

# **Einfluss der Landoberfläche auf die Atmosphäre unter besonderer Berücksichtigung der Bodenfeuchte**

Dissertation  
zur  
Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)  
der  
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der  
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

Ralf Schmitz

Bonn, August 2005

Angefertigt mit Genehmigung der Mathematisch-  
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-  
Wilhelms-Universität Bonn

1. Gutachter: Prof. Dr. Clemens Simmer
2. Gutachter: Prof. Dr. Andreas Bott

Tag der Promotion: 21.12.2005

Diese Dissertation ist auf dem Hochschulschriftenserver der ULB  
Bonn [http://ulb.uni-bonn.de/diss\\_online](http://ulb.uni-bonn.de/diss_online) elektronisch publiziert

Erscheinungsjahr 2006

# Abstract

This thesis investigates the influence of land-surface processes on the atmosphere. The main focus is on the relevance of soil moisture in the development of convective precipitation in numerical mesoscale weather forecast. Simulations with the Lokal-Modell (LM) of the German Weather Service are performed in order to investigate the influences of land-surface and soil moisture. To simulate earth-atmosphere fluxes more realistically, a two-way coupling of the LM is used, where the original SVAT (*Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer-Scheme*) TERRA is replaced by a more sophisticated SVAT called TOPLATS. This model is able – unlike TERRA – to calculate lateral water transport, and is used in the stand alone Version to test the sensitivity of soil moisture and evaporation on the structure of land-surface. The investigation area has a size of nearly 12000 km<sup>2</sup> and lies in the German federal state North Rhine Westfalia (NRW) and Rhineland-Palatinate.

The land-surface is described by high resolution data of soil, land use, and topography, which have been implemented into the models using different spatial resolutions. The operational LM is run using a low resolution land map containing fewer soil classes, which is enhanced in the presented case studies. The influence of the land-surface on the atmosphere is analysed in sensitivity studies of the LM and coupling by systematically modifying surface parameters and fluctuating initial values of soil moisture and soil temperature.

The results of the simulations indicate a significant dependence of soil moisture distribution on the spatial resolution of land-surface parameters in TOPLATS. The nature of precipitation product (generated in 1000 m resolution from calibrated radar data of the Meteorological Institute in Bonn) used as the meteorological forcing in TOPLATS, shows a similar influence on soil moisture. In addition, in six case studies, the in this way simulated soil moisture data are included as initial value in numerical simulations calculated with the LM and the coupling. The presented studies show that, compared to the LM making measurements at determined climate stations, the coupling predicts the 2m air temperature more precisely. Precipitation occurs in five of the six case studies. In most of the simulations, its mean is refelced more accurately by the coupling. However, time and place of measured precipitation differ strongly from most of the simulations and the precipitation mean is underestimated except for extremely dry soil. Further simulations using modified soil moisture data underline the importance of these variables for weather forecasts. In one case study a strong reduction of soil moisture at the simulation's beginning leads to a considerable increase in precipitation in both models, the coupling as well as the LM, so a negative feedback between soil moisture and precipitation occurs in this case. Very dry soil results in a rise of sensible heat flux which leads to an increased *Convective Available Potential Energy* (CAPE). CAPE combined with a lot of humidity in the atmosphere, finally results in more precipitation. One of the other cases studies does, however, not show any differences in the precipitation simulation due to very dry soil. Thus, the effect of soil moisture on precipitation prediction does not seem to be linear. In two further case studies, the coupling calculates convective precipitation which is similarly measured by radar, but does not occur in the operational LM. The differences are caused by higher CAPE in the coupling and wind circulation appearing in one of the case studies increasing buoyancy movements and therefore precipitation. Here, the coupling reveals differences in diverse spatial resolutions caused by changes in wind circulation. If the coupling's surface parameter as well as its initial values of soil moisture are used in calculations with the LM, the precipitation prediction changes in both case studies and represents the actual measurements

better. These changes in precipitation simulations are caused by an increased CAPE leading to buoyancy movements. Two other case studies reveal a clear influence of energy fluxes on the ground although the wind velocity which occurs in the models is comparatively relatively high. Here, in 1 km resolution, the coupling predicts more precipitation in one of the case studies than the operational LM and its results are closer to the actual measurement data.

