darin überein, dass das lokale Recycling von Wasser durch Landnutzungsänderungen bei geringen Windgeschwindigkeiten (z.B. in 10 m über Grund) stark modifiziert werden kann.

Generell können Landnutzungsänderungen den Niederschlag durch drei Mechanismen verstärken

- Zunahme der feuchtstatischen Energie,
- Entwicklung mesoskaliger Zirkulationen und
- erhöhte Wasserdampfverfügbarkeit

(z.B. Segal et al. 1983, 1988, 1989, Copeland et al. 1996, Mölders 1998, 1999b, c, 2000a). Dabei sind diese Mechanismen eng miteinander gekoppelt. Modellstudien (z.B. Segal et al. 1983, Mölders 1998) zeigen, dass die unterschiedliche Rauigkeit von Landflächen und überfluteten Landflächen die horizontale Feuchtekonvergenz verstärkt und so zu einer (Verstärkung der) Wolkenbildung führen kann. Das Einsetzen von Niederschlag am Boden wird in der unmittelbaren Umgebung von kleinen Seen oder gefluteten Flächen (z.B. geflutete Tagebauen, Überschwemmungen, Wasserspeicher) verzögert (z.B. Mölders 1998). Die Feuchte-diskontinuitäten ändern somit signifikant den Zeitpunkt und den zeitlichen Verlauf der Wolkenbildung sowie die Intensität und die horizontale Verteilung des Niederschlags. Der Zeitpunkt des Auftretens und die Intensität von Niederschlag wirkt sich aber entscheidend auf die Wasserverfügbarkeit aus. Die Wasserverfügbarkeit - definiert im Sinne der in der Wurzelzone für Pflanzen verfügbaren Bodenfeuchte - ist somit eine wesentliche Schlüsselgröße in der Hydrometeorologie und Geoökologie (z.B. Brubaker et al. 1993, Aber und Mellilo 1991). Tritt beispielsweise ein Niederschlagsereignis am Mittag auf, dann kann danach im allgemeinen mehr Wasser verdunstet und transpiriert werden als nach einem abendlichen Niederschlagsereignis, weil tagsüber mehr Energie zur Wasserverdunstung/Transpiration zur Verfügung steht (z.B. Mölders et al. 1997). Je geringer die Verdunstung/Transpiration nach einem Niederschlagsereignis ist, desto größer ist der Anteil des Niederschlags, der der Wasserverfügbarkeit zugute kommt. Intensivere Niederschläge können allerdings einen höheren Abfluss bewirken als langanhaltende Niederschläge, die dieselben Wassermengen liefern, weil im Fall der intensiveren Niederschläge weniger Zeit zur Infiltration und Ver-

sickerung zur Verfügung steht als im Falle der langanhaltenden Niederschläge (z.B. Mölders und Raabe 1997, Mölders et al. 1999a). Die Effektivität des regionalen Recyclings von Niederschlägen ist offensichtlich ein signifikanter klimatischer Rückkopplungsmechanismus zwischen Unterlage und Atmosphäre, der zur Persistenz oder Intensivierung von Dürren oder pluvialen Ereignissen beitragen kann (Brubaker et al. 1993). Somit besteht hier ein Ansatzpunkt ggf. unter veränderten Klimabedingungen die Wasserverfügbarkeit mit Hilfe von Landnutzungsänderungen positiv zu beeinflussen.

Die bisherigen Untersuchungen gewähren nur einen Einblick auf die Auswirkungen von anthropogenen Landnutzungsänderungen unter unveränderten klimatischen Randbedingungen (z.B. Copeland et al. 1996, Mölders 1998, 1999b, c, 2000a). Studien, bei denen sich die Landnutzung in Abhängigkeit vom veränderten Klima ebenfalls ändert, wurden nur auf globaler Skala (z.B. Claussen 1997) durchgeführt, aber ohne die Wasserverfügbarkeit zu untersuchen und ohne die Rückkopplung zwischen Evapotranspiration-Wolken-Niederschlag-Abfluss zu berücksichtigen. Untersuchungen zur Wasserverfügbarkeit und deren mögliche anthropogene Modifikation verlangen jedoch Langzeituntersuchungen (hydrologisches Jahr und länger) unter Berücksichtigung der Aufteilung des Niederschlags in Evaporation, Transpiration, Interzeption, Infiltration sowie Abfluss und somit die Wechselwirkung des atmosphärischen und landgebundenen Teils des Wasserkreislaufs.

Hydrologische Modelle können nur die Effekte zukünftiger Landnutzungsänderungen oder/und vorgegebener Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Wasserverfügbarkeit berücksichtigen. In der Regel wurden hydrologische Modelle bestenfalls mit meteorologischen Daten aus Klimasimulationen angetrieben. So lässt sich anhand von Wasserbilanz-Modellen zeigen, dass eine Zunahme der potentiellen Evaporation um 10% selbst bei einer Zunahme des Niederschlags um 10% noch zu einer signifikanten Abnahme der Wasserverfügbarkeit führen kann (z.B. Dingman 1994, Giambelluca et al. 1994). Solche Art von Modellen berücksichtigen jedoch nicht die Rückkopplung, die zwischen veränderter Evapotranspiration und lokal bewirktem Niederschlag besteht. Da aber starke nichtlineare Wechselwirkungen zwischen Landnutzungsänderung, Evapotranspiration und Niederschlag (z.B. Mölders 1998, 1999b, c, 2000a) sowie Wasserverfügbarkeit bestehen, ist es notwendig, numerische Modelle mit Parametrisierungen auszustatten, die es erlauben, die Rückkopplung zwischen landgebundenen und atmosphärischen Prozessen des Wasserkreislaufs unter Einschluss der Einflüsse von Erdboden, Vegetation und natürlichen Gewässern zu simulieren. Nur auf diesem Wege können die Auswirkungen von Klima- und Landnutzungsänderungen auf die Wasserverfügbarkeit systematisch untersucht und quantifiziert sowie erforderliche Unsicherheitsanalysen durchgeführt werden.

1.2 Ausgangsfragestellung

Wichtige Fragen, die im Zusammenhang mit der Wasserverfügbarkeit beantwortet werden müssen, sind:

- Wie wirken sich (z.B. die anthropogen bedingten) Klimaveränderungen auf das regional für die Ökosysteme verfügbare Wasser aus,
- kann man ggf. durch gezielte Veränderung der Landschaft (z.B. Aufforstung, Anlage von Speicherreservoirs, Anbau gering verdunstender Pflanzen, bestimmte Anbaupraxisen, etc.) die Wasserverfügbarkeit in einem Gebiet gezielt beeinflussen, und
- wie stark wird das lokale Recycling von Wasser im Gebiet selbst und in seinen benachbarten Gebieten durch solche Eingriffe beeinträchtigt?

Um solche oder ähnliche Fragestellungen beantworten zu können, ist es notwendig, ein Werkzeug zu entwickeln, das erlaubt, die Auswirkungen von Klima- und Landnutzungsänderungen auf das regional für die Ökosysteme verfügbare Wasser systematisch untersuchen und quantifizieren zu können. Eine mögliche Relevanz veränderter Anbaupraktiken (z.B. Raps als regenerativer Energielieferant, Orientierung am Weltmarkt, Verschlechterung der Bodenqualität, Weidebeschränkungen, etc.) insbesondere unter - wodurch auch immer (z.B. Treibhausgase, astronomische Begebenheit, etc.) - veränderten Klimabedingungen ist für die Planung von künftigen Wasserressourcen von enormen Interesse.

Ein solches Werkzeug zu entwickeln, war ein wesentliches Ziel dieses Projekts. Dazu sollte ein bereits vorhandenes meteorologisches Modell der Mesoskala α (MM5; Dudhia 1993) um die für die Parametrisierung der Wasserverfügbarkeit erforderlichen hydrologischen Komponenten erweitert und mit den Ergebnissen von bereits auf der globalen Skala für verschiedene Klimaszenarien durchgeführten Simulationen angetrieben werden. Ferner sollten im Rahmen eines gleichzeitig gestellten ergänzenden Sachmittelantrags die hydrologischen Teilmodule evaluiert und die Sensitivität der Ergebnisse von zur Wahl von Parametrisierungen und Parametern untersucht werden. Dieser Sachmittelantrag wurde leider nicht bewilligt. Einige der im Sachmittelantrag vorgesehenen Arbeiten waren aber für die Bewertung der Ergebnisse, die im Rahmen der Arbeiten des Heisenbergstipendiums hergeleitet wurden, notwendig, weshalb diese dann im Rahmen des Heisenbergstipendiums zusätzlich durchgeführt werden mussten und wurden.

In einem weiteren Schritt sollten mit dem in dieser Weise modifizierten Modell für Europa die Auswirkungen von Klima- und Landnutzungsänderungen auf das regional für die Ökosysteme verfügbare Wasser systematisch untersucht und quantifiziert werden. In den Gebieten, wo sich die Wasserverfügbarkeit unter den neuen Klimaverhältnissen am stärksten ändert, sollte die Landnutzung im Modell mit dem Ziel verändert werden, die Wasserverfügbarkeit zu optimieren. Ferner sollte untersucht werden, inwieweit man durch gezieltes Verändern der Landnutzung einer Reduzierung der Wasserverfügbarkeit infolge von Klimaänderungen entgegenwirken kann und in welchem Umfang die Wasserverfügbarkeit in den Gebieten mit unveränderter Landschaft durch die in den anderen Gebieten vorgenommenen Landnutzungsänderungen beeinträchtigt wird.

2. Angewandte Methoden

2.1 Weiterentwicklung der hydrometeorologischen Module

Das im Rahmen des Projekts eingesetzte Boden-Vegetationsmodell (SVATS, soil vegetation atmosphere transfer scheme) ist das HTSVS (Hydro-Thermodynamic Soil Vegetation Scheme; Kramm et al. 1994, 1996). Es wurde um eine Parametrisierung zur Beschreibung der Grundwasserneubildung (unterirdischer Abfluss) und der oberirdischen Abflüsse erweitert (Mölders 1999a, Mölders et al. 1999b, 2000, Mölders und Rühaak 2000a, b, 2001). Ferner wurde das Boden-Vegetationsmodell um eine Beschreibung der Wasserentnahme durch Wurzeln ergänzt (Mölders et al. 1999b, 2000, 2001a). Die Aufnahme von Wasser durch Wurzeln zur Transpiration durch Vegetation stellt nämlich eine Senke für Bodenwasser dar. Dabei kann die Wurzelverteilung die Wasserverfügbarkeit wesentlich beeinflussen.

2.1.1 Parametrisierung des oberirdischen Abflusses

Die Parametrisierung des oberirdischen Abflusses basiert auf der St.-Venant-Gleichung. Es wird ein rechtwinkeliges Gitter verwendet. Damit ergibt sich der Oberflächenabfluss als (s. z.B. Abbott et al. 1986)

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} - q = 0 \quad , \quad (1)$$

wobei $h(x,y)$ die lokale Wassertiefe, t die Zeit, x, y die kartesischen Koordinaten in der Horizontalen, $u(x,y)$, $v(x,y)$ die Fließgeschwindigkeit in x - und y -Richtung, $q(x,y,t)$ der Netto-niederschlag minus Infiltration, I_g sind. Wendet man das Strickler-Manning-Widerstandsgesetz für die Neigungsflächen an, erhält man eine Beziehung zwischen den Geschwindigkeiten und der Tiefe des Wassers (s. z.B. Abbott et al. 1986)

$$uh = k_x I_x^{1/2} h^{5/3} \quad , \quad (2)$$

$$vh = k_y I_y^{1/2} h^{5/3} \quad . \quad (3)$$

Hierbei sind $k_x(x,y)$, $k_y(x,y)$ die Strickler-Rauhigkeitskoeffizienten und $I_x(x,y)$, $I_y(x,y)$ die Wasseroberflächengradienten in x - und y -Richtung. Die Gleichungen (2) und (3) werden in Gleichung (1) eingesetzt und mit einem expliziten Finite-Differenzenschema gelöst.

Die Formulierung des Abflusses in Gerinnen basiert auf der eindimensionalen Form der Gleichung (1) kombiniert mit der Kontinuitätsgleichung und erfolgte somit ähnlicher Weise wie in SHE (z.B. Abbott et al. 1986, Mölders und Rühaak 2000a, b, 2001). Die technisch numerische Realisierung folgt Graf (1998).

Um den Modul zur Beschreibung des Abflusses in Gerinnen testen zu können, wurde eine Flussnetzwerkmaske für das Gebiet Nordsachsen/Südbrandenburg erstellt (Abb. 1). Für dieses Gebiet wurden mit GESIMA erste Tests durchgeführt (Mölders und Rühaak 2000b, 2001).

Für die Implementierung der Parametrisierung der oberirdischen Abflüsse in MM5 ergibt sich die Schwierigkeit, dass man nach Erstellen einer Flussnetzwerkmatrix das Modellgebiet nicht mehr ändern kann, ohne die Flussnetzwerkmatrix neu erstellen zu müssen, was sehr Zeit aufwendig ist. Eine Implementierung der Parametrisierung der oberirdischen Abflüsse in MM5 steht daher noch aus. Sie soll sinnvoller Weise erst erfolgen, wenn das Untersuchungs-

gebiet, dessen Dimensionierung und horizontale Auflösung entgültig festgelegt worden sind. Diese Festlegung erfolgt erst, wenn der Antrieb des modifizierten MM5 durch Klimamodell-
daten realisiert ist (s. auch Diskussion in Kapitel 5.1).

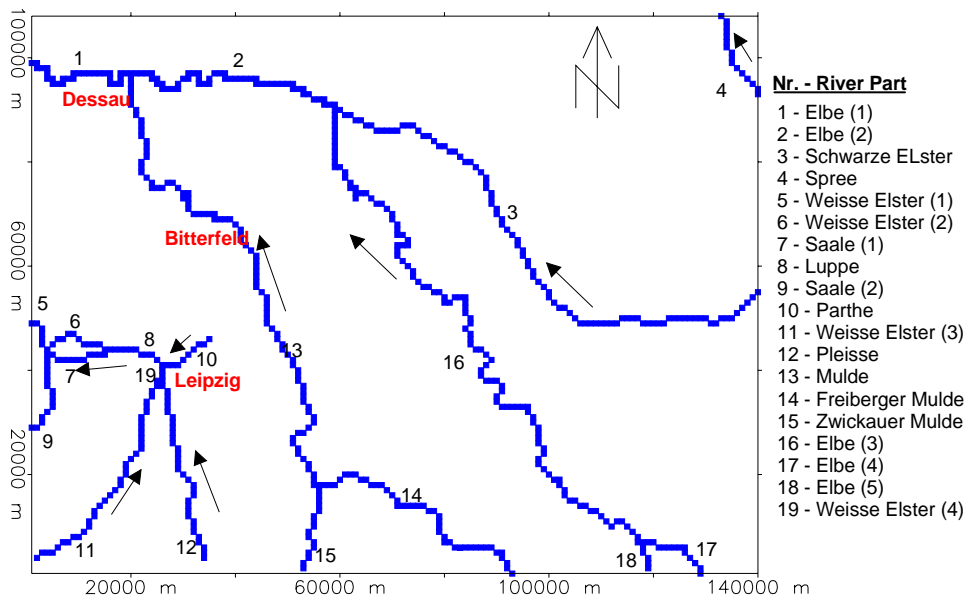


Abb. 1. Flussnetzwerkmatrix der für den Raum Südbrandenburg/Nordsachsen simulierten Flüsse (aus Mölders und Rühaak 2000b).

2.1.2 Parametrisierung der Bodenwasserentnahme durch Wurzeln

Modelltechnisch wurde die Bodenwasserentnahme durch Wurzeln als ein Senkenterm in die Kontinuitätsgleichung für den volumetrischen Bodenwassergehalt hinzugefügt. Er benötigt Informationen über das Wurzelsystem als Funktion z.B. der Wurzeldichte, der Wurzelverteilung, der Wurzellänge, des Wurzelradius, etc.. Die Bodenwasserentnahme durch Pflanzen wird mit einer modifizierten Form des Modells von Cowan (1965, Federer 1979, Martin 1990) beschrieben, wobei die potentielle Entnahme von Wasser aus der j ten Schicht gegeben ist durch

$$\chi_j = \max(0, \sigma_f \rho_w \Delta z_j \frac{\Psi_j - \Psi_c - h}{r_r / L_j + \alpha_j / K_{wj}}) \quad (4)$$

Hierin stellen σ_f , ρ_w , Δz , Ψ , Ψ_c , d , r_r , L , α und K_w den Abschattungsfaktor, die Dichte von Wasser, die Dicke der betrachteten Bodenschicht, das Wasserpotential, das Wasserpotential der Pflanze, bei dem die Stomata schließen, die Vegetationshöhe, den internen vaskulären Widerstand pro Einheitslänge der Wurzeln, die Wurzeldichte, den cowanschen Wurzelparameter und die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens dar. Der cowansche Parameter berechnet sich als (Federer 1979, Martin 1990)

$$\alpha_j = \frac{1}{8 \pi L_j} \left(\delta_j - 3 - 2 \ln \left(\frac{\delta_j}{1 - \delta_j} \right) \right), \quad (5)$$

wobei δ_j das Wurzelvolumen pro Einheitsvolumen Boden in der j ten Bodenschicht ist. Die Größe δ_j wird diagnostisch bestimmt als

$$\delta_j = \frac{m_j}{\rho_r \Delta z_j}, \quad \text{mit } 0 \leq \delta_j \leq 1. \quad (6)$$

Hier steht m_j für die Feinwurzelmasse in der j ten Bodenschicht pro Einheitsoberfläche (ofentrockene Biomasse) und ρ_r stellt die mittlere volumetrische Dichte der Wurzeln (ofentrockene Biomasse) dar. Es sei hier noch angemerkt, dass m_j/ρ_r dem Wurzelvolumen in der j ten Bodenschicht entspricht.

Obleich bodenphysikalische und geologische Eigenschaften, Bodenfeuchte, Bodentemperatur und Bodenbelüftung, Konkurrenz der Wurzeln mit denen anderer Spezies, Düngung, Pflügtiefe sowie biologische und bodenchemische Prozesse die Wurzelverteilung beeinflussen, werden in Einklang mit vielen Autoren (z.B. Gardner 1960, Martin 1990) die Wurzeln als gleichmäßig in jeder bewurzelten Schicht verteilt angenommen. Somit wird die Wurzeldichte in der j ten Bodenschicht formuliert als (z.B. Martin 1990)

$$L_j = \frac{\delta_j}{\pi R_{r,j}^2}, \quad (7)$$

wobei R_j der mittlere Wurzelradius ist. Im Gegensatz zu der Arbeit von Martin (1990) wird eine unterschiedliche vertikale Verteilung der Wurzeln in den Schichten in unterschiedlicher Tiefe angenommen, um dem gerecht zu werden, dass es verschiedene Wurzelformen (z.B. Pfahlwurzeln, Herzwurzeln, etc.) gibt. Daher wird angenommen, dass in den oberen 0.1 m des Bodens und in den darunter liegenden Schichten unterschiedlich viel Wurzeln vorhanden sind, die in einem von dem Vegetationstyp abhängigen Verhältnis zu einander stehen (z.B. Wilson et al. 1987). Die maximale Wurzeltiefe sei immer tiefer als 0.1 m. Somit ergeben sich die im folgenden dargelegten Fallunterscheidungen (s. Abb. 2) für die Aufteilung der Wurzelmasse m auf die k Bodenschichten, in denen Wurzeln vorkommen.

1. Wurzeltiefe liegt im Modellbereich

In der j ten Bodenschicht befindet sich die Wurzelbiomasse

$$m_j = m \begin{cases} a & z_j \geq z_d \\ \frac{a(z_d - z_j + \Delta z_j) + (2-a)(z_j - z_d)}{\Delta z_j} & z_{j-1} > z_d \geq z_j \\ 2-a & z_{j-1} > z_j \geq z_{\text{root}} \\ \frac{(2-a)(z_{\text{root}} - z_j + \Delta z_j)}{\Delta z_j} & z_{j-1} > z_{\text{root}} \geq z_j \\ 0 & z_{\text{root}} > z_{j-1} \end{cases}, \quad (8)$$

wobei a der Anteil der Wurzeln im Bereich bis 0.1 m Tiefe ist. Die Schichtdicke der j ten durchwurzelten Schicht wird als Δz_j gekennzeichnet. Die Schicht, in der das Niveau -0.1 m liegt, wird mit z_d bezeichnet. Weiter steht z_{root} für die Wurzeltiefe.

2. Wurzeltiefe liegt in der Schicht, in der z_d liegt

Die Wurzelbiomasse in der j ten Bodenschicht ist in diesem Falle gegeben durch

$$m_j = m \begin{cases} a & z_j \geq z_d \\ \frac{a(z_d - z_j + \Delta z_j) + (2-a)(z_j - z_d)}{\Delta z_j} & z_{j-1} > z_d > z_{\text{root}} \geq z_j \\ 0 & z_{\text{root}} > z_{j-1} \end{cases} \quad (9)$$

3. Wurzeltiefe liegt außerhalb des Modellbereichs

In diesem Fall wird die für den unteren Bereich zur Verfügung stehende Wurzelmasse auf den Bereich zwischen 0.1 m Tiefe und der maximalen Modelltiefe verteilt. Dann wird weiter wie im 1. Fall verfahren.

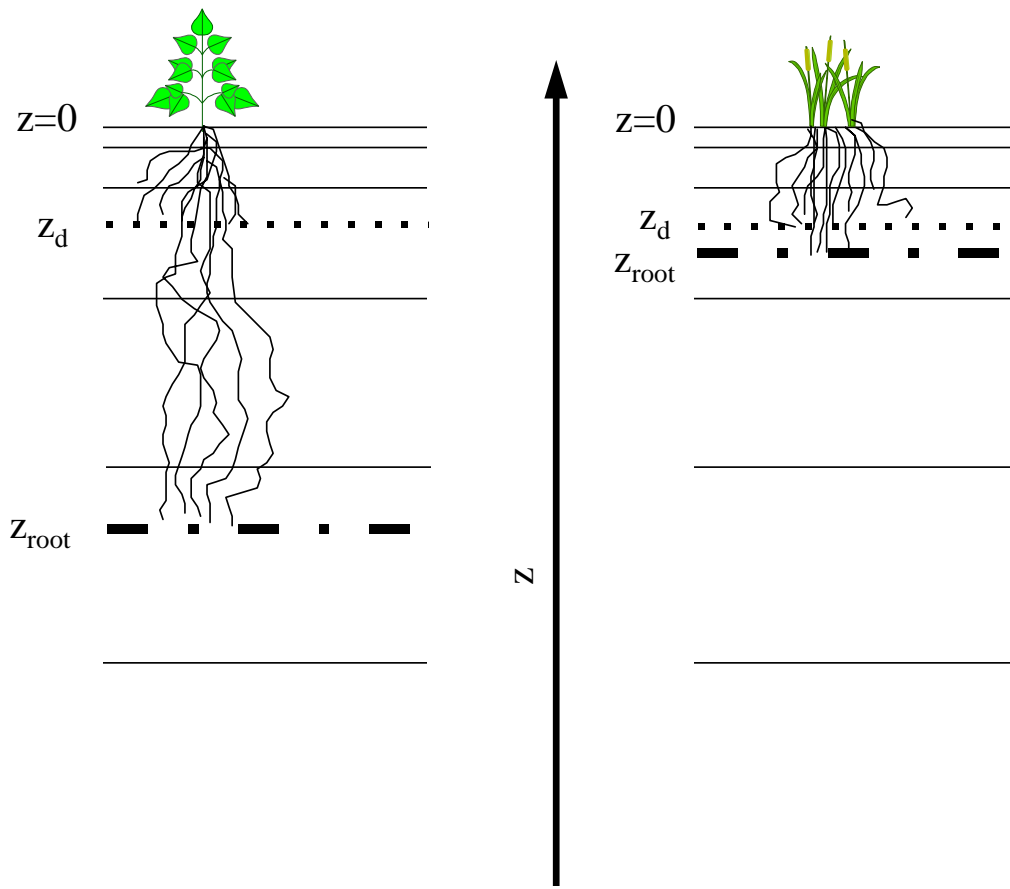


Abb. 2. Fallunterscheidung bei der Behandlung der Wurzeln (aus Mölders et al. 1999a). Für die Symbolerklärung siehe Text.

In allen drei Fällen muss für die Wurzelbiomasse gelten

$$m = \sum_{j=1}^k m_j \quad (10)$$

In der Natur können, auch wenn der Welkepunkt erreicht ist, noch bis zu einem Wasserpotential von -500 m geringe Mengen Wasser entnommen werden (z.B. Gardner und Ehlig 1963). Dieses Phänomen wird durch einen empirischen Ansatz berücksichtigt, der auf Daten von Gardner und Ehlig (1963) basiert (Martin 1990)

$$\chi_j = \max\left(0, \chi_{\text{pwp},j} \left(\eta_j - \eta_{\text{pwp},j}\right) / \left(\eta_{\text{inf}} - \eta_{\text{pwp},j}\right)\right) \quad . \quad (11)$$

Hier steht χ_{pwp} für die beim permanenten Welkepunkt durch die jeweilige Pflanze noch mögliche Wasserentnahme. Weiter stehen η_{pwp} sowie $\eta_{\text{inf}} (= \eta_s(\psi_s/-500)^{1/b})$ für den volumetrischen Wassergehalt am permanenten Welkepunkt und den volumetrischen Wassergehalt, beim dem gerade noch Wasserentnahme auftritt.

Der durch Gleichung 4 bestimmte Wert entspricht der maximal möglichen Wasserentnahme aus einer Schicht, die durch die Vegetation bei den gegebenen Pflanzen- und Bodeneigenschaften unabhängig von dem in der Bodenschicht vorhandenen Wasser entnommen werden könnte. Die Menge an Bodenwasser, die tatsächlich aus der Schicht entnommen werden kann, hängt von deren volumetrischen Wassergehalt ab (z.B. Martin 1990)

$$w_j = \rho_w \Delta z_j \left(\eta_j - \eta_{\text{inf}}\right) \quad . \quad (12)$$

Aus der Definition des aktuell entnehmbaren Wassers, w_j folgt, dass maximal pro Zeitschritt $\chi_{\text{max},j} = w_j/\Delta t$ Wasser entnommen werden kann. Folglich ist der aktuelle Wasserfluss aus der jten Schicht gegeben durch (s. Martin 1990)

$$\chi_{\text{min},j} = \min(\chi_j, \chi_{\text{max},j}) \quad . \quad (13)$$

Die Aufteilung des gesamten potentiell in der jten Bodenschicht verfügbaren Wassers in Hinblick auf die insgesamt über alle bewurzelten Bodenschichten mögliche Bodenwasserentnahme wird in Einklang mit Martin (1990) bestimmt durch

$$v_j = \chi_j / \sum_{j=1}^k \chi_j \quad . \quad (14)$$

Der effektive Bodenwasserfluss ergibt sich aus dem Minimum des aktuell möglichen Wasserflusses und der Transpiration, E_f

$$e_j = \min(v_j \sigma_f E_f, \chi_j) \quad . \quad (15)$$

2.1.3 Modifizierung des Bodenmoduls von HTSVS

Die um die Wasserentnahme durch Wurzeln erweiterte Feuchtebilanzgleichung ist nun gegeben durch

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left((D_{\eta,v} + D_{\eta,w}) \frac{\partial \eta}{\partial z} + D_{T,v} \frac{\partial T_s}{\partial z} + K_w \right) - X/\rho_w \quad . \quad (16)$$

Dabei sind $D_{\eta,v}$, $D_{\eta,w}$ und $D_{T,v}$ die Transferkoeffizienten für Wasserdampf, Wasser und Wärme, T_s die Bodentemperatur, $X=\chi/\Delta z$ die Wasserentnahme durch Wurzeln pro Volumen und ρ_w die Dichte von Wasser.

In die thermische Bilanzgleichung (Philip and de Vries 1957, Kramm et al. 1994, 1996)

$$C \frac{\partial T_s}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(- (\lambda + L_v \rho_w D_{T,v}) \frac{\partial T_s}{\partial z} - L_v \rho_w D_{\eta,v} \frac{\partial \eta}{\partial z} \right) \quad (17)$$

wurde die volumetrische Wärmekapazität der Luft im Boden mit aufgenommen (z.B. Chen et al. 1996)

$$C = (1 - \eta_s) \rho_s c_s + \eta \rho_w c_w + (\eta_s - \eta) \rho_a c_a \quad (18)$$

Dabei sind ρ_s und ρ_a die Dichte des trockenen Bodenmaterials bzw. der Luft, c_s , c_w und c_a die spezifische Wärmekapazität des Bodens, des Wassers und der Luft.

Ebenfalls wurde ermöglicht, eine Variation der Bodenparameter mit der Tiefe berücksichtigen zu können. Auch wenn diese Möglichkeit im Rahmen von 3D-Modellen mangels solch detaillierter Datensätze (noch) nicht genutzt werden kann, liefert sie für Evaluationszwecke eine große Hilfe (s. Mölders et al. 2001 im Anhang B).

2.1.4 Schneedeckenparametrisierung

Weitere wichtige Prozesse, die bei der Simulation der Wasserverfügbarkeit berücksichtigt werden müssen, sind die Schneeschmelze sowie die vorherige Schneeakkumulation (Foster et al. 1996, Cayan 1996). Außer dem Wasserbudget beeinflussen Schnee und Schneeschmelze noch das Energiebudget (Plüss und Ohmura 1997, Abdalati und Steffen 1997, Cline 1997, Baker et al. 1999) beispielsweise über die veränderte Albedo (z.B. Robinson et al. 1992). Der isolierende Effekt von Schnee kann die Bodentemperatur und somit die Wasserflüsse im Boden stark beeinflussen, was sich wiederum auf die Wasserverfügbarkeit auswirken kann. Deshalb wurde im Rahmen einer von mir betreuten Diplomarbeit (Fröhlich 2001) ein Modul mit einer physikalisch adäquaten Formulierung einiger Prozesse der Schneemetamorphose entwickelt. Eine ausführliche Beschreibung des Moduls und der damit von mir durchgeführten zusätzlichen Sensitivitätsstudien findet man im Anhang B.

2.1.5 Bodenfrostparametrisierung

Da Bodenfrost sich weit in das Jahr hinein auf den Bodenwassergehalt auswirken kann, wurde eine diagnostische Beziehung für die Auswirkung von Bodenfrost in eine 1D-Version des HTSVS implementiert, getestet und evaluiert, um die Sensitivität der berechneten Wasserverfügbarkeit bewerten zu können. Eine Beschreibung der Parametrisierung findet man in Mölders et al. (2001) im Anhang B.

2.2 Erstellen des hydrometeorologischen numerischen Werkzeugs

2.2.1 Installation des MM5 auf die Rechner der Universität Leipzig

MM5 und seine Prä-Prozessoren wurden auf den Rechnern der Universität Leipzig installiert und getestet. Es wurden mit der originären sowie mit der um die weiterentwickelten hydrometeorologischen modifizierten Version von MM5 Simulationen durchgeführt.

Ferner wurde zusätzlich zu der für die mit der Fragestellung des Projekts verbundenen zu entwickelnden Software für die Auswertung der Ergebnisse auch noch Software zur standardmäßigen Darstellung der Simulationsergebnisse erstellt, da die für die von NCAR mitgelieferten Grafikprogramme notwendige Graphiksoftware auf den Rechnern des Universitätsrechenzentrums nicht und am Institut für Meteorologie nur in einer veralterten

Version zur Verfügung standen. Letztere konnte nicht genutzt werden, da die von NCAR entwickelte Software zur standardmäßigen Darstellung von Simulationsdaten Optionen einer neueren Version benutzt. Die Notwendigkeit, für die standardmäßige Darstellung von Simulationsergebnissen auch noch Software entwickeln zu müssen, war bei Antragsstellung nicht abzusehen.

2.2.2 Einbau des weiterentwickelten SVATS

Das weiterentwickelte HTSVS wurde in MM5 implementiert und getestet. Die mit HTSVS berechneten Oberflächentemperaturen, Bodentemperaturen und -feuchten sowie Flüsse an der Grenze Erde-Atmosphäre wurden mit denen der mit der Standardversion von MM5 berechneten Werten verglichen.

Tab. 1. Pflanzenphysiologische Parameter wie sie in HTSVS für die USGS-Landnutzungsdaten verwendet werden. Hier sind $r_{st,min}$, ψ_c , m , a , R_r , LAI, b_{st} , T_{min} , T_{max} , T_{opt} , ϵ_f , α_f , Z_{root} und Z_0 der minimale stomatare Widerstand, das Bodenwasserpotential, bei dem die Stomata schließen, die Feinwurzelmasse (ofentrocken), die Aufteilung der Wurzelmasse zwischen oberer und unterer Wurzelzone, der mittlere Wurzelradius, der Blattflächenindex, ein Parameter zur Berechnung des stomataren Widerstandes, die Temperatur, bei der die Stomata schließen, die Temperatur, bei der minimale stomatare Widerstand erreicht wird, die Albedo und Emissivität des Blattwerks, die maximale Wurzeltiefe und die Rauigkeitslänge. Überschreitet die Wurzeltiefe die maximale Modelltiefe, wird letztere als maximale Wurzeltiefe angesetzt. Die mittlere volumetrische Wurzeldichte (ofentrocken), ρ_r , wird als 500 kg/m^3 angenommen. Die Parameter sind den Arbeiten von Pielke (1984), Wilson et al. (1987), Kramm (1995) und Jackson et al. (1996) entnommen.

Land-use	$r_{st,min}$	ψ_c	m	a	R_r	LAI	b_{st}	T_{min}	T_{max}	T_{opt}	α_f	ϵ_f	Z_{root}	Z_0
	s/m	m	kg/m^2	-	10^{-4}m	-	-	°C	°C	°C	-	-	m	m
Urban and built up land	200	-255	20	0.02	3.5	0.7	50	5	45	25	0.25	0.85	2.9	1
Dryland, cropland, pasture	100	-102	20	0.5	2.51	5.6	25	5	40	24	0.19	0.9	2.1	0.07
Irrigated cropland and pasture	100	-102	20	0.5	2.51	5.6	25	5	40	24	0.15	0.9	2.1	0.07
Mixed dryl./irrigated cropl. past.	100	-102	20	0.5	2.51	5.6	25	5	40	24	0.17	0.9	0.32	0.07
Cropland/grassland mosaic	100	-102	20	0.5	2.51	5.6	25	5	40	24	0.19	0.9	2.35	0.07
Cropland/woodland mosaic	100	-102	20	0.5	2.51	5.6	25	5	40	24	0.19	0.9	2.82	0.15
Grassland	70	-92	70	0.24	0.925	5.6	20	5	45	9	0.19	0.97	2.6	0.08
Shrubland	300	-133	4.8	0.36	2.51	4.9	10	5	45	25	0.25	0.95	7.0	0.03
Mixed shrubland/grassland	70	-133	4.9	0.36	2.51	4.9	10	5	45	25	0.23	0.95	4.8	0.05
Savanna	70	-92	5.4	0.24	0.925	3.5	20	5	45	9	0.20	0.9	15.0	0.86
Deciduous broadleaf forest	100	-214	1.2	0.02	3.5	5.6	22	10	45	25	0.12	0.95	3.7	0.90
Deciduous needleleaf forest	232	-214	7.1	0.02	3.5	4.9	22	10	45	25	0.11	0.95	2.9	0.85
Evergreen broadleaf forest	150	-163	4.9	0.16	3.5	6.6	25	-5	35	25	0.11	0.97	3.7	2.65
Evergreen needleleaf forest	125	-163	12.7	0.02	3.5	4.9	25	-5	35	25	0.10	0.97	3.9	1.09
Mixed forest	125	-158	8.2	0.02	3.5	5.6	23	0	40	25	0.12	0.96	3.12	0.8
Water bodies	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.19	0.993	-	.0001
Herbaceous wetlands	40	-92	70	0.36	0.925	4.8	20	5	45	9	0.12	0.98	0.5	0.04
Wooded wetland	100	-163	15.3	0.02	3.5	4.8	20	5	45	9	0.12	0.98	1.81	0.5
Barren or sparsely vegetated	999	-92	3.3	0.22	0.925	0.07	20	5	45	9	0.12	0.91	0.5	0.01
Herbaceous tundra	150	-92	10.8	0.4	2.51	4.8	20	5	45	9	0.16	0.97	0.5	0.04
Wooded tundra	150	-163	15.5	0.4	3.5	4.8	40	5	40	25	0.16	0.97	1.81	0.06
Mixed tundra	150	-163	2.9	0.4	3.5	4.8	40	5	40	25	0.16	0.97	1.81	0.05
Bare ground tundra	200	-163	10.8	0.4	0.925	2.1	40	5	40	25	0.17	0.97	0.5	0.03
Snow or ice	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.8	0.82	-	0.01

Die Standardversion von MM5 verwendet das Landoberflächenmodell OSULSM (Oregon State University Land Surface Model, Ek und Mahrt 1991, Chen et al. 1996, 1997, Chen und Dudhia 2001a, b). Die wesentlichen Unterschiede zwischen den genannten Landoberflächenmodellen (LSM; land-surface model) bestehen in der Behandlung der Vegetationseffekte und des Transportes von Wärme und Feuchte im Boden (s. Mölders et al. 2001b). Im Gegensatz zu OSULSM, wird in HTSVS nämlich der Ludwig-Soret- und Dufor-Effekt nicht vernach-

lässigt (s. Kramm et al. 1994, 1996, Kramm 1995). Im Gegensatz zu OSULSM verwendet HTSVS das sogenannte Mischungsverfahren für die Berechnung der Energie- und Wasserflüsse, womit die Heterogenität des Systems Boden-Vegetation auf der Mikroskala ohne allzu großen Aufwand beschrieben werden kann. Ebenso lässt das modifizierte Bodenmodell von HTSVS zu, unterschiedlich geschichtete Böden zu verwenden. Da aber die dafür erforderlichen substanzspezifischen Parameter im allgemeinen nicht zur Verfügung stehen, wurde für die 3D-Simulationen innerhalb einer Gitterzelle jeweils ein vertikal homogen aufgebauter Boden angenommen.

In meteorologischen Modellen der Mesoskala α muss für das Gebiet einer Gitterzelle, die in der Regel etwa 100 km² oder umfasst, der von der Landoberfläche bedeckten Gitterzelle (und im Falle der Verwendung von Untergitterverfahrens oder Nesten der Untergitterzelle) ein repräsentativer Landnutzungstyp zu gewiesen werden. Dazu werden die Vegetationstypen in verschiedene Klassen zusammengefasst (s. Tab. 1, 2). Hierbei existieren je nach Autoren unterschiedliche Klassifizierungen und Gruppierungen, für die dann auch entsprechende Datensätze der räumlichen Verteilungen der Landnutzungsklassen vorhanden sind (z.B. die USGS- und SiB-Datensätze). In der Regel werden die pflanzenphysiologischen Parameter für diese Klassen so gewählt, dass die Parameter des jeweils häufigsten Vegetationstyp der Klasse verwendet werden. Im Falle der Klasse „cropland“ bzw. „cultivation“ wäre dies in unseren Breiten Weizen.

Tab. 2. Wie Tab. 1, aber für den SiB-Landnutzungsdatensatz.