The results of the simulations which are calculated with the two models underline the importance of the land-surface in numerical weather forecast. This thesis therefore shows that a detailed description of land-surface parameters and differences in initial soil moisture values as well as applying a complex SVAT model can lead to a more accurate prediction of air temperature and convective precipitation in weather forecast. An improvement in simulations of convective precipitation could help to enhance predictions of floods during summer months.

# Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird der Einfluss der Landoberfläche auf die Atmosphäre untersucht, um die damit verbundenen Unsicherheiten in der numerischen Wettervorhersage abzuschätzen und Ansatzpunkte für Verbesserungen aufzuzeigen. Schwerpunkt der Betrachtung ist hierbei, welche Rolle die Bodenfeuchte bei der Genese von konvektiven Niederschlagsprozessen in der numerischen regionalen Wettervorhersage spielt. Um diesen Einfluss untersuchen zu können, werden numerische Simulationen mit dem vom Deutschen Wetterdienst entwickelten Lokal-Modell (LM) durchgeführt. Damit die Modellierung der Energieflüsse am Boden möglichst realistisch ist, wird neben diesem Modell eine 2-Wege-Kopplung des LM verwendet, in dem das operationelle SVAT (*Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer-Scheme*) TERRA durch das SVAT TOPLATS ersetzt ist. Dieses Modell ist – im Gegensatz zu TERRA – in der Lage, laterale Abflüsse zu berechnen und dient in der ungekoppelten Version auch dazu, die Sensitivität der Bodenfeuchte und der Verdunstung in Abhängigkeit von der Landoberfläche zu testen.

Das Untersuchungsgebiet, in dem die numerische Wettervorhersage gerechnet wird, umfasst eine Größe von rund 12000 km<sup>2</sup> und liegt in den Bundesländern NRW und Rheinland-Pfalz. Die Landoberfläche wird in dieser Arbeit durch hoch aufgelöste und differenzierte Parameter des Bodens und der Landnutzung sowie durch Werte der Topographie beschrieben, die in ihrer Verteilung in verschiedenen räumlichen Auflösungen in der Kopplung und im ungekoppelten TOPLATS benutzt werden. Dem operationellen LM liegt dagegen ein nur sehr grob aufgelöster, in wenige Klassen eingeteilter Bodendatensatz zugrunde, der daher zu Testzwecken für bestimmte Fallstudien in diesem Modell verbessert wird. Der Einfluss der Landoberfläche auf die Atmosphäre wird durch Sensitivitätsstudien mit dem LM und der Kopplung in unterschiedlichen Auflösungen, bei modifizierten Oberflächenparametern und variierenden Werten der Bodenfeuchte und der Bodentemperatur, systematisch untersucht.

Die Modellierungen mit TOPLATS verdeutlichen eine signifikante Abhängigkeit der Bodenfeuchte von der räumlichen Skala der Erdoberflächenparameter. Eine ähnliche Abhängigkeit zeigt sich auch für den Einfluss des Niederschlagsproduktes (mit Bodenmessungen kalibrierte Radardaten des Bonner X-Band-Radars des Meteorologischen Institutes in 1000m-Auflösung), das in TOPLATS als Antrieb benutzt wird. In sechs Fallstudien dient die von TOPLATS modellierte, von der Auflösung und dem Niederschlag abhängige, räumlich verteilte Bodenfeuchte außerdem als Startwert für numerische Simulationen sowohl mit der Kopplung als auch in ausgewählten Modellrechnungen mit dem LM. In diesen Studien wird deutlich, dass die Kopplung die 2m-Temperatur im Vergleich zum LM an punkthaft verteilten Messstationen signifikant besser modelliert. Das Gebietsmittel des Niederschlags, der in fünf der sechs Fallstudien in der Messung auftritt, wird in den meisten Simulationen mit der Kopplung ebenso besser wiedergegeben. Die räumliche Verteilung und das zeitliche Auftreten des gemessenen Niederschlags weicht jedoch von den meisten Prognosen deutlich ab und das Gebietsmittel wird – außer über sehr trockenem Boden – unterschätzt. Weitere Modellierungen mit modifizierten Werten der Bodenfeuchte machen die große Bedeutung dieser Variablen im Rahmen der Wettervorhersage deutlich. In einer Fallstudie führt eine stark reduzierte Bodenfeuchte zu Beginn der Simulation sowohl in der Kopplung als auch im LM zu deutlich höherem Niederschlag. Hier tritt also eine negative Rückkopplung der Bodenfeuchte mit dem Niederschlag auf. Durch den trockeneren Boden steigt der fühlbare Wärmefluss an und führt zu einer erhöhten Labilitätsenergie, die – in Verbindung mit einer hohen Feuchtigkeit in der Atmosphäre – schließlich einen verstärkten Niederschlag zur Folge hat. In einer anderen