Landnutzung	$r_{st,min}$	ψ_c	m	a	R_r	LAI	b_{st}	T_{min}	T_{max}	T_{opt}	ϵ_f	α_f	Z_{root}	Z_0
	s/m	m	kg/m ²	-	10 ⁻⁴ m	-	-	°C	°C	°C	-	-	m	
Tropical forest	150	-100	15.3	1.84	0.25	6.3	50	10	45	30	0.97	0.11	3.7	2.7
Broadleaf deciduous trees	100	-190	4.2	1.98	0.25	5.6	50	5	40	25	0.97	0.12	2.9	0.83
Mixed forest	125	-200	4.3	1.91	0.25	5.6	50	5	40	25	0.97	0.12	3.5	0.8
Needleleaf evergreen trees	150	-220	4.4	1.98	0.25	6.95	25	-5	35	25	0.97	0.1	3.9	1.1
Needleleaf deciduous trees	100	-200	4.3	1.98	0.25	2.8	40	5	45	25	0.97	0.11	2.9	0.85
Savanna	70	-165	5.4	1.8	0.25	3.5	50	7	50	30	0.91	0.19	15	0.08
Groundcover only	40	-120	0.15	1.5	0.25	5.6	25	5	40	24	0.95	0.19	2.1	0.24
Broadleaf shrubs w. ground cover	300	-160	5.4	1.64	0.25	1.6	25	5	40	20	0.97	0.25	7	0.07
Broadleaf shrubs with bare soil	400	-200	5.4	1.64	0.25	1.05	25	5	40	20	0.94	0.25	7	0.05
Tundra	150	-200	1.2	1.6	0.25	2.1	25	-5	35	20	0.95	0.16	5	0.01
Bare soil	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.04
Cultivations	40	-130	0.15	1.5	0.25	5.6	25	5	35	24	0.95	0.19	2.1	0.08
Wetland	150	-130	1.4	1.76	0.25	3.5	10	5	45	25	0.98	0.19	2.6	0.01
Dry coastal complex	100	-92	1.4	1.76	0.25	1.6	20	5	45	9	0.19	0.914	2.6	0.08
Water	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01
Glacial	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01

Alternativ kann man in der Standardversion von MM5 den USGS- oder den SiB-Landnutzungsdatensatz verwenden. Letzterer steht allerdings nur für ein begrenztes Gebiet über Nordamerika zur Verfügung. Für die Anwendung dieser Landnutzungsdatensätze in MM5 auch im Rahmen von HTSVS wurden die in den Tabellen 1 und 2 gelisteten Parameter für Simulationen mit HTSVS festgelegt und fest verdrahtet. Die bodenphysikalischen Eigenschaften werden von HTSVS in MM5 verwendet, wie sie in Tabelle 3 angegeben sind. In der ausgekoppelten Version von HTSVS können jedoch die standortspezifischen Bodenparameter mit der Tiefe variabel und die Pflanzenparameter zeitlich variabel verwendet werden (s. Mölders et al. 1999b, 2000, 2001a).

Es wurden drei mögliche Optionen von HTSVS in MM5 installiert und getestet, die es erlauben, den Blattflächenindex vorzugeben und daraus den Abschattungsfaktor bzw. Pflanzenbedeckungsgrad zu bestimmen und vice versa sowie den Pflanzenbedeckungsgrad aus Satellitendaten zu verwenden. Im letzteren Fall muss der Blattflächenindex dann als 1 vorgegeben werden. Es wurden Sensitivitätsstudien mit diesen Optionen vorgenommen, die ja effektiv eine andere Pflanzenbedeckung bedeuten.

Tab. 3. Bodenphysikalische Eigenschaften wie sie bei der Implementation von HTSVS in MM5 festverankert wurden. Hier sind k_s , η_s , η_{fc} , η_{pwp} , b , Ψ_s und c_{sps} die hydraulische Leitfähigkeit bei Sättigung des Bodens, Porosität, Feldkapazität, der permanente Welkepunkt, Porengrößenverteilungsindex, das Wasserpotential bei Sättigung und die volumetrische Wärmekapazität des trockenen Bodenmaterials. Die Parameter sind den Arbeiten von Cosby et al. (1984) und Pielke (1984) entnommen.

Soil type	k_s 10^{-6} m/s	η_s m^3/m^3	η_{fc} m^3/m^3	η_{pwp} m^3/m^3	b -.-	Ψ_s m	c_{sps} $10^6 J m^{-3} K^{-1}$	ϵ_g -.-
Sand	1.07	0.339	0.236	0.01	2.79	-0.069	1.47	0.95
Loamy sand	1.41	0.421	0.283	0.028	4.26	-0.036	1.41	0.95
Sandy loam	5.23	0.434	0.312	0.047	4.74	-0.141	1.34	0.95
Silt loam	2.81	0.476	0.36	0.084	5.33	-0.759	1.27	0.95
Silt	2.81	0.476	0.36	0.084	5.33	-0.759	1.27	0.95
Loam	3.38	0.439	0.329	0.066	5.25	-0.355	1.21	0.95
Sandy clay loam	4.45	0.404	0.314	0.067	6.66	0.135	1.18	0.95
Silty clay loam	2.04	0.464	0.387	0.12	8.72	-0.617	1.32	0.95
Clay loam	2.45	0.465	0.382	0.103	8.17	-0.263	1.23	0.95
Sandy clay	7.22	0.406	0.338	0.1	10.73	0.098	1.18	0.95
Silty clay	1.34	0.468	0.404	0.126	10.39	0.324	1.15	0.95
Clay	0.974	0.468	0.412	0.138	11.55	-0.468	1.09	0.95
Organic material	3.38	0.439	0.329	0.066	5.25	-0.355	0.84	0.97
Bedrock	0.0974	0.25	0.233	0.094	11.55	-7.59	1.9131	0.98
Other (land-ice)	1.34	0.421	0.283	0.028	11.55	-0.036	1.92556	0.82

2.2.3 Wolkenmodul

Die Arbeiten zu Implementierung des Wolkenmoduls von Mölders et al. (1994, 1995a, b) in seiner erweiterten Form (Mölders et al. 1997) in MM5 wurden fortgeführt.

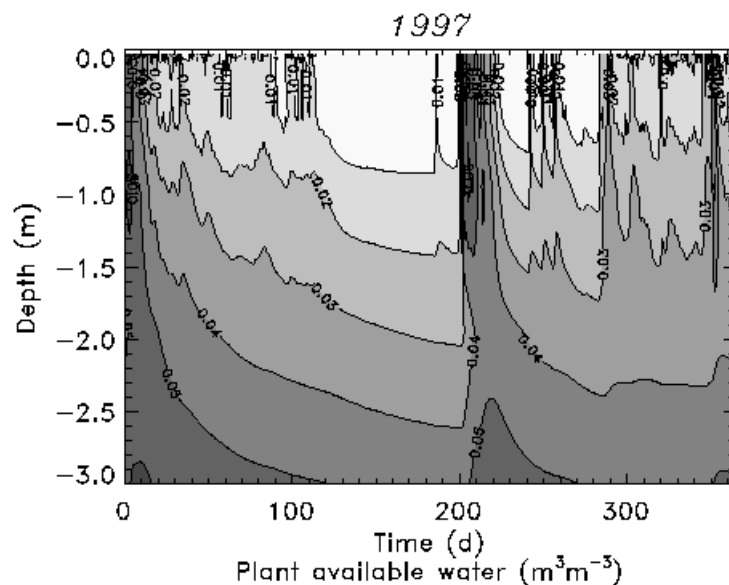
Darüber hinaus wurde mit der Erstellung von Tools zur Untersuchung der durch die bei den Wolkenparametrisierungen vorzugebenden Eiskristalltypen bedingten Unsicherheit in der berechneten Niederschlagsverteilung begonnen. Es wurde das bei Kramm et al. (1998) vorgestellte Verfahren eingesetzt, das auf Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen erster Ordnung beruht.

3. Ergebnisse und ihre Bedeutung

3.1 Wurzeffekte

Simulationen mit und ohne Berücksichtigung der Bodenwasserentnahme durch Wurzeln wurden durchgeführt. Der Vergleich der so erzielten Ergebnisse macht deutlich, dass die Wurzelprozesse die Profile des volumetrischen Wassergehalts sowie der Wasserverfügbarkeit merklich beeinflussen können, wenn man längere Zeiträume betrachtet. Der volumetrische Bodenwassergehalt zeigt in beiden Fällen durch die Evaporation, Bodenwasseraufnahme durch Wurzeln zur Transpiration und kapillaren Aufstieg einen deutlichen Tagesgang. Die Unterschiede in den berechneten Bodenfeuchten akkumulierten sich jedoch mit der Zeit, da die kapillaren Effekte die Entnahme in den meisten Fällen nicht auszugleichen vermögen. Die Differenzierung in eine unterschiedlich starke Durchwurzelung im unteren und oberen Bodenbereich gestattet eine schnellere Wasserentnahme aus den Schichten, in denen die größere Wurzeldichte herrscht, und somit eine realistischere Bestimmung der Wasserverfügbarkeit. Wie erwartet, trocknet der Boden in den unteren Schichten bei tieferer Durchwurzelung schneller aus als bei flacher Durchwurzelung.

(a)



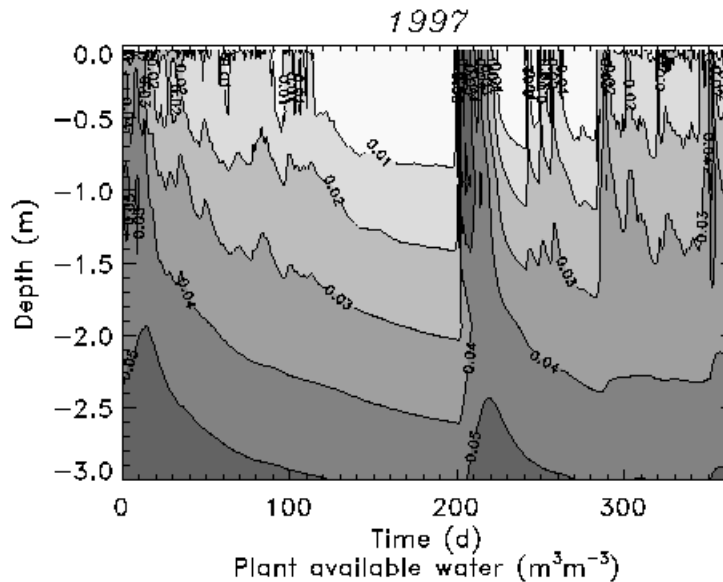


Abb. 3. Für das Jahr 1997 berechnete Wasserverfügbarkeit bei originärer Landnutzung (a) und bei Annahme einer Grasfläche als Nutzung (b) über den gesamten Simulationszeitraum von insgesamt 2050 Tagen.

Simulationen mit originärer Landnutzung und alternativ mit Gras wurden für die Jahre 1992 bis 1997 für einen Standort bei Leipzig (Brandis) mit HTSVS durchgeführt und die Wasserverfügbarkeit berechnet (s. z.B. Abb. 3). Diese Simulationen wurden mit den an der Station gemessenen meteorologischen Daten angetrieben. Die Simulationen wurden für den 23.5.1992 gestartet und ohne Unterbrechung (Neustart) bis zum 31.12.1997 durchgeführt. Es sei hier angemerkt, dass nur für diesen Zeitraum die meteorologischen Daten in der notwendigen hohen Auflösung vorliegen.

Die Abbildung 3 zeigt beispielhaft für das Jahr 1997, dass die Landnutzung in Zeiten beschränkter Wasserverfügbarkeit letztere stark beeinflussen kann. Die Vergleiche für die anderen Jahre (hier nicht dargestellt) zeigen ähnliche Unterschiede. Da die Simulationen mit gemessenen meteorologischen Daten angetrieben wurden, konnte bei den hier vorgestellten Rechnungen nicht berücksichtigt werden, dass die veränderte Bodenfeuchte wiederum über die Wechselwirkung Bodenfeuchte, Evapotranspiration, Wolken- und Niederschlagsbildung verändert wird. Diese Wechselwirkung kann erst bei vollen 3D-Simulationen berücksichtigt werden.

3.2 Evaluation

Das modifizierte hydrometeorologische Werkzeug zur Landoberflächenmodellierung wurde anhand von Lysimeter-, Tensiometerdaten (Mölders et al. 1999b, 2000, 2001) sowie der während der Cooperative Atmosphere Surface Exchange Study 1997 (CASES97; LeMone et al. 2000) gewonnenen Daten (Mölders et al. 2001b) evaluiert. Die Evaluierung zeigte, dass das modifizierte HTSVS in der Lage ist, die saisonale Variation der Bodenwasserspannung und der Grundwasserneubildung, die Jahressummen der Evapotranspiration und Grundwasserneubildung sowie die tägliche Variation der Flüsse fühlbarer und latenter Wärme realistisch zu berechnen (s. z.B. Abb. 4).

Eine Evaluation des in MM5 implementierten HTSVS wurde anhand der 5. Intensivmessphase (IOP5) von CASES97 vorgenommen. Dabei zeigte sich, dass HTSVS die beobachteten bodennahen Flüsse im Rahmen der Messungenauigkeit gut bestimmt (z.B. Abb. 4). Auch liefert HTSVS die während der Tagesstunden beobachtete Abhängigkeit der Flüsse von der Landnutzung. Die simulierten Höhen der atmosphärischen Grenzschicht werden ebenfalls gut vorhergesagt (s. Mölders et al. 2001b).

Ein Vergleich mit den während CASES97 gemessenen Bodenfeuchten zeigt, dass die Bodenfeuchte und somit die Wasserverfügbarkeit von HTSVS insgesamt um etwa 10 % überschätzt wird (Abb. 5). Jedoch wird das Profil in den oberen Bodenschichten mit einem Maximum der Bodenfeuchte in ca. 0.2-0.3 m Tiefe gut vorhergesagt (Abb. 5). Das zweite Maximum in etwa 0.6 m Tiefe wird nicht erfasst, da in dieser Tiefe aufgrund der mit der Tiefe gröber werdenden Auflösung des Bodenmodellgitters keine Rechenschicht liegt.

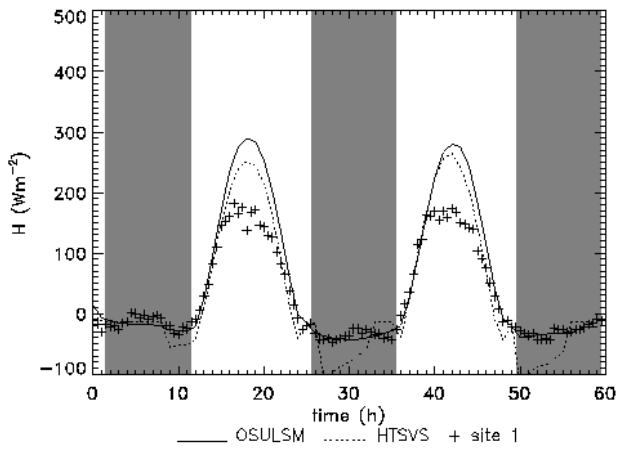
Die Überschätzung der Bodenfeuchte ist auf die Art der Initialisierung zurückzuführen, bei der die Bodenfeuchtwerte aus dem ETA-Modell des NCEP übernommen und interpoliert werden (s. Chen und Dudhia 2001a). Fehlvorhersagen der vom ETA-Modell vorhergesagten Niederschlagsverteilung führen zwangsläufig zu falschen Anfangsbodenfeuchteverteilungen in MM5. Darüber hinaus entstehen Fehler durch die Interpolation vom ETA-Modellgitter auf das MM5-Modellgitter. Die Modellgitter der beiden Modelle unterscheiden sich nämlich sowohl in der horizontalen Ausdehnung als auch in der Tiefe der Bodenschichten.

Wegen der Kopplung der Wasser- und Wärmeflüsse im Boden können auch Fehler in der Anfangstemperaturverteilung zu Fehlern in der berechneten Bodenfeuchteverteilung führen. Erste Studien zeigen, dass die durch Fehler in der Anfangsbodentemperaturverteilung, solange letztere plausibel gewählt ist, verursachten Fehler in der berechneten Bodenfeuchteverteilung kleiner sind als die durch Fehler in der Anfangsbodenfeuchteverteilung verursachten Fehler in der berechneten Bodenfeuchteverteilung.

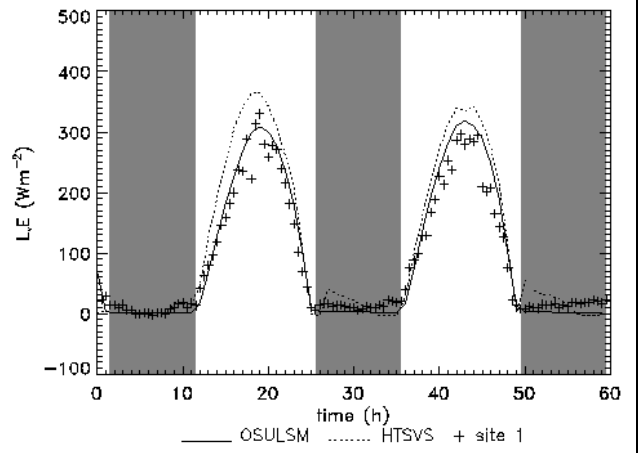
Sensitivitätsstudien mit entsprechen reduzierter Bodenfeuchte bei der Initialisierung belegen einen starken Einfluss der Anfangsbodenfeuchteverteilung an niederschlagsfreien Tagen bzw. in niederschlagsfreien Gebieten auf die bodennahen Energie- und Wasserflüsse. Simulationen zur Untersuchung der regionalen Wasserverfügbarkeit sollten daher nach Möglichkeit zu Zeiten gestartet werden, bei denen der Boden als gesättigt angenommen werden kann.

Die Ergebnisse von Sensitivitätsstudien zur Auswirkung der Wahl der maximalen Bodentiefe bei gleicher Anzahl von Schichten im Boden zeigen nur eine geringe Auswirkung auf die bodennahen Flüsse fühlbarer und latenter Wärme.

(a)



(b)



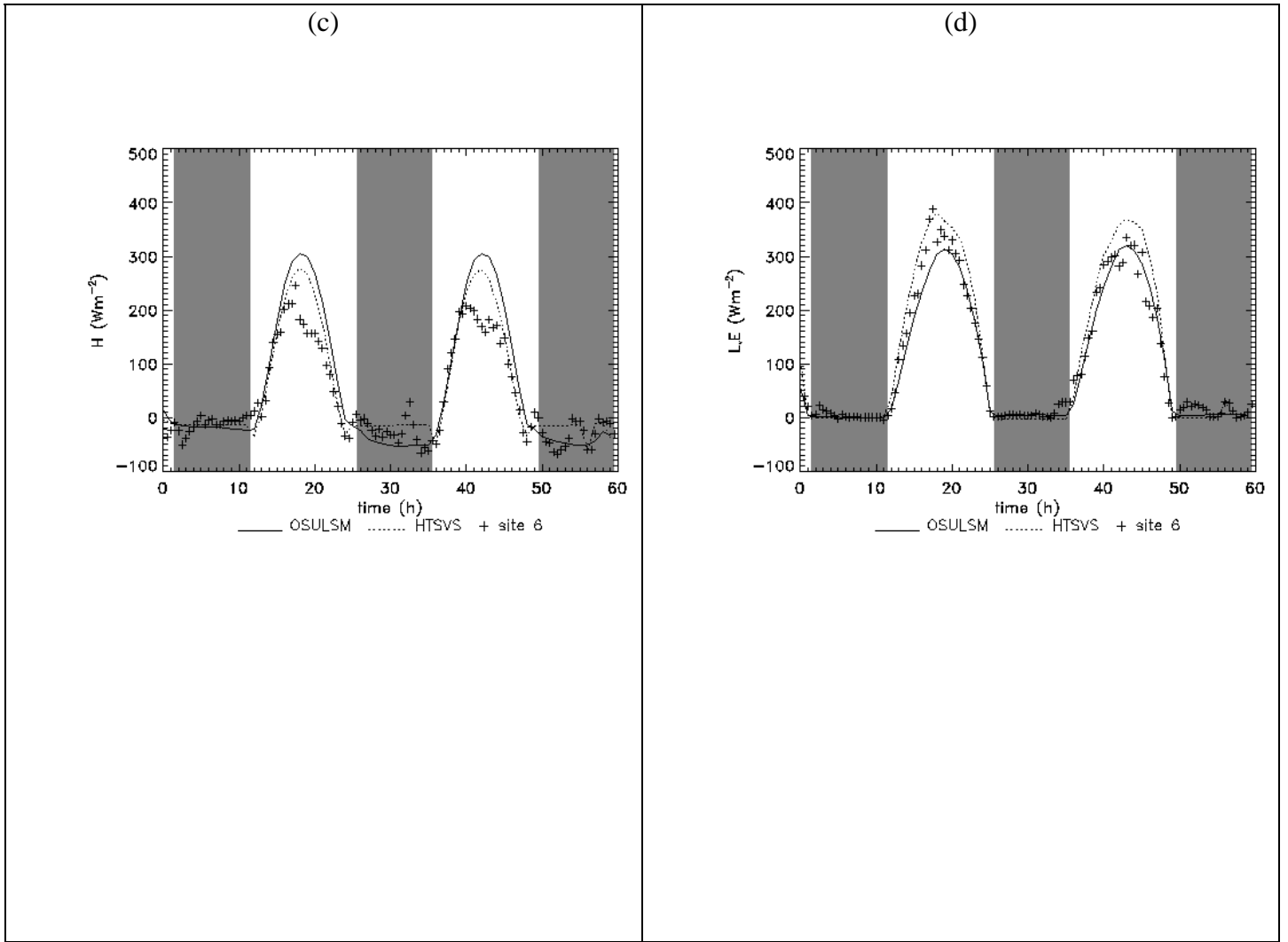


Abb. 4. Vergleich der simulierten und der während CASES97 IOP5 beobachteten Flüsse fühlbarer, H, und latenter Wärme, L,E, für den Zeitraum 20.5.1997 0000 UT bis 22.5.1997 0000 UT über Grasland (a, b) und Ackerland (c, d). OSULSM steht für eine Sensitivitätsstudie mit dem in MM5 standardmäßig verwendeten SVATS.

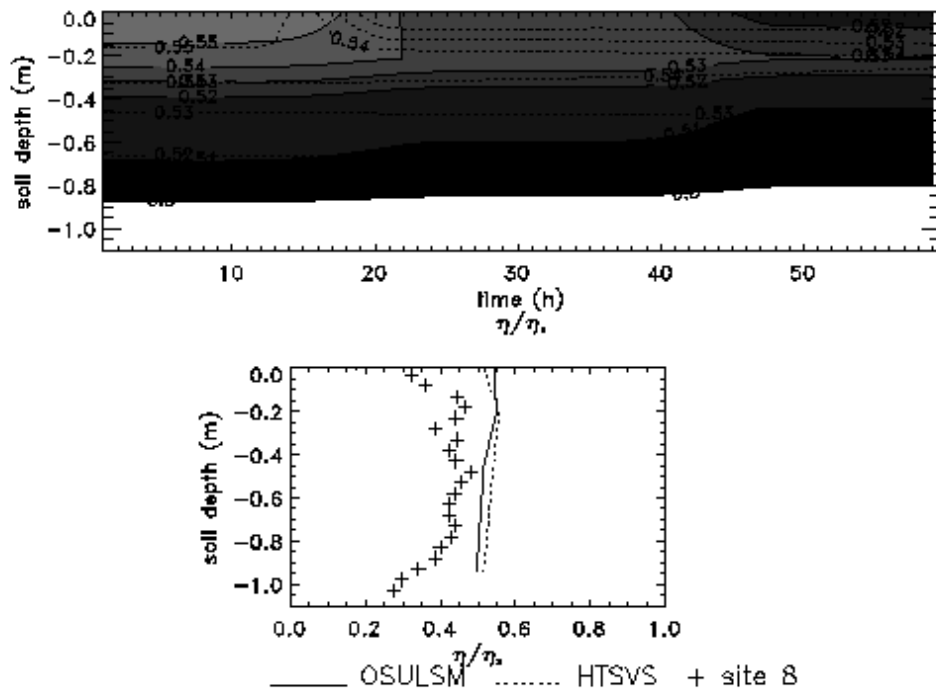


Abb. 5. Zeitliche Entwicklung des von HTSVS und OSULSM berechneten volumetrischen Wassergehalts für die Zeit vom 20.5.1997 0000 UT bis 22.5.1997 0000 UT (oben) und Vergleich der berechneten und gemessenen Profile des volumetrischen Wassergehalts am 21.5.1997 in der Zeit von 1420 bis 1440 UT.

3.3 Unsicherheit der Pflanzen- und Bodenparameter

Leider findet man keine vollständigen Datensätze der pflanzenphysiologischen und der bodenphysikalischen Parameter, so dass sie aus verschiedenen Publikationen zusammengestellt werden müssen (s. auch Tab. 1, 2 in Mölders 1999a). Oft sind die benötigten Parameter auch gar nicht vorhanden und müssen plausibel gesetzt bzw. ergänzt werden. In diesem Fall werden zurzeit die Parameter desjenigen Vegetations- oder Bodentyps angenommen, der dem betrachteten Vegetations- bzw. Bodentyp am ähnlichsten ist. Andere Größen werden semi-empirisch behandelt. So wird z.B. die mittlere Höhe der Vegetation mittels der Nullpunktverschiebung, d , approximiert (s. auch z.B. Federer 1979, Martin 1990) oder der Abschattungsfaktor über den Blattflächenindex, LAI ($= 7\sigma_f$) bestimmt (s. auch z.B. Kramm 1995).

Solange wie die Modelle wenig aufwendig waren, konnte die Genauigkeit ihrer Ergebnisse durch Fehlerfortpflanzung und geeignetes Spielen mit den abhängigen Parametern relativ einfach (trial and error) bestimmt werden.

Um zu untersuchen, wie stark die berechnete Wasserverfügbarkeit von der Wahl der pflanzenphysiologischen und bodenphysikalischen Parameter abhängen kann, wurden erste Unsicherheitsanalysen zum möglichen Einfluss einiger Größen und Parameter durchgeführt, die aufgrund der bisherigen Ergebnisse anderer Autoren (z.B. Collins und Avissar 1994) als relevant angesehen werden.

3.3.1 Albedo und Emissivität

Die Nettostrahlung ist eine wichtige Eingangsgröße zur Bestimmung der Evapotranspiration, die ihrerseits wieder die Wasserverfügbarkeit entscheidend beeinflusst, aber auch von letzterer abhängt. In die Berechnung der Nettostrahlung gehen die Oberflächenemissivität und -albedo ein, die im Modell in Abhängigkeit des Vegetations- oder Bodentyps fest vorgegeben werden. Es sei hier angemerkt, dass im Falle von HTSVS die Bodenalbedo mit der Bodenfeuchte variiert.

Unter der Annahme, dass die langwellige und kurzwellige abwärts gerichtete Strahlung sowie die Oberflächentemperatur ohne Fehler gemessen oder vorhergesagt werden könnten, ergeben sich für die berechneten Nettostrahlungsflussdichten

$$Q = R_{s\downarrow}(1 - \alpha) - \varepsilon R_{L\downarrow} + \varepsilon \sigma T_g^4 \quad . \quad (19)$$

über einer gänzlich mit Gras bewachsen Fläche die in Abbildung 6 gezeigten Fehler für beliebige Tage Ende Mai. Dabei wurde der Fehler gemäß der gaußschen Fehlerfortpflanzungsrechnung bestimmt

$$\delta Q = \sqrt{\left(-R_{s\downarrow}\right)^2 \delta^2 \alpha + \left(-R_{L\downarrow} + \sigma T_g^4\right)^2 \delta^2 \varepsilon} \quad . \quad (20)$$

Es wurde eine Albedo von 0.194 ± 0.021 und eine Emissivität von 0.97 ± 0.02 angenommen (z.B. Betts and Ball 1997). Man sieht, dass in diesem relativ einfachen Fall, der Fehler in der berechneten Nettostrahlung schon um die 20 Wm^{-2} beträgt und mit der Tageszeit variiert.

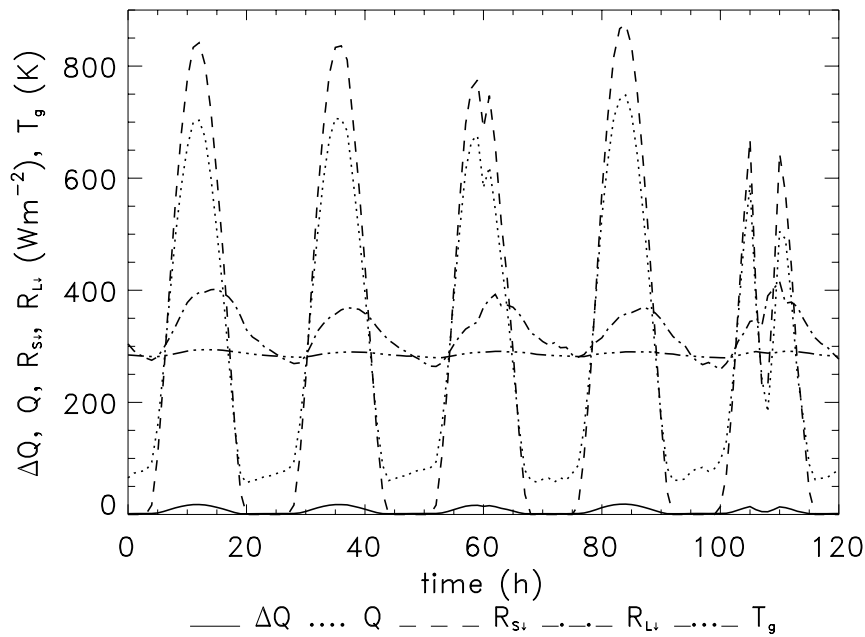


Abb. 6. Darstellung des auf die Variabilität der Albedo und Emissivität zurückzuführender Fehler in der berechneten Nettostrahlung für 5 beliebige Tage Ende Mai.

3.3.2 Bodenparameter

Als weiteres Beispiel wird hier der Fehler in der berechneten Wasserverfügbarkeit betrachtet, der auf die Variation der Bodenparameter zurückzuführen ist. Das für Pflanzen verfügbare Wasser, η_{paw} , kann bestimmt werden als (z.B. Dingman 1994)

$$\eta_{paw} = \begin{cases} \eta_{fc} - \eta & \eta < \eta_{fc} \\ \eta_{fc} - \eta_{pwp} & \eta \geq \eta_{fc} \end{cases} \quad (21)$$

Hier stehen η_{fc} und η_{pwp} für die Feldkapazität und den permanenten Welkepunkt. Nach Dingman (1994) gilt

$$\eta_{fc} = \eta_s \left(\frac{\Psi_s}{-3.40} \right)^{1/b}, \quad (22)$$

wobei hier η_s die Porosität, b der Porengrößenverteilungsindex und Ψ_s das Wasserpotential bei vollständiger Füllung der Fein-, Mittel- und Grobporen ist. Die Feldkapazität wird gewöhnlich als der Wert des Wassergehalts definiert, der in einem Einheitsvolumen des Bodens nach einer längeren Entwässerung durch Gravitation verbleibt (z.B. Bear 1988). Diese Definition ist nicht quantitativ, weshalb dieser Punkt in der Literatur viel - auch mit alternativen Vorschlägen - diskutiert wurde und wird (z.B. Bear 1988). Die Feldkapazität hängt u.a. von der Bodenstruktur und -textur, Korngrößenverteilung, Permeabilität, der Temperatur und dem Luftdruck ab. Für Kippböden z.B. variiert sie im Durchschnitt um mehr als 20 % (Wünsche 1995, Biemelt 1997, pers. Mitt.). Tabelle 4 listet die Mittelwerte und Standardabweichungen der bodenphysikalischen Größen für verschiedene Böden. Um die Fehler in der Bestimmung der Wasserverfügbarkeit für die verschiedenen Böden vergleichen zu können, wird in Abbildung 7 die prozentuale Wasserverfügbarkeit angegeben. Dabei entsprechen 100% der jeweiligen maximalen Wasserverfügbarkeit, d.h. der Differenz $\eta_{fc} -$

η_{pwp} . Bei der Bestimmung des Fehlers wurde angenommen, dass die Wasserpotentiale bei Feldkapazität und am permanenten Welkepunkt mit der gleichen relativen Genauigkeit bestimmt werden können, wie das Wasserpotential bei Sättigung. Wie aus der Abbildung zu entnehmen ist, verursachen die Unsicherheiten in den bodenphysikalischen Größen geringere Fehler bei hoher Wasserverfügbarkeit. Die Wasserverfügbarkeit ist somit in Zeiten hoher Wasserverfügbarkeit besser vorhersagbar als in Zeiten von Dürre. Auch findet man eine starke Abhängigkeit des relativen Fehlers vom jeweiligen Bodentyp.

Tab. 4. Bodenparameter als Funktion der 11 USDA (United States Department of Agriculture) Texturklassen (nach Clapp und Hornberger 1978). Die zugehörigen Standardabweichungen sind eingeklammert.

Bodentyp	η_s (m^3/m^3)	ψ_s (m)	b
Sand	0.395 (0.056)	-0.121 (0.143)	4.05 (1.78)
Lehmiger Sand	0.410 (0.068)	-0.090 (0.124)	4.38 (1.47)
Sandiger Lehm	0.435 (0.086)	-0.218 (0.310)	4.90 (1.75)
Schluffiger Lehm	0.485 (0.059)	-0.786 (0.512)	5.30 (1.96)
Lehm	0.451 (0.078)	-0.478 (0.512)	5.39 (1.87)
Sandig-toniger Lehm	0.420 (0.059)	-0.299 (0.378)	7.12 (2.43)
Schluffig-toniger Lehm	0.477 (0.057)	-0.356 (0.378)	7.75 (2.77)
Toniger Lehm	0.476 (0.053)	-0.630 (0.510)	8.52 (3.44)
Sandiger Ton	0.426 (0.057)	-0.153 (0.173)	10.40 (1.64)
Schluffiger Ton	0.492 (0.064)	-0.490 (0.621)	10.40 (4.45)
Ton	0.482 (0.050)	-0.405 (0.397)	11.40 (3.70)

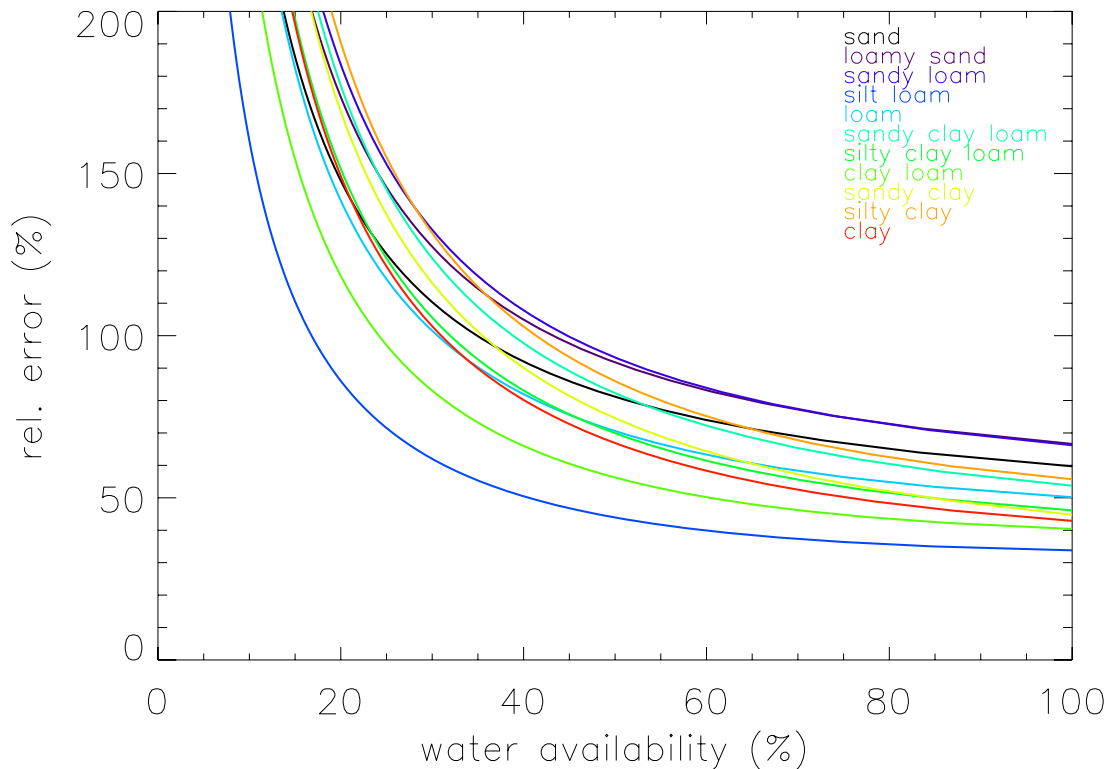


Abb. 7. Relativer Fehler in der berechneten Wasserverfügbarkeit für verschiedene Böden.

3.3.3 Untersuchungen mit dem 3D-Modell

Um einen ersten Eindruck der durch die Notwendigkeit, pflanzenphysiologische und bodenphysikalische Parameter im 3D-Modell vorgeben zu müssen, bedingten Unsicherheit in den für die Wasserverfügbarkeit relevanten Größen (z.B. Evapotranspiration, Wolken- und Niederschlagsbildung) zu gewinnen, wurden verschiedene Pflanzen- und Bodenparameter sowie Oberflächencharakteristika (stomatärer Widerstand, Rauigkeitslänge, Albedo, Emissivität, Feldkapazität, Kapillarität, thermische Leitfähigkeit, volumetrische Wärmekapazität, subskalige Heterogenität, subskalige Inhomogenität) um ihre natürliche Schwankungsbreite verringert bzw. erhöht und mit diesen Parametern bzw. Charakteristika Simulationen durchgeführt (Mölders 2001). Die Ergebnisse zeigen eine höhere Sensitivität der Evapotranspiration auf die Wahl der Werte für die stomatären Widerstände sowie Rauigkeitslänge und den Grad der subskaligen Heterogenität oder die Inhomogenität als für die anderen untersuchten Parameter. Die Aufteilung des zur Niederschlagsbildung zur Verfügung stehenden überschüssigen Wasserdampfs zwischen Eis- und Flüssigphase bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt wird insbesondere durch die Wahl der Werte für die Feldkapazität, Kapillarität, die volumetrische Wärmekapazität, thermische Leitfähigkeit und Emissivität der Oberfläche beeinflusst.

Die hier vorgestellten Techniken können bei komplexen Modellen wie den Boden-Vegetationsmodulen nur bedingt angewandt werden und nur bedingt einen Eindruck auf die zu erwartenden Fehler geben. Bei den Prozessen im Boden und an der Erdoberfläche bestehen sekundäre Abhängigkeiten, so dass das zu bestimmende System der Unsicherheit wesentlich komplexer wird als in den hier dargestellten stark vereinfachten Beispielen. Das System muss dann an jedem Gitterpunkt gelöst werden.

3.3.4 Auswirkung der Klassifikation

Die Ergebnisse von Studien, die unter Einbeziehung von pflanzenphysiologischen Parametern der Klasse „cropland“ bzw. „cultivation“ und deren Unterklassen (z.B. Kartoffeln, Weizen, Gerste) sowie der Klasse „grassland“ und deren Unterklassen (z.B. Weidelgras, Klee) durchgeführt wurden, zeigen, dass die Klassifizierung im Einzelfall beträchtliche Fehler liefern kann, wenn z.B. das gesamte als „cropland“ bzw. „cultivation“ klassifizierte Gebiet mit Kartoffeln bewachsen ist. Leider stehen keine detaillierteren Datensätze als die USGS-, CORINE¹- und SiB-Datensätze mit solch hoher Auflösung zur Verfügung. Daraus ergeben sich selbstverständlich für alle Modellierer Schwierigkeiten, die in den Parametrisierungen notwendigen Parameter optimal festzulegen.

Neben der hier dargelegten Unsicherheit durch die Heterogenität der Vegetationstypen innerhalb einer Landnutzungs Klasse kommt noch die Unsicherheit durch die natürliche Heterogenität des Gebietes hinzu, dessen Landnutzung im Modell durch die in der Gitterzelle/Untergitterzelle dominierende Landnutzungs Klasse repräsentiert wird. Untersuchungen zur Auswirkung der subskaligen Heterogenität einer Gitterzelle zeigen, dass in humiden Gebieten die Evapotranspiration und Wasserverfügbarkeit überschätzt wird, weil meist trockener Gebiete (z.B. Siedungen, Heide, Strandflächen) subskalig und somit unterrepräsentiert sind. Umgekehrt wird in ariden Gebieten die Evapotranspiration und Wasserverfügbarkeit unterschätzt (siehe auch Mölders und Raabe 1996).

¹ Der CORINE-Datensatz unterscheidet die Landnutzung ebenfalls nicht weiter als der SiB- oder USGS-Datensatz.

Untersuchungen zur Auswirkung unterschiedlicher Heterogenität auf die berechnete Evapotranspiration wurden anhand verschiedener synthetischer Landschaften für mittlere Breiten im Frühjahr bei niedriger Stratusbewölkung durchgeführt. Die Simulationsergebnisse belegen, dass die Oberflächenheterogenität die Evapotranspiration, die Vertikalwinde und das Wolkenwasser nicht-linear beeinflusst, vorausgesetzt, die Flächen gleichen Oberflächentyps betragen 10 km oder mehr (Friedrich und Mölders 2000). Ein im Modellgebiet dominierender Flächenanteil an gering evapotranspirierenden, aber stark aufheizenden Flächen führt bei geringem Heterogenitätsgrad (d.h. bei großer Ausdehnung der Einzelflächen) zu höheren Wolkenwassergehalten als ein großer Heterogenitätsgrad oder geringer Heterogenitätsgrad mit einer Dominanz der stark evapotranspirierenden Flächen. Die Ergebnisse von Simulationen mit gleichen prozentualen Anteilen unterschiedlicher Landnutzung in unterschiedlicher Anordnung legen nahe, dass die Anordnung und Größe der Flächen die Gesamtevapotranspiration im Gebiet entscheidend mitbestimmt (Friedrich und Mölders 2000). Zu bestimmten Tageszeiten kann man mit dem im Gebiet nicht-dominierenden Landnutzungstyp die Flüsse im Gebiet besser simulieren als mit dem dominanten Landnutzungstyp (s. auch Friedrich et al. 2000).