Fallstudie führt ein trockenerer Boden dagegen nicht zu Unterschieden in der Niederschlagsprognose. Damit zeigen sich nichtlineare Wirkungen der Bodenfeuchte auf den prognostizierten Niederschlag. In zwei weiteren Fallstudien wird von der Kopplung konvektiver Niederschlag berechnet, der in ähnlicher Weise auch in der Radarmessung auftritt, im operationellen LM jedoch nicht. Ursache für die Differenzen ist die größere, in der Kopplung auftretende Labilität und in einer dieser Fallstudien, eine sich entwickelnde Windzirkulation, welche Auftriebsbewegungen und damit den Niederschlag verstärkt. Hier treten auch Unterschiede zwischen den Modellierungen mit der Kopplung in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen auf, die durch veränderte Windzirkulationen bedingt sind. Wenn im LM die Oberflächenparameter und die initialisierten Werte der Bodenfeuchte aus der Kopplung verwendet werden, verändert sich in einer der beiden erwähnten Fallstudien der prognostizierte Niederschlag und liegt näher an der Messung. Die Ursache für die veränderte Niederschlagsprognose liegt in der gesteigerten Labilitätsenergie, die Auftriebsbewegungen verursacht. In zwei anderen Fallstudien zeigen sich auch deutliche Einflüsse der Energieflüsse am Boden, obwohl die in den Modellen auftretende Windgeschwindigkeit vergleichsweise hoch ist. Auch hier modelliert die Kopplung in einer der Fallstudien mehr Niederschlag als das operationelle LM in 1 km Auflösung und liegt näher an der Messung.