3.3.5 Entwicklungsdynamik

Zur Auswirkung der Entwicklungsdynamik der pflanzenphysiologischen Parameter wurden zahlreiche Studien für einen Zeitraum von 2050 Tagen durchgeführt. Daten der Vegetationsparameter (Höhe, Wurzeltiefe, Bestandsschluss) lagen etwa alle 10 Tage für die Lysimeterstation Brandis vor. Ferner wurden in weiteren Studien die Albedo und Emissivität variiert. Simulationen wurden mit einer ausgekoppelten Version von HTSVS (1) mit diesen sich ändernden Parametern und alternativ (2) mit für die jeweiligen Pflanzentypen fest vorgegeben Parametern bzw. (3) mit über den gesamten Simulationszeitraum festgehaltenen Parametern durchgeführt. Dabei wurde HTSVS mit stündlichen meteorologischen Daten (Wind, Temperatur, relative Feuchte, Globalstrahlung, Druck, Bewölkung) angetrieben, die an der Lysimeterstation Brandis von der Anlagenbetriebsgesellschaft bzw. z.T. an einer benachbarten Station erhoben worden waren.

Die berechneten akkumulierten Summen der Grundwasserneubildung (= für den Menschen verfügbares Wasser) und der Wasserdampfabgabe an die Atmosphäre sowie die zeitlichen Verläufe dieser Größen wurden mit den Messungen verglichen, die für jeweils 3 Lysimeter gleicher Bauart und gleichen Bodentyps in Brandis ebenfalls erhoben worden waren. Den Sensitivitätsuntersuchungen zu Folge, kann die sich mit dem Entwicklungsstadium der Vegetation ändernde Albedo und Emissivität sowie der Blattflächenindex und der Abschattungsfaktor auf die berechneten Energie- und Wasserflüsse und somit auf die Wasserverfügbarkeit auswirken (Mölders 2001, Mölders et al. 2001a). Jedoch bleiben bei im Rahmen der natürlichen Variabilität der Albedo und Emissivität gewählten Werten die Unterschiede in den über 2050 Tagen akkumulierten Summen der Grundwasserneubildung und der Wasserdampfabgabe an die Atmosphäre im 10 % Fehlerbereich der beobachteten Summen (s. Abb. 8, Tab. 5). Abschattungsfaktor und Blattflächenindex wirken sich stärker aus als Veränderungen in Albedo und Emissivität so lange diese Werte plausibel gewählt sind.

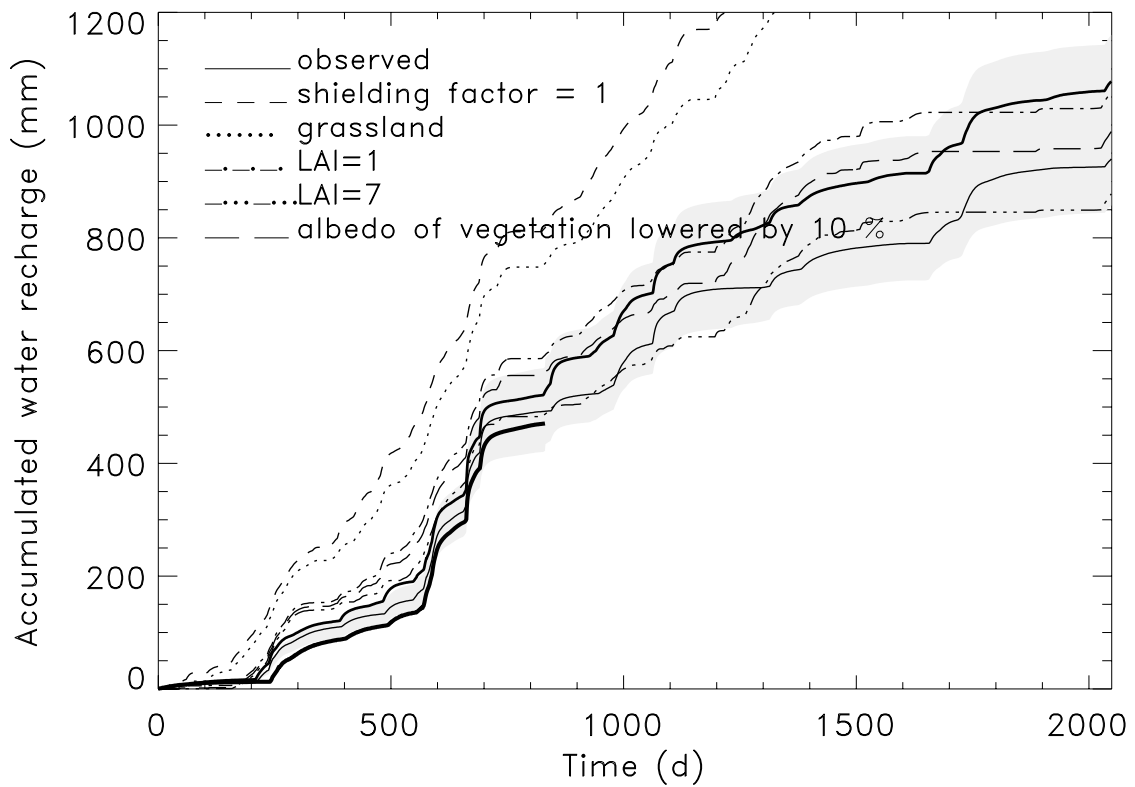


Abb. 8. Auswirkung der Albedo, des LAI und des Abschattungsfaktors auf die berechnete akkumulierte Grundwasserneubildung, d.h., das für den Menschen verfügbare Wasser, im Vergleich zu den beobachteten Werten. Die graue Fläche kennzeichnet den 15 %-Fehlerbereich bestimmt aus dem akkumulierten Mittel der drei bzw. nach Beenden der Messungen an Lysimeter 5.3 der verbleibenden zwei Lysimeterbeobachtungen. Die unterschiedlich dicken durchgezogenen Linien sind die mit den drei baugleichen Lysimetern gleichen Bodentyps bestimmten akkumulierten Mengen der Grundwasserneubildung.

Tab. 5. Mittelwerte und Root-mean-square-Fehler für einige ausgewählte Sensitivitätsstudien zum Einfluss verschiedener Größen, Anfangs- und Randbedingungen oder Parametrisierungen sowie der Genauigkeit einiger Größen auf die berechnete Grundwasserneubildung und die berechnete Wasserdampfabgabe an die Atmosphäre. Die Mittelwerte der beobachteten Wasserdampfabgabe an die Atmosphäre und Grundwasserneubildung betragen für Lysimeter 5.1, 1.392 mm/d und 0.526 mm/d für Lysimeter 5.2 sowie 1.543 und 0.566 für Lysimeter 5.3 (aus Mölders et al. 2001). Die Messungen von Lysimeter 5.3 wurden am 9. Mai 1994 eingestellt.

Simulation	\bar{E} (5.1)	rms _E (5.1)	\bar{R} (5.1)	rms _R (5.1)	\bar{E} (5.2)	rms _E (5.2)	\bar{R} (5.2)	rms _R (5.2)	\bar{E} (5.3)	rms _E (5.3)	\bar{R} (5.3)	rms _R (5.3)
Reference simulation	1.550	1.105	0.491	0.755	1.547	1.121	0.491	0.802	1.627	1.047	0.667	0.876
R _i ↓ Idso and Jackson (1969)	1.810	1.099	0.333	0.736	1.969	1.288	0.329	0.788	2.029	1.185	0.406	0.852
R _i ↓ Croley (1989)	1.971	1.254	0.337	0.710	1.512	1.097	0.452	0.950	1.662	1.118	0.624	1.041
R _i ↓ Eppel et al. (1995)	1.674	1.051	0.417	0.746	1.671	1.069	0.409	0.805	1.716	0.978	0.527	0.854
Without roots	1.561	1.125	0.654	0.906	1.555	1.141	0.632	0.921	1.640	1.085	0.745	0.921
z _d = 0.3 m	1.516	1.066	0.466	0.741	1.515	1.079	0.480	0.794	1.614	1.043	0.672	0.877
Without soil frost	1.418	0.977	0.453	0.734	1.416	0.986	0.459	0.790	1.560	0.982	0.651	0.866
Without soil frost, granulation	1.398	1.091	0.435	0.831	1.394	1.093	0.431	0.863	1.671	1.115	0.630	0.993
Without soil frost, granulation, pf-curve	1.436	1.076	0.445	0.867	1.430	1.081	0.444	0.908	1.675	1.117	0.640	1.037
Without snow effects	1.567	1.105	0.431	0.755	1.563	1.120	0.433	0.805	1.812	1.180	0.310	1.365
ρ _{snow} =400 kg/m ³	1.549	1.104	0.492	0.756	1.544	1.122	0.480	0.799	1.625	1.048	0.648	0.869
Without new parameterizations	1.346	0.985	0.468	0.785	1.344	0.972	0.463	0.825	1.585	1.030	0.357	1.382
T _s (-8.25 m)= 282 K	1.530	1.100	0.497	0.761	1.526	1.117	0.495	0.808	1.607	1.049	0.682	0.881
T _s (-8.25 m)= 295 K	1.556	1.106	0.474	0.746	1.552	1.122	0.486	0.802	1.632	1.045	0.662	0.873
Initial moisture profile 0.6η _{fc}	1.549	1.104	0.478	0.751	1.547	1.121	0.490	0.803	1.626	1.045	0.666	0.876
Initial moisture profile 0.8η _{fc}	1.550	1.105	0.490	0.758	1.546	1.122	0.491	0.804	1.627	1.046	0.672	0.880
Initial moisture profile η _{fc}	1.552	1.108	0.506	0.819	1.548	1.125	0.509	0.865	1.630	1.055	0.709	1.006
Initial moisture profile η _{pwp}	1.527	1.085	0.483	0.730	1.526	1.103	0.487	0.784	1.590	1.003	0.627	0.834
Variation of precipitation	1.821	1.325	0.278	0.726	1.409	1.151	0.192	1.117	1.442	1.068	0.062	1.335
Variation of temperature (±0.2 K)	1.547	1.101	0.512	0.748	1.543	1.118	0.517	0.795	1.625	1.046	0.668	0.876
Variation of wind speed (±0.5 m/s)	1.542	1.093	0.501	0.752	1.538	1.108	0.503	0.799	1.621	1.045	0.640	0.865
Variation of global radiation (±10%)	1.538	1.089	0.499	0.757	1.533	1.106	0.486	0.800	1.618	1.041	0.671	0.878
Variation of humidity (±0.5 g/kg)	1.615	1.092	0.449	0.737	1.538	1.114	0.508	0.801	1.620	1.044	0.668	0.876
Variation of cloud cover (±10 %)	1.447	1.103	0.560	0.791	1.440	1.119	0.557	0.810	1.543	1.067	0.742	0.911
Granulation	1.468	1.070	0.403	0.854	1.464	1.080	0.405	0.898	1.662	1.118	0.624	1.041
pf-curve and granulation	1.518	1.086	0.447	0.901	1.512	1.097	0.452	0.949	1.670	1.119	0.657	1.102
pf-curve, granulation, skeleton	1.100	0.985	0.526	0.674	1.085	1.015	0.507	0.752	1.134	0.933	0.680	0.822
Soil torsion α _T =0.5	1.550	1.105	0.492	0.755	1.547	1.122	0.491	0.803	1.627	1.047	0.667	0.876
α _S = α _f	1.544	1.119	0.500	0.758	1.541	1.137	0.504	0.802	1.594	1.050	0.693	0.883
ε _f = 1	1.543	1.102	0.495	0.756	1.539	1.118	0.495	0.803	1.618	1.045	0.673	0.879
α _f = 1.1 α _f (Tab. 1)	1.447	1.094	0.498	0.757	1.531	1.110	0.499	0.805	1.603	1.037	0.646	0.868
α _f = 0.9 α _f (Tab. 1)	1.565	1.113	0.483	0.751	1.562	1.133	0.484	0.801	1.645	1.055	0.656	0.870
LAI = 1	1.471	1.062	0.518	0.772	1.469	1.063	0.511	0.812	1.598	1.046	0.654	0.873
LAI = 7	1.686	1.240	0.429	0.729	1.679	1.268	0.436	0.794	1.787	1.159	0.578	0.849
σ = 0 (bare soil)	1.822	1.325	0.278	0.726	1.824	1.374	0.281	0.802	2.127	1.459	0.375	0.869
σ = 1	1.285	1.101	0.670	0.831	1.280	1.096	0.671	0.855	1.279	1.030	0.881	0.971
Grassland all the time	1.124	1.028	0.821	0.945	0.944	1.046	0.873	1.056	0.961	1.052	1.093	1.181

3.3.6 Heterogenität der Böden und Genauigkeit der bodenphysikalischen Parameter

Die Tabelle 6 listet die Mittelwerte und Root-mean-square-Fehler des Vergleichs der Simulationsergebnisse mit den Messungen drei baugleicher Lysimeter, die denselben Bodentyp enthalten. Wie man aus der Tabelle entnehmen kann, führt die natürliche Heterogenität der Böden schon zu Unterschieden im Verhalten für die akkumulierte Grundwasserneubildung und Wasserdampfabgabe an die Atmosphäre von 15 % und 4 % für die 2050 Tageperiode. In dem kürzeren Zeitraum von 832 Tagen liegen die maximalen Unterschiede in der akkumulierten Grundwasserneubildung und Wasserdampfabgabe an die Atmosphäre bei 16 % bzw. 4 %.

Tab. 6. Mittelwerte und Root-mean-square-Fehler für Wasserverfügbarkeit und Wasserdampfabgabe an die Atmosphäre für drei baugleiche Lysimeter gleichen Bodentyps in Brandis. Da das Lysimeter 5.3 1994 geöffnet wurde, um die Bodenparameter erneut zu bestimmen, beziehen sich die Angaben auf die 832-Tageperiode, in der stündliche meteorologische Daten sowie alle drei Lysimeter existierten. Die Statistik für die 2050-Tageperiod für Lysimeter 5.1 und 5.2 ist in Klammern gegeben.

	5.1	5.2	5.3	rms (5.1:5.2)	rms (5.1:5.3)	rms(5.2:5.3)
Wasserabgabe an die Atmosphäre	1.515 (1.447)	1.465 (1.392)	1.543	0.454 (0.415)	0.495	0.593
Grundwasserneubildung	0.592 (0.459)	0.634 (0.526)	0.566	0.313 (0.324)	0.367	0.529

Für die Bestimmung der bodenphysikalischen Größen gibt es verschiedene Verfahren. Die Bodenparameter der Bodenmonolithen der Lysimeter in Brandis wurden alternativ mit der pf-Kurvenmethode sowie über die Körnung bestimmt. Ferner wurde bei der Monolithengewinnung das Skelett bestimmt. Aus diesen Größen wurden nun alternativ und in Kombination die Porosität, die Feldkapazität und der permanente Welkepunkt hergeleitet (s. Haferkorn 2000). Unter Anwendung der Theorie von de Vries (1957), Philip und de Vries (1957) und Philip (1958) sowie der von Dingman (1993) angegebenen Wasserpotential bei Feldkapazität und Welkepunkt ergeben sich die in Tabelle 7 angegebenen Werte für die Korngrößenverteilung und das Wasserpotential bei Sättigung. Die Ergebnisse von Simulationen, die für die drei baugleichen und mit denselben Böden gefüllten Lysimeter unter alternativer Verwendung der in Tabelle 7 angegebenen bodenphysikalischen Größen durchgeführt wurden, belegen, dass die Genauigkeit mit der die Grundwasserneubildung und Wasserverfügbarkeit berechnet werden können, von der Art und Weise abhängt, wie die bodenphysikalischen Parameter erhoben wurden und wie repräsentativ die untersuchte Probe jeweils für die im Lysimeter enthaltenen Böden ist. So kommt es, dass mit den unterschiedlich hergeleiteten Parametern je nach Lysimeter bessere oder schlechtere Ergebnisse im Vergleich zur Messung erzielt werden (Tab. 6). Der Fehler der akkumulierten Summe liegt unter 15 %, oft sogar geringer. Im Falle der Parameter, die unter Einbezug des Skeletts hergeleitet wurden, liegt der Fehler der berechneten Grundwasserneubildung nur für ein Lysimeter unter 10 % (Abb. 9). Für dieses Lysimeter ist auf Grund der natürlichen Heterogenität der Böden möglicherweise der Skelettanteil, der bei Gewinnung der Lysimeter ermittelt wurde, repräsentativer als für die anderen Lysimeter. Die berechnete Wasserdampfabgabe an die Atmosphäre bleibt im 10 % Fehlerbereich außer im Falle der Einbeziehung des Bodenskelettes.

Tab. 7. Bodenprofileigenschaften wie sie in den Studien mit der ausgekoppelten Version von HTSVS für die Lysimeter in Brandis verwendet wurden. Hier sind k_s , η_s , b , Ψ_s , und c_{sD_s} die hydraulische Leitfähigkeit bei Sättigung, die Porosität (sie entspricht dem volumetrischen Wassergehalt bei Sättigung), die Porengrößenverteilung, das Wasserpotential bei Sättigung und die spezifische Wärmekapazität des trockenen Bodenmaterial. Die Werte wurden aus der pf-Kurve, der Korngrößenverteilung, unter Verwendung der Daten aus der pf-Kurve und der Korngrößenverteilung sowie unter Einbeziehen der pf-Kurve, der Korngrößenverteilung und des Skeletts bestimmt.