Die Ergebnisse der Simulationen mit den Modellen machen die große Bedeutung der Landoberfläche in der numerischen Wettervorhersage deutlich. Die vorliegende Arbeit zeigt somit, dass eine genauere Beschreibung der Oberflächenparameter und eine andere Bodenfeuchte in den Startwerten sowie die Verwendung eines komplexen SVAT, zu einer besseren Prognose der Lufttemperatur und der konvektiven Niederschlagsereignisse in der Wettervorhersage führen kann. Die Verbesserungen in der Modellierung des konvektiven Niederschlags könnten in der Zukunft dabei helfen, im Sommer auftretende Hochwasserereignisse genauer vorherzusagen.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1 Einleitung und Konzeption der Arbeit</b>	<b>1</b>
1.1 Einleitung	1
1.2 Konzeption der Arbeit	3
<b>2 Einfluss der Bodenfeuchte auf die Atmosphäre</b>	<b>5</b>
2.1 Grundlagen	5
2.1.1 Bodenfeuchte	5
2.1.2 Meteorologie	6
2.2 Studien zu dem Einfluss der Bodenfeuchte auf die Atmosphäre	9
<b>3 Numerische Modelle</b>	<b>15</b>
3.1 TOPLATS	16
3.2 Lokal-Modell	22
3.3 Kopplung	25
<b>4 Implementierung der Oberflächenparameter in die Modelle</b>	<b>29</b>
4.1 Bodenparameter	29
4.2 Landnutzungsparameter	33
4.3 Topographie und Einzugsgebietsparameter	35
<b>5 Kalibrierung und Validation von TOPLATS</b>	<b>39</b>
5.1 Kalibrierung	39
5.2 Validation	40
5.2.1 Abfluss	40
5.2.2 Bodentemperatur	43
5.2.3 Energieflüsse	45
<b>6 Die Bodenfeuchte als Startwert für die Modellierungen mit der Kopplung</b>	<b>51</b>
6.1 Niederschlagsantrieb für TOPLATS	52
6.2 Simulationen der Bodenfeuchte mit TOPLATS	55
<b>7 Modellierungen mit dem Lokalmodell und der Kopplung</b>	<b>61</b>
7.1. Synoptische Beschreibung der Fallstudien und verwendete Modellkonfigurationen	61
7.1.1 Modellkonfigurationen	61
7.1.2 Synoptische Beschreibung der Fallstudien	63
7.2 Verifikation der Modellergebnisse anhand von Punktmessungen	66
7.2.1 Energieflüsse und Grenzschicht (Fallstudie I)	66
7.2.2 2m-Temperatur und 2m-Feuchte (Fallstudien I bis VI)	71
7.3 Konvektive Niederschlagsereignisse	77
7.3.1 Fallstudie II	77
7.3.2 Fallstudie III	90
7.3.3 Fallstudie IV	99
7.4 Advektive Niederschlagsereignisse mit konvektivem Einfluss	103
7.4.1 Fallstudie V	103
7.4.2 Fallstudie VI	106

7.5 Diskussion und Zusammenfassung der Modellergebnisse. ....	108
<b>8 Schlussbetrachtung</b>	<b>115</b>
8.1 Zusammenfassung .....	115
8.2 Ausblick .....	119
<b>Anhang</b>	<b>i</b>
<b>A.1</b> Berechnung der Verdunstung in TOPLATS	<b>i</b>
<b>A.2</b> Externe Parameter	<b>iv</b>
<b>A.3</b> Rechenzeiten und Modellsimulationen	<b>vii</b>
<b>A.4</b> Sensitivität der modellierten Verdunstung in Abhängigkeit von der initialisierten Bodenfeuchte und den Pflanzenparametern	<b>ix</b>
<b>A.5</b> Probleme bei der Verifikation von Punktmessungen und Beschreibung der Landoberfläche an den Stationsdaten	<b>xii</b>
<b>Literatur</b>	<b>xvii</b>