Schicht	k_s	η_s	B	Ψ_s	c_{sD_s}
M	10^{-4} m/s	m^3/m^3	--	M	$10^5 Jm^{-3}K^{-1}$
0.000-0.025	1.800	0.400 (0.360, 0.360, 0.400)	2.84 (2.41, 2.6, 3.82)	-2.09 (-2.21, -2.12, -0.62)	9.34336
0.025-0.052	1.800	0.400 (0.360, 0.360, 0.400)	2.84 (2.41, 2.6, 3.82)	-2.09 (-2.21, -2.12, -0.62)	9.34336
0.052-0.107	1.800	0.400 (0.360, 0.360, 0.400)	2.84 (2.41, 2.6, 3.82)	-2.09 (-2.21, -2.12, -0.62)	9.34336
0.107-0.220	1.800	0.400 (0.360, 0.360, 0.400)	2.84 (2.41, 2.6, 3.82)	-2.09 (-2.21, -2.12, -0.62)	9.34336
0.220-0.454	1.978	0.382 (0.360, 0.360, 0.382)	3.00 (2.47, 2.65, 3.51)	-1.22 (-2.00, -1.94, -0.36)	8.79037
0.454-0.938	2.200	0.360 (0.360, 0.360, 0.360)	3.21 (3.33, 3.33, 3.13)	-0.13 (-0.39, -0.40, -0.03)	8.10000
0.938-1.936	1.995	0.367 (0.371, 0.371, 0.367)	3.11 (3.41, 3.41, 3.06)	-0.19 (-0.26, -0.26, -0.09)	8.16064
1.936-3.996	1.127	0.400 (0.430, 0.430, 0.400)	2.77 (2.93, 2.93, 2.81)	-0.48 (-0.28, -0.18, -0.34)	8.63047
3.996-8.250	1.100	0.400 (0.420, 0.420, 0.400)	2.71 (2.87, 2.87, 2.75)	-0.47 (-0.27, -0.18, -0.34)	8.42600

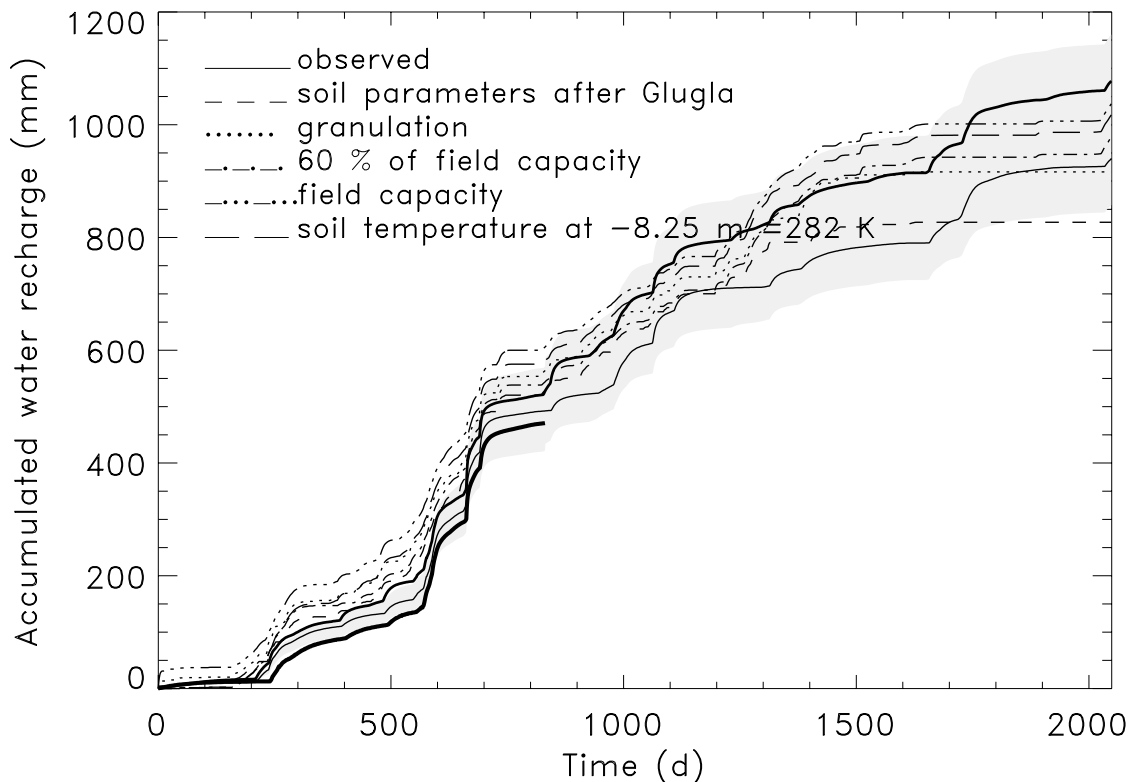


Abb. 9. Auswirkung der Art der Bodenparameterbestimmung auf die berechnete akkumulierte Grundwasserneubildung, d.h., das für den Menschen verfügbare Wasser, im Vergleich zu den beobachteten Werten. Die graue Fläche kennzeichnet den 15 %-Fehlerbereich bestimmt aus dem akkumulierten Mittel der drei bzw. nach Beenden der Messungen an Lysimeter 5.3 der verbleibenden zwei Lysimeterbeobachtungen. Die unterschiedlich dicken durchgezogenen Linien sind die mit den drei baugleichen Lysimetern gleichen Bodentyps bestimmten akkumulierten Mengen der Grundwasserneubildung.

3.4 Auswirkung von Anfangs- und Randwerten

Es existieren keine großräumigen dreidimensionalen Verteilungen der Bodenfeuchte und Bodentemperatur, wie sie zum Initialisieren einer dreidimensionalen Simulation mit einem mesoskaligen Modell benötigt werden. Man verwendet daher oft die Daten aus der vorherigen Simulation (z.B. im Lokal-Modell des Deutschen Wetterdienstes; s. Müller et al. 1996) oder aus der Reanalyse (z.B. Chen und Dudhia 2001a, b). Außerdem gibt es keine Daten für die Bodentemperatur und -feuchte in der Tiefe, die die untere Randbedingung eines jeden Boden-Vegetationsmodells bilden. In der Regel werden hier im Falle der Bodentemperatur klimatologische Werte gesetzt (z.B. Heise und Jacobson 1982, Chen und Dudhia 2001a, b). Deshalb wurden eindimensionale Untersuchungen zum Einfluss der Anfangs- und Randwerte der Bodenfeuchte und Bodentemperatur auf die berechnete Wasserverfügbarkeit und die Wasserdampfabgabe an die Atmosphäre durchgeführt und deren Ergebnisse mit den in Brandis gemessenen Lysimeterdaten verglichen. Es zeigt sich, dass bei Langzeitintegrationen über mehrere Jahre die Rand- und Anfangsbedingungen nur unwesentlich auf die berechneten akkumulierten Summen der Wasserverfügbarkeit und der Wasserdampfabgabe an die Atmosphäre auswirken und die berechneten Summen fast immer im 10 % Fehlerbereich liegen.

3.5 Auswirkung von Parametrisierungen

In meteorologischen Modellen müssen viele für Berechnung der Wasserverfügbarkeit notwendige meteorologische Antriebsgrößen (z.B. atmosphärische Gegenstrahlung) berechnet werden. Dafür gibt es in der Regel verschiedene semi-empirische Parametrisierungen. Hier wurden nun beispielhaft vier Ansätze, nämlich der von Bolz und Falkenberg (1949)

$$R_{lf\downarrow} = R_{ls\downarrow} = \sigma T_a^4 (0.52 + 0.065e_a^{0.5}) (1 + 0.22 c^2), \quad (23)$$

Idso und Jackson (1969)

$$R_{ls\downarrow} = \frac{\sigma}{\varepsilon_s} ((\varepsilon_s - 1)T_s^4 + (\varepsilon_a(1-c) + c)T_a^4) \quad (24)$$

$$R_{lf\downarrow} = \frac{\sigma}{\sigma_f \varepsilon_f + (1 - \sigma_f) \varepsilon_g} (\sigma_f (\varepsilon_f - 1)T_f^4 + (1 - \sigma_f)(\varepsilon_g - 1)T_g^4 + (\varepsilon_a(1-c) + c)T_a^4) \quad (25)$$

mit einer atmosphärischen Emissivität von

$$E_a = 1 - 0.261 \exp(-7.77 \cdot 10^{-4} (273 - T_a)^2), \quad (26)$$

Eppel et al. (1995)

$$R_{ls\downarrow} = ((1-c)\varepsilon_a + c(\varepsilon_a + (1-\varepsilon_a)(1 - \frac{53.6}{T_s})))\sigma T_a^4 \quad (27)$$

$$R_{lf\downarrow} = ((1-c)\varepsilon_a + c(\varepsilon_a + (1-\varepsilon_a)(1 - \frac{53.6}{\sigma_f T_f + (1-\sigma_f)T_g})))\sigma T_a^4 \quad (28)$$

mit einer atmosphärischen Emissivität von

$$\varepsilon_a = 0.65 + 5.95 \cdot 10^{-7} \frac{q_v p}{0.623} \exp(\frac{1500}{T_a}), \quad (29)$$

sowie der von Croley (1989)

$$R_{ls\downarrow} = \sigma((1-\varepsilon_s)\varepsilon_a T_a^4 + \varepsilon_s T_s^4) \quad (30)$$

$$R_{lf\downarrow} = \sigma((\sigma_f \varepsilon_f + (1-\sigma_f)\varepsilon_g)(1-\varepsilon_a)T_a^4 + \sigma_f T_f^4 + (1-\sigma_f)T_g^4) \quad (31)$$

mit

$$\varepsilon_a = (0.53 + 0.065e_a^{0.5})(1 + 0.4c) \quad (32)$$

für die Bestimmung der atmosphärischen Gegenstrahlung anhand der Lysimeterdaten von Brandis getestet. Hier stehen $R_{lf\downarrow}$ oder $R_{ls\downarrow}$ jeweils für die langwellige Gegenstrahlung über der Oberfläche des Boden-Vegetation-Systems bzw. des Schnees. Die drei letztgenannten Ansätze sind hier in ihrer Abbildung auf die Modellphilosophie von HTSVS dargestellt. Hier

stehen T_a und e_a für die beobachteten Werte von Lufttemperatur und Wasserdampfdruck. Die Daten des Bedeckungsgrads, c , wurden von einer nahegelegenen Station genommen. Da für die Emissivität des Bodens keine Messungen vorlagen, wurde diese Größe in Einklang mit anderen Autoren auf 0.95 gesetzt (z.B. Oke 1978, Pielke 1984).

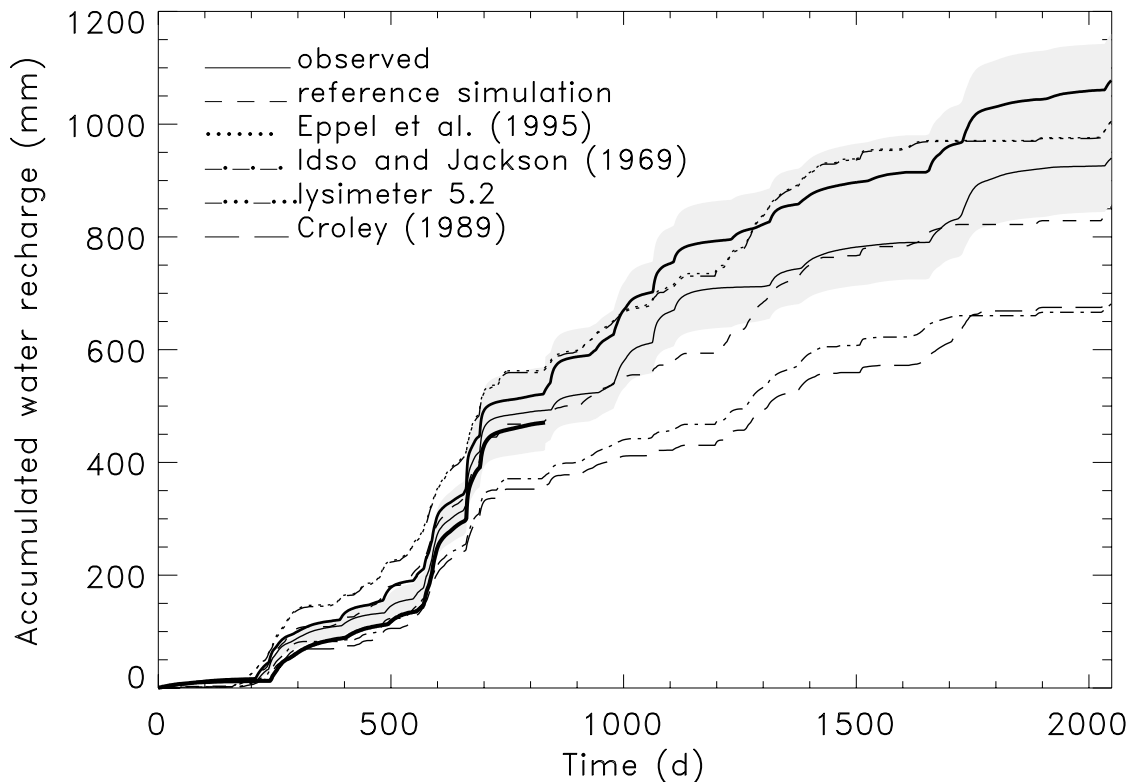


Abb. 10. Auswirkung der Parametrisierung der langwelligen atmosphärischen Gegenstrahlung auf die berechnete akkumulierte Grundwasserneubildung, d.h., das für den Menschen verfügbare Wasser, im Vergleich zu den beobachteten Werten. Die graue Fläche kennzeichnet den 15 %-Fehlerbereich bestimmt aus dem akkumulierten Mitteln der drei bzw. nach Beenden der Messungen an Lysimeter 5.3 der verbleibenden zwei Lysimeterbeobachtungen. Die unterschiedlich dicken durchgezogenen Linien sind die mit den drei baugleichen Lysimetern gleichen Bodentyps bestimmten akkumulierten Mengen der Grundwasserneubildung.

Die Methoden führen zu absoluten Differenzen in der langwelligen Gegenstrahlung von bis zu 143.2 Wm^{-2} (s. auch Tab. 8), wobei die Größe der Unterschiede mit der Jahreszeit variiert. Es zeigt sich, dass die berechnete Wasserverfügbarkeit und Wasserdampfabgabe an die Atmosphäre stark von der Art der Berechnung der atmosphärischen Gegenstrahlung beeinflusst wird (Tab. 5). Die Abhängigkeit von den zu simulierenden Größen, wie sie bei den Ansätzen von Idso und Jackson (1969), Croley (1989) sowie Eppel et al. (1995) besteht, kann zu erheblichen Fehlern in der berechneten Wasserverfügbarkeit führen (s. Tab. 5). Fehler in den berechneten Oberflächentemperaturen und in der Vorgabe der Emissivität pflanzen sich bei diesen Formulierungen der Berechnung der langwelligen atmosphärischen Gegenstrahlung fort (Abb. 10). Für die eindimensionalen Studien von HTSVS wurde daher der Ansatz von Bolz und Falckenberg (1949) favorisiert, da er unabhängig von anderen zu simulierenden Größen (z.B. der Oberflächentemperatur) ist und auch keine weiteren, nicht beobachteten Parameter (z.B. die Emissivität) benötigt, wie es bei den drei anderen Parameterisierungen der Fall ist.

Tab. 8. Maximale und minimale Differenzen in den berechneten Tagesmittelwerten der langwelligen Gegenstrahlung in Wm^{-2} .

Parameterisierung	Bolz und Falckenberg (1949)	Idso und Jackson (1969)	Croley (1989)	Eppel et al. (1995)
Bolz und Falckenberg (1949)	0.0	-63.6	-143.2	-58.9
Idso und Jackson (1969)	36.2	0.0	-101.3	-28.1
Croley (1989)	48.2	114.4	0.0	-126.4
Eppel et al. (1995)	46.8	9.9	83.8	0.0

3.6 Oberirdischer Abfluss

Es wurden Simulationen mit und ohne Berücksichtigung des Oberflächenabflusses jeweils mit der originären Landnutzung für Südbrandenburg/Nordsachsen und mit einer modifizierten Landnutzung durchgeführt, bei der im originären Landnutzungsdatensatz die Feuchtwiesen und Äcker entlang der Flüsse (s. Abb. 1) durch Auenwälder ersetzt wurden. In der Abbildung 11 werden die Gesamtbeträge des Feuchte-Massenflusses nach 24 Stunden in der untersten Bodenschicht dargestellt, die man als Grundwasserneubildung, d.h. als für den Menschen verfügbares Wasser, interpretieren kann, wenn in den darunter liegenden Schichten keine Senken (z.B. horizontale unterirdische Wasserflüsse) mehr vorhanden sind (Haferkorn 1999, Rühaak 2000, pers. Mitt).

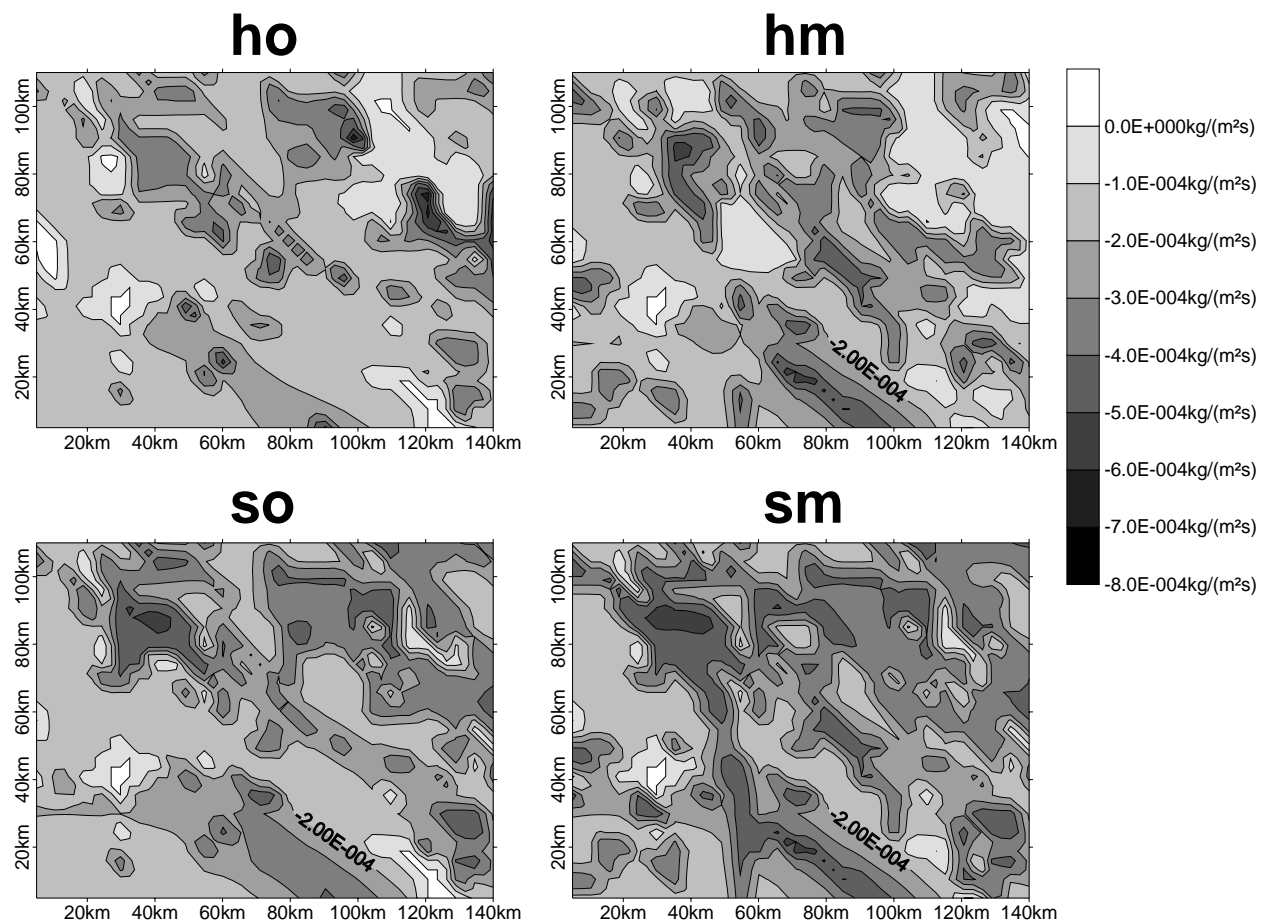


Abb. 11. Feuchte-Massenfluss in der untersten Schicht nach 24h Integrationszeit für die verschiedenen Simulationen (nach Mölders und Rühaak 2000b). Hier stehen ho und so für die Simulationen mit und ohne Berücksichtigung des Abflusses bei originärer Landnutzung sowie hm und sm für die Simulationen mit und ohne Berücksichtigung des Abflusses bei veränderter Landnutzung.

Bei Berücksichtigung des Abflusses werden geringere Bodenwasserflüsse in 1 m Tiefe berechnet als in der ohne deren Berücksichtigung. Das Vorhandensein von Auenwäldern erhöht die Bodenwasserflüsse jedoch in beiden Simulationen. Auffällig ist, dass bei der Simulation unter Berücksichtigung des Abflusses die Auswirkung der Landnutzungsänderungen auf die Bodenwasserflüsse deutlicher zeigen als bei Vernachlässigung des Abflusses. Weitere Details zu diesen Untersuchungen und zur Auswirkung des Oberflächenabflusses auf den Wasserkreislauf findet man bei Mölders und Rühaak (2001a, b; siehe Anhang B). Hier findet man auch Karten, denen der Beitrag des Oberflächenabflusses auf den Wasserkreislauf zu entnehmen ist.

Da viele Flüsse bezüglich der Auflösung in mesoskaligen meteorologischen Modellen mit Abflussmodul subskaliger Natur bleiben, ist zu erwarten, dass die Auswirkungen von Landnutzungsänderungen eher unter- als überschätzt werden, wenn letztere in einer realistischen Größe angenommen werden. Es müssen also geeignete Parametrisierungen für die Beschreibung des subskaligen Abflusses entwickelt und getestet werden.

3.7 Schnee

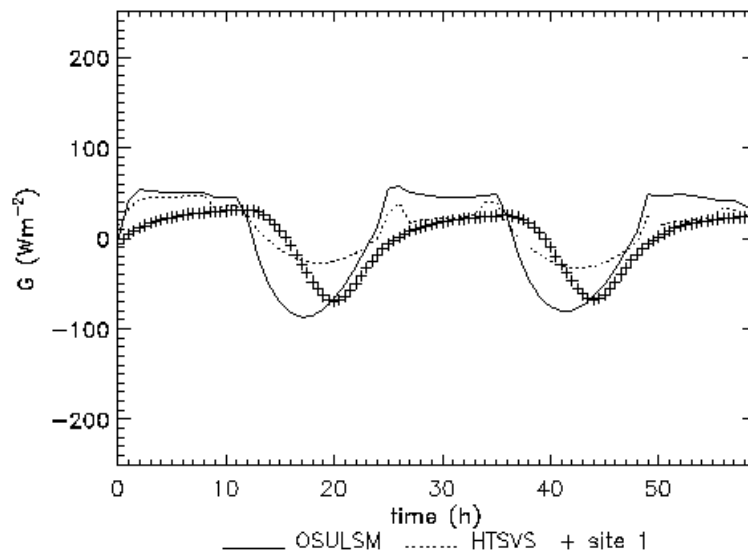
Simulationen mit GESIMA mit und ohne Einsatz des Schneemetamorphosemoduls zeigen, dass bei Berücksichtigung der Schneeprozesse die Schneehöhen realistischer wiedergegeben werden. Das bodennahe Windfeld, die bodennahe Lufttemperatur und -feuchte werden über dem Schneefeld merklich modifiziert, wenn es explizit berücksichtigt wird (Fröhlich 2001). Die Schneehöhe wirkt sich wiederum auf die Bodentemperatur aus.

Weitere von mir durchgeführte Sensitivitätsstudien zeigen, dass eine einfache Parametermodifikation, bei der die Werte von Albedo und Emissivität auf für Schnee typische Werte gesetzt werden, ungeeignet ist, die für Schneetage typischen bodennahen mikroklimatischen Bedingungen zu simulieren (s. Anhang B).

4. Vergleiche mit Arbeiten anderer und Reaktionen der wissenschaftlichen Öffentlichkeit auf die eigenen Arbeiten

Es bestanden drei Anfragen externer Gruppen, das weiterentwickelte HTSVS ebenfalls nutzen zu dürfen, sowie einer weiteren Gruppe, zwecks einer Bestandsaufnahme von SVATS genauere Informationen über das weiterentwickelte HTSVS zu bekommen. Im Rahmen von DEKLIM wurde mit der EURAD-Gruppe aus Köln ein gemeinsamer Antrag gestellt, in dessen Mittelpunkt das HTSVS steht. Für die Bestimmung der trockenen Deposition sind nämlich die Wasserdampf Flüsse im Boden von Bedeutung. Diese berechnet das HTSVS. In Analogie zu diesen Wasserdampf flüssen können nämlich die Gasflüsse im Boden bestimmt werden (s. Kramm 1995). Die geplanten Untersuchungen sollen dazu dienen, zu die Spurenstoff flüsse genauer bestimmen zu können und die Bodenfeuchte und Bodentemperatur besser als bisher initialisieren zu können.

(a)



(b)

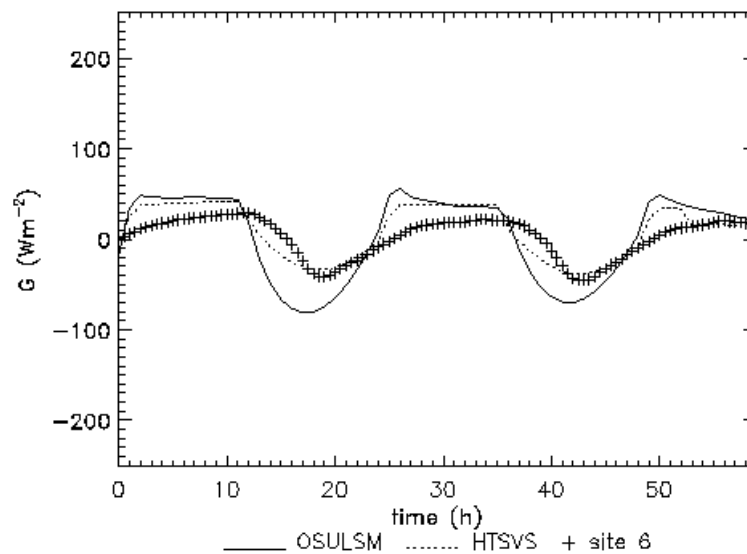


Abb. 12. Wie Abb. 4, aber für den Bodenwärmefluss, G.

Der Vergleich der unter alternativer Verwendung von OSULSM und HTSVS mit MM5 erzielten Ergebnisse zeigte, dass MM5 mit HTSVS im Mittel etwas höhere Oberflächentemperaturen am Tag sowie niedrigere Oberflächentemperaturen in der Nacht liefert als die Standardversion mit dem OSULSM (Mölders et al. 2001b). Diese Unterschiede beruhen im wesentlichen auf der anderen Modellphilosophie. In OSULSM wird nämlich eine gemeinsame Oberflächentemperatur (skin-temperature) für die Vegetation und den Boden angenommen, während in HTSVS für die Oberflächentemperaturen von Blattwerk und Boden durch das gleichzeitige Lösen der Energie- und Wasserbilanzgleichungen sowohl für den Boden als auch für die Vegetation bestimmt werden. Nachts kühlt sich das Blattwerk stärker ab als der Boden, der eine hohe Wärmekapazität aufweist. Folglich nimmt die für eine Gitterzelle mit hohem Vegetationsanteil aus der Blattoberflächen- und Erdoberflächentemperatur flächenanteilmäßig gewichtete Oberflächentemperatur in den Simulationen mit HTSVS stärker ab als die gemeinsame Oberflächentemperatur von Vegetation und Boden in OSULSM. Diese von HTSVS simulierte stärkere Abkühlung des Blattwerks führt zu den

niedrigeren bodennahen Lufttemperaturen, die mit den beobachteten bodennahen Lufttemperaturen besser übereinstimmen als in OSULSM (s. Mölders et al. 2001b).

Beide SVATS liefern im Bereich der Messgenauigkeit gute Ergebnisse (s. z.B. Abb. 4, 5; s. auch Mölders et al. 2001b). Der Hauptunterschied in den Simulationsergebnissen liegt in der Aufteilung der Energie zwischen Bodenwärmefluss sowie den Flüssen fühlbarer und latenter Wärme. Im Mittel liefert OSULSM bessere Ergebnisse für die Flüsse latenter Wärme, während HTSVS die fühlbaren Wärmeflüsse und die Bodenwärmeflüsse (Abb. 12) besser vorhersagt (z.B. Abb. 5).

In den Simulationen mit HTSVS sind die oberen Bodenschichten etwas trockener als in denen mit OSULSM. Ein Vergleich mit den während CASES97 gemessenen Bodenfeuchten zeigt, dass beide SVATS die Bodenfeuchte und somit die Wasserverfügbarkeit überschätzen, jedoch das Profil mit einem Maximum der Bodenfeuchte in ca. 0.2-0.3 m Tiefe gut vorhersagen (s. z.B. Abb. 5). Hierbei schneidet HTSVS etwas besser ab als OSULSM. Wie schon bei HTSVS wird auch bei OSULSM das zweite Maximum in etwa 0.6 m Tiefe nicht simuliert, da in dieser Tiefe aufgrund der in beiden Landoberflächenmodellen mit der Tiefe gröber werdenden Auflösung des Bodenmodellgitters keine Modellschicht liegt.

5. Offene Fragen

5.1 Antrieb des hydrometeorologischen numerischen Werkzeugs mit Daten aus Klimasimulationen

Zurzeit wird am NCAR eine globale Version von MM5 entwickelt, die schon täglich 5-Tage-Vorhersagen liefert (Dudhia 2000, pers. Mitt.). Diese Entwicklung war bei Antragstellung nicht bekannt. Ein Verwenden von MM5 als globalen Antrieb bringt den Vorteil einer in sich konsistenten Modellphysik mit sich. Ein weiterer Vorteil der Klimadaten aus der globalen Version von MM5 ist, dass die Koordinatentransformationen, die zwangsläufig Ungenauigkeiten mit sich bringen, vermieden werden können. Es erschien daher sinnvoll, die Entwicklung der Schnittstelle für den Antrieb von MM5 mit Daten aus einem Klimamodell zunächst zurückzustellen. Sobald die ersten mit dem globalen MM5 durchgeführten Langzeitsimulationen verfügbar sind, ist zu prüfen, ob die damit erzielten Ergebnisse den für das Projekt erforderlichen Kriterien gerecht werden. Gegebenenfalls muss die Schnittstelle für den Antrieb von MM5 mit Daten aus einem anderen Klimamodell dann doch noch entwickelt werden.

5.2 Wurzeln

Leider existieren keine zeitlich und räumlich hochaufgelösten Datensätze der Wurzeltiefe. Die Wurzeltiefe kann aber die Wasserverfügbarkeit merklich beeinflussen. Um zu prüfen, wie sich die variable Wurzeltiefe über längere Zeiträume auswirkt, sind weitere Sensitivitätsstudien notwendig. Eine besondere Schwierigkeit liegt dabei aber auch darin, dass die Wurzeltiefe wiederum von der Wasserverfügbarkeit bestimmt ist und umgekehrt.

5.3 Unsicherheit der Boden- und Pflanzenparameter

Die Genauigkeit, mit der der Energie- und Wasseraustausch an der heterogenen Grenzfläche „Biosphäre/Hydrosphäre-Atmosphäre“ bestimmt werden kann, beeinflusst die Bestimmung und die Zuverlässigkeit der berechneten Wasserverfügbarkeit sehr stark. Deshalb ist es wünschenswert, die Unsicherheit der Ergebnisse des berechneten Energie- und Wasseraustausches zu kennen. Diese Unsicherheit wird durch die Notwendigkeit hervorgerufen, parametrisieren und feste Pflanzen- und Bodenparameter (z.B. Blattflächenindex, stomatare Leitfähigkeit, Albedo, Porosität, Rauheitslänge, etc.) zuweisen zu müssen. Um solche Unsicherheitsuntersuchungen detailliert und weit über den hier vorgestellten Rahmen hinaus durchführen zu können, wurde ein Antrag im Rahmen von AFO2000 gestellt. Dieser Antrag wurde positiv beschieden.

5.4 Initialisierung der Bodenfeuchte- und Bodentemperaturverteilungen sowie der Diskretisierung des Bodens im Bodenmodul

Die Energie- und Wasserflüsse, die Infiltration, der Abfluss, die bodennahen mikrometeorologischen Bedingungen sowie die Wasserverfügbarkeit hängen stark von der Bodenfeuchte- und -temperaturverteilung ab, die zur Beginn der Simulationen plausibel vorgegeben werden müssen (s. auch Abschnitt 3.2, Abb. 5). Leider gibt es kein hochaufgelöstes Messnetz, mit dessen Hilfe ohne entsprechende Verfahren 3D-Anfangsverteilungen dieser Größen bestimmt werden können. Deshalb ist es erforderlich, geeignete Verfahren für die Bereitstellung solcher 3D-Anfangsverteilungen aus den wenigen existierenden Messungen entwickelt werden.

Der Vergleich mit den während CASES97 IOP5 gemessenen und den für diese Episode simulierten Bodenfeuchteprofilen sowie mit den Ergebnissen von Sensitivitätsstudien mit unterschiedlichen Anfangsbodenfeuchteprofilen lässt erwarten, dass die notwendige Diskretisierung des Bodens in einem Bodenmodellgitter eine Unsicherheit bzgl. der berechneten Wasserverfügbarkeit in sich bergen kann, die genauer untersucht werden sollte.

Ein Antrag zu den hier angesprochenen Aufgabestellungen der Bodenfeuchte- und Bodentemperaturinitialisierung sowie der Untersuchung der durch die Diskretisierung des Bodens verursachten Unsicherheit in den Energie- und Wasserflüssen wurde im Rahmen von DEKLIM gestellt.

6. Ausblick

Die im Rahmen des Heisenberg-Stipendiums begonnenen Arbeiten werde ich auch nach der vorzeitigen Rückgabe meines Heisenberg-Stipendiums fortsetzen. Als wesentliche zukünftige Arbeiten sind hier der Abschluss des Einbaus der Wolkenparametrisierung, die im Bericht angesprochenen notwendig erscheinenden Test-, Evaluierungs- und Sensitivitätsstudien sowie die Unsicherheitsanalysen zur Wahl der Parameter und Parametrisierungen zu nennen. Weiter bleibt zu prüfen, ob die mit dem globalen MM5 erzielten Ergebnisse den für die Untersuchung der Wasserverfügbarkeit erforderlichen Kriterien gerecht werden. Gegebenenfalls ist die Schnittstelle für den Antrieb von MM5 mit Daten aus einem anderen Klimamodell dann doch noch zu entwickeln.

Mit dem so modifizierten hydrometeorologischen Modellpaket sollen dann Untersuchungen zur Auswirkung von Landnutzungsänderungen und/oder Klimaänderungen auf die regionale Wasserverfügbarkeit durchgeführt sowie die Auswirkungen vergleichend bewertet werden. Besondere Schwerpunkte sollen dabei auf dem Vergleich der Beeinflussung der Wasserverfügbarkeit in den veränderten und unveränderten Gebieten liegen. Die Verhältnisse der Beiträge von Advektion und lokalem Recycling zum Gebietsniederschlag und somit zur Wasserverfügbarkeit sollen bestimmt werden. Hierbei soll die Größe der jeweiligen Einflusszone der Gebiete veränderter Landnutzung untersucht werden.

7. Danksagung

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) danke ich für die finanzielle Unterstützung dieser Studie durch ein Heisenberg-Stipendium (Förderkennzeichen Mo770/2-1). Der Universität Leipzig sowie dem National Center for Atmospheric Research (NCAR) gilt mein Dank für die mir entgegengebrachte Gastfreundschaft und für die Möglichkeit, dort diese Studien durchführen zu können.

Ich bedanke mich bei U. Starke, K. v. Scheidt, J. Rehnert, F. Weiße, P. Gutjahr-Löser, T. Butz und G. Tetzlaff (alle Universität Leipzig) für ihre Unterstützung bei der Durchführung des Projekts. K. Staake, B. Welzel, H. Uhlig und J. Hesse unterstützten dankenswerterweise tatkräftig die verwaltungstechnischen Arbeiten bei der Antragsstellung und Bearbeitung von BMBF-Projekten. Den Mitarbeitern meiner Arbeitsgruppe, K. Fröhlich, M. Barth, C. Fischer, D. Hinneburg, W. Rühaak und C. Stolle, danke ich für die erfolgreiche Zusammenarbeit. G. Kramm (MFPA Leipzig) stellte das Boden-Vegetationsmodell HTSVS zur Verwendung im Rahmen dieser Studie bereit, wofür ich meinen Dank aussprechen möchte. B. Göbel (Universität Leipzig) danke ich für die Unterstützung bei der Literaturrecherche zu den Wurzel- und Pflanzenparametern. Bei J. Döring (Universität Jena) bedanke ich mich für die Bereitstellung der in Brandis gemessenen meteorologischen Größen. U. Haferkorn (Betriebsanlagengesellschaft Lysimeterstation Brandis) gilt mein Dank für die Lysimeterdaten. F. Chen, J. Dudhia, M. LeMone, B. Grossman (alle NCAR), U. Haferkorn (Betriebsanlagengesellschaft Lysimeterstation Brandis), G. Kramm (MFPA Leipzig) und K.E. Erdmann (emc Leipzig) danke ich für die zahlreichen fruchtbaren Diskussionen.

8. Literatur

- Abbott, M.B., J.C. Bathurst, J.A. Cunge, P.E. O'Connell, J. Rasmussen, 1986. An introduction to the european hydrological system - Systéme Hydrologique Européen, „SHE“, 2: structure of a physically-based, distributed modelling system. *J. Hydrol.* **87**, 61-77.
- Abdalati, W., K. Steffen, 1997. Snowmelt on the Greeland ice sheet as derived from passive microwave satellite data. *J. Climate*, **10**, 165-175.
- Aber, J.D., J.M. Mellilo, 1991. *Terrestrial ecosystems*. Saunders College Publ., Philadelphia, 429 pp.
- Baker, J.M., K.J. Davis, G.C. Liknes, 1999. Surface energy and water balance and boundary layer development during snowmelt. *J. Geophys. Res.* **104D**, 19611-19621.
- Brubaker, K., D. Entekhabi, P. Eagleson, 1993. Estimation of continental precipitation recycling. *J. Clim.* **6**: 1077-1089.
- Cayan, D., 1996. Interannual climate variability and snowpack in the western United States. *J. Climate* **9**, 928-948.
- Canadell, J., R.B. Jackson, 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia* **108**, 583-595.
- Chen, F., Dudhia, J., 2001a: Coupling an advanced land surface hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. *Mon. Wea. Rev.* **129**: 569-585.
- Chen, F., Dudhia, J., 2000b: Coupling an advanced land surface hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part II: Model description and implementation. *Mon. Wea. Rev.* **129**: 587-604.
- Chen, F., K. Mitchell, J. Schaake, Y. Xue, H.-L. Pan, V. Koren, Q.Y. Duan, M. Ek, A. Betts, 1996. Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *J. Geophys. Res.* **101D**: 7251-7268.
- Chen, F., Z. Janjic, K. Mitchell, 1997. Impact of atmospheric surface layer parameterization in the new land surface scheme of the NCEP mesoscale Eta numerical model. *Boundary Layer Meteor.* **185**, 391-421.
- Claussen, M., 1997. Modeling bio-geophysical feedback in the African and Indian monsoon region. *Climate Dynamics* **13**: 247-257.
- Collins, D.C., Avissar, R., 1994: An evaluation with the Fourier amplitude sensitivity test (FAST) of which land-surface parameters are of greatest importance in atmospheric modeling. *J. Climate* **7**, 681-703.
- Copeland, J.H., R.A. Pielke, T.G.F. Kittel, 1996. Potential climatic impacts of vegetation change: A regional modeling study. *J. Geophys. Res.* **101D**: 7409-7418.
- Cosby, B.J. G.M. Hornberger, R.B. Clapp, and T.R. Ginn, 1984. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res.*, **20**, 682-690.
- Cotton, W.R., R.A. Pielke, 1995. *Human impacts on weather and climate*. Cambridge University Press.
- Cline, D.W., 1997. Effect of seasonality of snow accumulation and melt on snow surface energy exchanges at a continental alpine site. *J. Appl. Meteor.* **36**, 32-51.
- Cowan, I.R., 1965. Transport of water in soil-plant-atmosphere system. *J. Appl. Ecol.* **2**, 221-239.
- Cubasch, U., J. Waszekwitz, G. Hegerl, J. Perlwitz, 1995. Regional climate changes as simulated in time-slice experiments. *Climatic Change* **31**: 273-304.
- Dingman, S.L., 1994. *Physical hydrology*. Macmillan Publishing Company, New York, 575pp.
- Dudhia, J., 1993. A non-hydrostatic version of the Penn State/NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.* **121**: 1493-1513.
- Eltahir, E.A.B., R.L. Bras, 1996. Precipitation Recycling. *Rev. Geophys.* **34**: 367-378.
- Federer, C.A., 1979. A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water. *Water Resour. Res.* **15**: 555-562.
- Foster, J., G. Liston, R. Koster, R. Essery, H. Behr, L. Dümenil, D. Verseghy, S. Thompson, D. Pollard, J. Cohen, Snow cover mass intercomparison of General Circulation Models and remotely sensed datasets. *J. Climate* **9**, 409-426.
- Fröhlich, K., 2000. Ein Schneemetamorphose-Modul für ein mesoskaliges Modell. Diplomarbeit, Univ. Leipzig.
- Fröhlich, K., N. Mölders, 2001. Investigations on the impact of explicitly predicted snow metamorphism on the microclimate simulated by a meso- β/γ -scale non-hydrostatic model (eingereicht)
- Gardner, W.R., 1960. Dynamic aspects of water availability to plants. *Soil Sci.* **89**: 63-73.
- Gardner, W.R., C.F. Ehlig, 1963. The influence of soil water on transpiration by plants. *J. Geophys. Res.* **68**: 5719-5724.
- Giambelluca, T.W., M.A. Ridgley, M. Nullet, 1994. Land-use planning and water resources in Hawaii under climate change. In: *Proceedings of the conference on water resources, III*: 107-116.
- Graf, W.H., 1998. *Fluvial hydraulics*. John Wiley & Sons, p. 692.
- Hennessy, K.J., J.M. Gregory, J.F.B. Mitchell, 1997. Changes in daily precipitation under enhanced greenhouse conditions. *Climate Dynamics* **13**: 667-680.
- Jackson, R.B., J. Canadell, J.R. Ehleringer, H.A. Mooney, O.E. Sala, E.D. Schulze, 1996. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia* **108**: 389-411.