# Abbildungsverzeichnis

2.1:	Beispiel für die Wechselwirkungen zwischen der Bodenfeuchte und dem Niederschlag (Findell & Eltahir 1999) .....	7
2.2:	Darstellung des Convective Triggering Potentials (CTP) in einem thermodynamischen Diagrammpapier (Findell & Eltahir 2003a; verändert) .....	11
2.3:	Der Zusammenhang des CTP- $H_{i_{low}}$ -Verhältnisses zur Beschreibung der Rückkopplungen der Bodenfeuchte mit dem Niederschlag (Findell & Eltahir 2003a)	12
3.1:	Verwendete numerische Modelle und Datenimplementierung .....	15
3.2:	In TOPLATS benötigte Oberflächenparameter und meteorologischer Antrieb sowie simulierte prognostische Variablen .....	17
3.3:	Wasserbilanz in TOPLATS und Terra (Eigenentwurf) .....	18
3.4:	Energieflüsse in TOPLATS und Terra (Eigenentwurf) .....	18
3.5:	Darstellung der wichtigsten Variablen in der 2-Wege-Kopplung .....	26
4.1:	Bodenarten im Modell- und Sieg-Einzugsgebiet in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen (Bezeichnungen nach AG Boden 1994) .....	30
4.2:	Landnutzung im Modell- und Sieg-Einzugsgebiet in verschiedenen räumlichen Auflösungen .....	34
4.3:	Topographischer Index im Modellgebiet in drei verschiedenen räumlichen Auflösungen .....	36
4.4:	Einzugsgebiete im Untersuchungsgebiet .....	37
5.1:	Messung und Simulation des täglichen Abflusses im Sieg-Einzugsgebiet mit variierenden Kalibrierungsparametern für den Zeitraum Januar 1997 bis Juni 1999 .....	39
5.2:	Gemessener und unter Verwendung verschiedener Bodendatensätze simulierter täglicher Abfluss im Sieg-Einzugsgebiet im Jahr 1998 .....	41
5.3:	Gemittelter Tagesniederschlag im Sieg-Einzugsgebiet im Jahr 1998 .....	41
5.4:	Wie Abbildung 5.2, aber für das Agger-Einzugsgebiet .....	42
5.5:	Wie Abbildung 5.3, aber für das Agger-Einzugsgebiet .....	42
5.6:	Gemessene und simulierte stündliche Werte der Bodentemperatur in 20 cm Tiefe am Standort KLA für den Zeitraum 13.5. bis 19.8.1999 .....	44
5.7:	Gemessene und simulierte stündliche Werte der Bodentemperatur in 20 cm Tiefe am Standort Vershoven für den Zeitraum 7.5. bis 31.5.1999 .....	45
5.8:	Gemessene und modellierte stündliche Werte der Nettostrahlung in KLA im Zeitraum 13.5. bis 22.6.1999 .....	46
5.9:	Wie Abbildung 5.8, aber für den Fluss latenter Wärme .....	46
5.10:	Messung des stündlichen Niederschlages in KLA im Zeitraum 13.5. bis 22.6.1999 .....	46
5.11:	Wie Abbildung 5.8, aber für den fühlbaren Wärmefluss .....	47
5.12:	Wie Abbildung 5.10, aber für die 2m-Temperatur .....	47
5.13:	Wie Abbildung 5.8, aber für den Bodenwärmestrom .....	48
5.14:	Gemessene und simulierte stündliche Werte des Bodenwärmestroms am Standort Vershoven im Zeitraum 7.5. bis 31.5.1999 .....	48
5.15:	Im Tagesgang gemittelte simulierte und gemessene Energieflüsse in KLA im Zeitraum 13.5. bis 22.6.1999 .....	49
6.1:	Meteorologische Messstationen und Reichweite des Bonner X-Band-Radars ..	52
6.2:	Interpolierte Boden- und kalibrierte Radarmessung kumuliert im Zeitraum August und September 1999 .....	54