- Kittel, T.G.F., F. Giorgi, G.A. Meehl, 1998. Intercomparison of regional biases and doubled CO₂-sensitivity of coupled atmosphere-ocean general circulation model experiments. *Climate Dynamics* 14: 1-16.
- Kleeberg, H.-B., O. Niekamp, 1995. Vorstudie zur Formulierung von Forschungen zur Verfügbarkeit von Wasser. Inst. für Wasserwesen Universität der Bundeswehr, München, Heft 55.
- Kramm, G., 1995. Zum Austausch von Ozon und reaktiven Stickstoffverbindungen zwischen Atmosphäre und Biosphäre. Maraun-Verlag, Frankfurt, p. 268.
- Kramm, G., R. Dlugi, N. Mölders, H. Müller, 1994. Numerical investigations of the dry deposition of reactive trace gases. In: Baldasano, J.M., C.A. Brebbia, H. Power, P. Zannetti (Edn. *Air Pollution II Vol. 1: Computer Simulation*, Computational Mechanics Publications, Southampton, Boston, 285-307.
- Kramm, G., Beier, N., Foken, T., Müller, H., Schröder, P., Seiler, W., 1996. A SVAT scheme for NO, NO₂, and O₃ - Model description and test results. *Meteorol. Atmos. Phys.* 61: 89-106.
- Kramm, G., K.D. Beheng, N. Mölders, 1998. Untersuchungen zur Genauigkeit der Ergebnisse von Wolkenmodellen. *Annalen der Meteorologie* 37: 511.
- LeMone, M.A., R.L. Grossman, R.L. Coulter, M.L. Wesely, G.E. Klazura, G.S. Poulos, W. Blumen, J.K. Lundquist, R.H. Cuenca, S.F. Kelly, E.A. Brandes, S.P. Oncley, R.T. McMillen, B.B. Hicks, 2000. Land-atmosphere interaction research, early results and opportunities in the Walnut river watershed in southeast Kansas: CASES and ABLE. *Bull. American Meteorol. Soc.*, 81, 757-779.
- Martin, P. 1990. Forst succession and climatic change: coupling land-surface processes and ecological dynamics. Ph.D. Thesis NCAR/CT-131.
- McCumber, M.C., and R.A. Pielke, 1981. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale model, I soil layer. *J. Geophys. Res.*, 86, 9929-9938.
- Mölders, N., H. Hass, H.J. Jakobs, M. Laube, A. Ebel, 1994. Some effects of different cloud parameterizations in a mesoscale model and a chemistry transport model. *J. Appl. Meteor.* 33: 527-545.
- Mölders, N., M. Laube, 1994. A numerical study on the influence of different cloud treatment in a chemical transport model on gas phase distribution. *Atmos. Res.* 32: 249-272 .
- Mölders, N., M. Laube, G. Kramm, 1995a. The role of parameterized ice microphysics on cloud structures, dynamics and sulfate distribution. *Transactions* 108-127.
- Mölders, N., M. Laube, G. Kramm, 1995b. On the parameterization of ice microphysics in a mesoscale α weather forecast model. *Atmos. Res.* 39: 207-235.
- Mölders, N., M. Laube, E. Raschke, 1995c. Evaluation of model generated cloud cover by means of satellite data. *Atmos. Res.* 39: 91-111.
- Mölders, N., G. Kramm, M. Laube, A. Raabe, 1997. On the influence of bulk parameterization schemes of cloud relevant microphysics on the predicted water cycle relevant quantities - a case study. *Meteorol. Zeitschr.* 6: 21-32.
- Mölders, N., A. Raabe, 1997. Testing the effect of a two-way-coupling of a meteorological and a hydrologic model on the predicted local weather. *Atmos. Res.* 45: 81-108.
- Mölders, N., G. Kramm, M. Laube, A. Raabe, 1997. On the influence of bulk parameterization schemes of cloud relevant microphysics on the predicted water cycle relevant quantities - a case study. *Meteorol. Zeitschr.* 6: 21-32.
- Mölders, N., 1998. Landscape changes over a region in East Germany and their impact upon the processes of its atmospheric water-cycle. *Meteor. Atmos. Phys.* 68: 79-98.
- Mölders, N., 1999a. Entwicklung eines Moduls zur Untersuchung von Grundwasserneubildung. Zwischenbericht für den Zeitraum vom 1.11.1998 - 30.4.1999. Förderkennzeichen 01LA9849/4, pp. 45.
- Mölders, N., 1999b. On the atmospheric response to urbanization and open-pit mining under various geostrophic wind conditions. *Meteor. Atmos. Phys.* 71: 205-228.
- Mölders, N., 1999c. Einfache und akkumulierte Landnutzungsänderungen und ihre Auswirkungen auf Evapotranspiration, Wolken- und Niederschlagsbildung. *Wiss. Mitt. Leipzig, Band. 15, Habilitationsschrift.*
- Mölders, N., Raabe, A., Beckmann, T, 1999a. A technique to downscale meteorological quantities for the use in hydrologic models - Description and first results. *IAHS Publ.* 254: 89-98.
- Mölders, N., Haferkorn, U., Knappe, S., Döring, J., Kramm, G., 1999b. Evaluation of simulated water budget by means of measurements at Brandis lysimeter station. In: Tetzlaff, G., Grünwald, U. (Edn.), 2. Tagung des Fachausschusses Hydrometeorologie am 15./16. November 1999 in Leipzig, *Wiss. Mitt. Leipzig*, 16: 67-83.
- Mölders, N., 2000. Similarity of microclimate as simulated over a landscape of the Thirties and the Eighties. *J. Hydrometeor.* 1: 330-352.
- Mölders, N., 2001. On the uncertainty in mesoscale modeling caused by surface parameters. *Meteor. Atmos. Phys.* 76: 119-141.
- Mölders, N., Rühaak, W., 2000a. Entwicklung eines Moduls zur Untersuchung von Grundwasserneubildung. Zwischenbericht für den Zeitraum vom 1.5.1999 - 30.4.2000. Förderkennzeichen 01LA9849/4, pp. 75.
- Mölders, N., Rühaak, W., 2000b. Entwicklung eines Moduls zur Untersuchung von Grundwasserneubildung. Zwischenbericht für den Zeitraum vom 1.11.1998 - 31.12.2000. Förderkennzeichen 01LA9849/4, pp. 83.

- Mölders, N., Haferkorn, U., Knappe, S., Döring, J., Kramm, G., 2000. Application of lysimeter- and tensiometer data for evaluation of a module to couple hydrological and atmospheric models. In: Gerold, G. (Ed.), Heterogenität landschaftshaushaltlicher Wasser- und Stoffumsätze in Einzugsgebieten, *Eco Regio*, 8: 97-105.
- Mölders, N., 2001. Concepts for coupling hydrological and meteorological models. In: Arnold, K., A. Raabe (Edn.), *Meteorologische Arbeiten aus Leipzig (VI)*, *Wiss. Mitt. Leipzig*, 22: 1-15
- Mölders, N., W. Rühaak, 2001. Sensitivity studies with a surface and channel runoff module coupled to a mesoscale atmospheric model. In: Arnold, K., A. Raabe (Edn.), *Meteorologische Arbeiten aus Leipzig (VI)*, *Wiss. Mitt. Leipzig*, 22: 16-25.
- Mölders, N., J. Dudhia, F. Chen, M.A. LeMone, 2001. Comparison and evaluation of OSULSM and HTSVS in MM5 for an episode during CASES97 (eingereicht)
- Mölders, N., U. Haferkorn, J. Döring, G. Kramm, 2001. Long-term numerical investigations on the water budget quantities predicted by the hydro-thermodynamic soil vegetation scheme (HTSVS) (eingereicht).
- Mölders, N., W. Rühaak, 2001. A runoff module for use in an atmospheric model. In: Suttmöller, J., Raschke, E., Modellierung in meso- bis makroskaligen Flußeinzugsgebieten - Tagungsband zum gleichnamigen Workshop am 16./17. November 2000 in Lauenburg, GKSS2001/15, 63-75.
- Philip, J.R., and D.A. de Vries, 1957. Moisture in porous materials under temperature gradients. *Transactions Am. Geophys. Soc.*, 18, 222-232.
- Pielke, R.A., 1984. *Mesoscale Meteorological Modelling*, Academic Press, Inc., London.
- Plüss, C., A. Ohmura, 1997. Longwave radiation on snow-covered mountainous surfaces. *J. Appl. Meteor.* 36, 818-824.
- Sahin, V., M.J. Hall, 1996. The effects of afforestation and deforestation on water yields. *J. Hydrol.* 178: 293-309.
- Savenije, H.H.G., 1995. New definition for moisture recycling and the relationship with land-use changes in the Sahel. *J. Hydrol.* 167: 57-78.
- Segal, M., R.A. Pielke, Y. Mahrer, 1983. On climatic changes due to a deliberate flooding of the Qattara depression (Eqypt). *Climatic Change* 5: 73-83.
- Segal, M., R. Avissar, M.C. McCumber, R.A. Pielke, 1988. Evaluation of vegetation effects on the generation and modification of mesoscale circulations. *J. Atmos. Sci.* 45: 2268-2292.
- Segal, M., W. Schreiber, G. Kallos, R.A. Pielke, J.G. Garratt, J. Weaver, A. Rodi, J. Wilson, 1989. The impact of crop areas in north-east Colorado on midsummer mesoscale thermal circulations. *Mon. Wea. Rev.* 117: 809-825.
- Robinson, D.A., M.C. Serreze, R.G. Barry, G. Scharfen, G. Kukla, 1992. Large scale patterns and variability of snowmelt and parameterized surface albedo in the Arctic Basin. *J. Climate* 5, 1109-1119.
- Trenberth, K.E., J. Guillemot, 1996. Physical processes involved in the 1988 drought and 1993 floods in North America. *J. Climate* 9: 1288-1298.
- Watterson, I.G., 1997. The diurnal cycle of surface air temperature in simulated present and doubled CO₂ climates. *Climate Dynamics* 13: 533-546.
- Wilson, M.F., A. Henderson-Sellers, R.E. Dickinson, P.J. Kennedy, 1987. Sensitivity of the biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) to the inclusion of variable soil characteristics. *J. Climate Appl. Meteor.* 26, 341-362.

Anhang A: Dokumentation der Veröffentlichungen, Vorträge und universitären Aufgaben, Gutachtertätigkeit, Mitarbeit in Fachausschüssen sowie der Antragsstellung und Projektbetreuung

Begutachtete Publikationen in Fachzeitschriften

Mölders, N., 2001. On the uncertainty in mesoscale modeling caused by surface parameters. Meteor. Atmos. Phys. 76: 119-141.

Begutachtete Publikationen in Büchern

Mölders, N., Haferkorn, U., Knappe, S., Döring, J., Kramm, G., 2000. Application of lysimeter- and tensiometer data for evaluation of a module to couple hydrological and atmospheric models. In: Gerold, G. (Ed.), Heterogenität landschaftshaushaltlicher Wasser- und Stoffumsätze in Einzugsgebieten, Eco Regio, 8: 97-105.

Mölders, N., Rühaak, W., 2001. A runoff module for use in an atmospheric model. In: Suttmöller, J., Raschke, E., Modellierung in meso- bis makroskaligen Flußeinzugsgebieten - Tagungsband zum gleichnamigen Workshop am 16./17. November 2000 in Lauenburg, GKSS2001/15, 63-75.

Sonstige Publikationen

Mölders, N., Haferkorn, U., Knappe, S., Döring, J., Kramm, G., 1999. Evaluation of simulated water budget by means of measurements at Brandis lysimeter station. In: Tetzlaff, G., Grünewald, U. (Edn.), 2. Tagung des Fachausschusses Hydrometeorologie am 15./16. November 1999 in Leipzig, Wiss. Mitt. Leipzig, 16: 67-83.

Mölders, N., 2000. On the sensitivity of model results to the choice of surface parameters. In: Arnold, K., Raabe, A. (Edn.), Meteorologische Arbeiten aus Leipzig (V), Wiss. Mitt. Leipzig, 17: 1-17.

Mölders, N., 2000. HTSVS - A new land-surface scheme for MM5. In: The tenth PSU/NCAR Mesoscale model users' workshop, 33-35.

Simmel, M., Mölders, N., Tetzlaff, G., 2000. A numerical method for the solution of the stochastic collection equation using two prognostic moments. Proceedings of 13th International Conference on Clouds and Precipitation - Volume 1, 489-492.

Mölders, N., 2001. Concepts for coupling hydrological and meteorological models. In: Arnold, K., Raabe, A. (Edn.), Meteorologische Arbeiten aus Leipzig (VI), Wiss. Mitt. Leipzig, 22: 1-15.

Mölders, N., Rühaak, W., 2001. Sensitivity studies with a surface and channel runoff module coupled to a mesoscale atmospheric model. In: Arnold, K., Raabe, A. (Edn.), Meteorologische Arbeiten aus Leipzig (VI), Wiss. Mitt. Leipzig, 22: 16-25.

Eingeladene Vorträge auf Tagungen, workshops und Kolloquia

Mölders, N., 1999. Auswirkungen von akkumulierten Landnutzungsänderungen auf Evapotranspiration, Wolken- und Niederschlagsbildung. Kolloquium am Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, 25. Oktober.

Mölders, N., 1999. Lysimeterdaten in meteorologischen Modellen. Festkolloquium anlässlich der Einweihung des Umbaus der Lysimeterstation Brandis, Brandis, 5. November.

Mölders, N., 1999. Aspekte des Wasserhaushalts. Kolloquium am Institut für Physik der Atmosphäre, Universität Mainz, 1. Dezember.

- Mölders, N., 2000. Aspekte des Wasserhaushalts. Kolloquium am Institut für Meteorologie, Universität Berlin, Berlin, 17. Januar.
- Mölders, N., 2000. Evaluation of a hydro-thermodynamic soil-vegetation scheme (HTSVS) by means of data measured at Brandis (Germany) lysimeter station. University of California, Department of Land, Air and Water Resources, Davis, Ca, USA, 2. März.
- Mölders, N., 2000. Landoberflächenmodellierung - Eine Bestandsaufnahme. Fortbildungsveranstaltung der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft, Zweigverein Leipzig. Tharandt, Germany, 17. Mai.
- Mölders, N., 2000. A new land surface scheme for MM5 climate model. Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks, USA, 15. Juni.
- Mölders, N., 2000. Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf die Wasserverfügbarkeit. Workshop "Modellierung in meso- bis makroskaligen Flusseinzugsgebieten", Lauenburg, 16.-17. November.
- Mölders, N., 2001. Unsicherheitsanalysen zur Parametrisierung von Prozessen der Biosphäre und Hydrosphäre in atmosphärischen Modellen. AFO2000-"kick-off meeting", Jena, 23.-25. April.

Sonstige Vorträge auf Tagungen, workshops und Kolloquia

- Mölders, N., Haferkorn, U., Knappe, S., Döring, J., Kramm, G., 1999. Evaluierung des modellierten Wasserhaushalts an Hand der Brandiser Lysimeterdaten. 2. Tagung des Fachausschusses Hydrometeorologie „Verdunstung - detailliert messen, integriert modellieren“, Leipzig, 15.-16. November.
- Mölders, N., Haferkorn, U., Knappe, S., Kramm, G., 1999. Verwendung von Lysimeter- und Tensiometerdaten zur Evaluierung eines Moduls zur Kopplung hydrologischer und meteorologischer Modelle. 3. Workshop Heterogenität landschaftlicher Wasser- und Stoffumsätze in Einzugsgebieten. Göttingen, 18.-19. November.
- Mölders, N., 2000. Evaluation of a hydro-thermodynamical soil-vegetation scheme (HTSVS) by means of lysimeter data. NCAR's MMM seminar, Boulder, Colorado, USA, 28. Januar.
- Mölders, N., 2000. HTSVS - a new land surface scheme for MM5. MM5 users workshop, NCAR, Boulder, Co, 21. Juni.
- Mölders, N., 2000. Modellierung der Wasserverfügbarkeit. 5. Deutsche Klimatagung, Hamburg, 2.-6. Oktober.

Poster

- Rühaak, W., Mölders, N., 2000. Development of a hydrologic runoff module for a mesoscale atmospheric model. EGS XXV General Assembly, Nice, Frankreich, 25.-29. April.
- Rühaak, W., Mölders, N. 2000. Entwicklung eines hydrologischen Abfluss-Moduls für ein mesoskaliges Atmosphärenmodell. Workshop Modellierung in meso- bis makroskaligen Flusseinzugsgebieten. Lauenburg, 16./17. November.

Web-Seiten

- <http://www.uni-leipzig.de/~hydromet/>
<http://www.uni-leipzig.de/~hydromet/htsvs.htm>
<http://www.uni-leipzig.de/~hydromet/nmheise.htm>
http://www.uni-leipzig.de/~hydromet/MM5_work.htm
<http://www.uni-leipzig.de/~hydromet/nmlehre.htm>
<http://www.beethoven.meteo.uni-leipzig.de/hydro/nizzaposter.htm>

Betreuung von Diplom- und Doktorarbeiten

- Fröhlich, K.: Ein Schneedeckenparametrisierung für ein mesoskaliges Modell
- Simmel, M.: Modellierung von Rückkopplungseffekten zwischen Bodenfeuchte, Wolken- und Niederschlagsbildung

Lehre

WS 1999/2000	Wolkenphysik	2 h
	Seminarbetreuung	1 h
SS 2000	Satellitenmeteorologie	1 h
	Physikalische Hydrometeorologie	1 h
WS 2000/2001	Wolkenphysik	2 h
	Seminarbetreuung	1 h
SS 2001	Seminarbetreuung	1 h

Mitarbeit in universitären Kommissionen

Promotionskommission:

- Astrid Ziemann
- Klaus Arnold
- Birgit Wehner

Gegutachtung von Abschlussarbeiten

Diplomarbeit:

- K. Fröhlich (Universität Leipzig)

Doktorarbeit:

- F.J. Opijah (University of Nairobi, Kenya)

Projektskizzen

- Unsicherheitsanalysen zur Parametrisierung von Prozessen der Biosphäre und Hydrosphäre in atmosphärischen Modellen (BMBF, AFO2000)
- Studien zur Wechselwirkung des atmosphärischen Aerosols und von Wolken mit dem Energie- und Wasserkreislauf (SAWE), Teilprojekt: Untersuchungen zur Auswirkung des Heterogenitätsgrades des Systems Boden-Vegetation-Gewässer auf die Wolkenbildung (BMBF, AFO2000)
- Integriertes Flusseinzugsgebiets Management Unterstützungssystem (INFEMUS), Teilprojekt: SVATS-Interface (BMBF, Forschung für die Umwelt)
- Bodenfrost- und Schneemetamorphose-Simulationen für die BALTEX-Region mit einem komplexen hydro-thermodynamischen Bodenvegetationsschema (BMBF, DEKLIM)

Projektanträge

- Integrated hydrological object catchment management systems (IHOCAMAS), Teilprojekt: Downscaling of NWP-data to catchment scale (EU)
- Unsicherheitsanalysen zur Parametrisierung von Prozessen der Biosphäre und Hydrosphäre in atmosphärischen Modellen (BMBF, AFO2000)

- Bodenfrost- und Schneemetamorphose-Simulationen für die BALTEX-Region mit einem komplexen hydro-thermodynamischen Bodenvegetationsschema (BMBF, DEKLIM)

Betreute Projekte

- Entwicklung von Modulen zur Modellierung der trockenen Deposition in komplexen Gelände mit heterogener Oberflächenbeschaffenheit (BMBF)
- Entwicklung eines Moduls zur Untersuchung von Grundwasserneubildung (BMBF)
- Unsicherheitsanalysen zur Parametrisierung von Prozessen der Biosphäre und Hydrosphäre in atmosphärischen Modellen (BMBF)

Gutachtertätigkeit (Internationale Journale)

- Theoretical and Applied Climate
- Journal of Hydrometeorology
- Meteorology and Atmospheric Physics

Gutachtertätigkeit (Projektanträge)

- Schweizerischer Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung

Mitarbeit in Fachausschüssen

- Fachausschuss Hydrometeorologie der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft
- Internationales hydrologisches Programm (IHP) der UNESCO, Development and calibration of coupled hydro-ecological/atmospheric models
- MM5-working group on land-surface modeling