6.3:	Mittlere Tagessummen von Radar- und interpolierter Bodenmessung im Gebiet der Reichweite des Radars zwischen August und September 1999 . . . . .	54
6.4:	Simulierte Bodenfeuchte in der oberen Bodenzone bei verschiedenen Landnutzungsparametern und räumlichen Auflösungen im Zeitraum 1997 bis 1999, gemittelt im Sieg-Einzugsgebiet . . . . .	55
6.5:	Im Zeitraum August bis Ende September 1999 modellierte gemittelte Bodenfeuchte in der oberen Bodenzone in verschiedenen räumlichen Auflösungen . . . . .	56
6.6a,b:	Kumulierter Radar- und interpolierter Niederschlag im Modellgebiet zwischen den Terminen 13.8.1999 um 0 UTC und 14.8.1999 um 23 UTC . . . . .	57
6.7a,b:	Differenzen der Bodenfeuchte in der oberen Bodenzone für Simulationen mit unterschiedlichen Niederschlagsantrieben, errechnet aus den Terminen 14.8.1999 um 23 UTC und 13.8.1999 um 0 UTC . . . . .	58
6.8:	Differenzen des im Zeitraum August bis Ende September 1999 um 14:00 UTC gemittelten latenten Wärmeflusses für unterschiedliche räumliche Skalen . . . . .	58
7.1	Wetterlage über Mitteleuropa am 21.5.1999 um 12 UTC . . . . .	63
7.2	Wie Abb.7.1, aber für den 19.7.1999 . . . . .	63
7.3	Wie Abb.7.1, aber für den 18.8.1999 . . . . .	64
7.4	Wie Abb.7.1, aber für den 26.8.1999 . . . . .	64
7.5	Wie Abb.7.1, aber für den 14.9.1999 . . . . .	65
7.6	Wie Abb.7.1, aber für den 26.9.1999 . . . . .	65
7.7:	Gemessene und simulierte Energieflüsse in KLA am 21.5.1999 . . . . .	67
7.8:	Zeit-Höhen-Querschnitte von gemessener und simulierter potentieller Temperatur sowie spezifischer Feuchte an der Waldlichtung TS am 21.05.1999	69
7.9:	Vertikalprofile von simulierter und gemessener potentieller Temperatur sowie spezifischer Feuchte in der Umgebung von KLA am 21.5.1999 um 14 UTC . . .	70
7.10:	Gemessene und mit der Kopplung und dem LM simulierte Werte der 2m-Temperatur an sechs Klimastationen um 14:30 UTC für sechs Fallstudien .	71
7.11:	Wie Abbildung 7.10, aber für die spezifische Feuchte . . . . .	72
7.12:	Messung und Simulationen der stündlichen 2m-Temperatur an der Station Bonn für unterschiedliche Fallstudien . . . . .	73
7.13:	Bias zwischen den täglichen Maxima von modellierter 2m-Temperatur und der Messung an der Station Bonn für unterschiedliche Fallstudien . . . . .	74
7.14:	Wie Abbildung 7.12, aber für die Station KLA . . . . .	74
7.15:	Wie Abbildung 7.13, aber für die Station KLA . . . . .	75
7.16:	Wie Abbildung 7.12, aber für die Station Köln . . . . .	75
7.17:	Wie Abbildung 7.13, aber für die Station Köln . . . . .	76
7.18:	Korrelationskoeffizienten zwischen Bodenfeuchte und 2m-Temperatur um 14 UTC für unterschiedliche Simulationen aus sechs verschiedenen Fallstudien	77
7.19:	Simulierte effektive Sättigung in der oberen Bodenzone, gemittelt im Modellgebiet im Zeitraum 24.8. bis 26.8.1999 . . . . .	78
7.20:	Wie Abbildung 7.19, aber für den latenten und fühlbaren Wärmefluss . . . . .	79
7.21:	Wie Abbildung 7.19, aber für die turbulente kinetische Energie und bis in eine Höhe von 1000 m gemittelt . . . . .	80
7.22:	Durchschnittliche Windgeschwindigkeit im Untersuchungsgebiet in der Kopplung mit unterschiedlichen Werten der Bodenfeuchte, simuliert in 10 m Höhe und in der untersten Modellschicht im Zeitraum 24.8.bis 26.8.1999 . . . . .	81
7.23:	Simulierter und gemessener akkumulierter Niederschlag am 26.8.1999, gemittelt im Untersuchungsgebiet . . . . .	81

7.24:	Mit der Kopplung und dem LM prognostizierte akkumulierte Niederschläge im Zeitraum 24.8. bis 26.8.1999 .....	82
7.25:	Wie Abbildung 7.19, aber für den Niederschlag .....	83
7.26:	Wie Abbildung 7.19, aber für den Feuchtigkeitsindex $Hi_{low}$ .....	84
7.27:	Wie Abbildung 7.19, aber für die CAPE .....	84
7.28:	Differenzen in der CAPE zwischen TOP1000 und LM219 am 26.8.1999 um 12 UTC und Unterschiede im Niederschlag um 13 UTC .....	86
7.29:	Differenzen in der CAPE um 14 UTC und Unterschiede im Niederschlag zwischen TOP1000 und TOP500 um 15 UTC am 26.8.1999 .....	87
7.30:	Mit der Kopplung jeweils bei verschiedenen Bodenfeuchten modellierte CAPE am 26.8.1999 um 13 UTC und prognostizierter Niederschlag um 14 UTC ....	88
7.31:	Mit der Kopplung jeweils bei verschiedenen Bodenfeuchten modellierte Vertikalgeschwindigkeit und Horizontalwind am 26.8.1999 um 13 UTC .....	89
7.32:	Differenzen der mit dem LM bei verschiedenen Bodenfeuchten simulierten aufsummierten CAPE und Unterschiede im Niederschlag am 26.8.1999 zwischen 7 UTC und 16 UTC .....	90
7.33:	Mit der Kopplung in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen simulierter, sowie gemessener kumulierter Niederschlag am 14.9.1999 .....	91
7.34:	Simulierter latenter Wärmefluss am 14.9.1999 um 14 UTC .....	92
7.35:	Simulierte potentielle Äquivalenttemperatur, gemittelt im Modellgebiet zwischen einer Höhe von 70 m und 5000 m im Zeitraum 12.9. bis 14.9.1999 ..	93
7.36:	Simulierte potentielle Äquivalenttemperatur gemittelt zwischen einer Höhe von 70 m und 5000 m am 14.9.1999 um 13 UTC .....	93
7.37:	Mit dem LM und der Kopplung in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen simulierte CAPE am 14.9.1999, gemittelt zwischen 13 UTC und 16 UTC ....	94
7.38:	Simuliertes Windfeld im LM und in der Kopplung in zwei verschiedenen räumlichen Auflösungen am 14.9.1999 um 13 UTC .....	95
7.39:	Differenzen des horizontalen Windes und der positiven Vertikalgeschwindigkeit zwischen der Kopplung in unterschiedlichen Auflösungen ...	96
7.40:	Divergenz des Horizontalwindes im LM und in der Kopplung in verschiedenen räumlichen Auflösungen am 14.9.1999 um 13 UTC .....	96
7.41:	Nord-Süd-Querschnitt der v- und z- Komponente des Windes und des Wolkenwassergehaltes am 14.9.1999 um 16 UTC .....	98
7.42:	Im Modellgebiet gemittelte effektive Sättigung in der Wurzelzone in verschiedenen Simulationen im Zeitraum 17.7. bis 19.7.1999 .....	99
7.43:	Gemessener und simulierter akkumulierter Niederschlag am 19.7.1999 .....	100
7.44:	Modellierte CAPE und $Hi_{low}$ am 19.7.1999 um 17 UTC .....	101
7.45:	West-Ost-Querschnitt der u- und z- Komponente des Windes und der relativen Feuchte, gemittelt zwischen einer ausgewählten Modellregion am 19.7.1999 um 17 UTC (zwischen LM219_art_ts_feuchte und LM219) bzw. um 16 UTC (zwischen TOP1000 und LM_art_ts_feuchte) .....	102
7.46:	Kumulierter gemessener und simulierter Niederschlag im Zeitraum 24.9. bis 26.9.1999 .....	104
7.47:	Kumulierter durchschnittlicher Niederschlag im Modellgebiet simuliert im Zeitraum 24.9. bis 26.9.1999 .....	105
7.48:	Kumulierter Niederschlag und gemittelte CAPE, berechnet aus verschiedenen Modellierungen am 26.9.1999 zwischen 10 UTC und 12 UTC .....	105
7.49:	Gemessener und simulierter akkumulierter Niederschlag im Zeitraum 17.8. bis 18.8.1999 .....	106

7.50: Simulierter latenter (E) und fühlbarer (H) Wärmefluss, gemittelt im Modellgebiet im Zeitraum 17.8 bis 18.8.1999 .....	107
7.51: Gemessener und simulierter akkumulierter Niederschlag, gemittelt im Untersuchungsgebiet vom 17.8. bis 18.8.1999 .....	107
7.52: Einflüsse einer reduzierten Bodenfeuchte auf die Atmosphäre anhand der Fallstudie II .....	109

# Tabellenverzeichnis

4.1:	Bodenphysikalische Parameter, abgeleitet aus Bodenart und Lagerungsdichte nach der BKA (AG Boden 1994) und der PTF von Rawls & Brakensiek (1982)	31
4.2:	Prozentuale Anteile der Bodenarten im Sieg-Einzugsgebiet und im gesamten Modellgebiet für unterschiedliche räumliche Auflösungen	32
4.3:	Bodenphysikalische Parameter des in Terra verwendeten FAO-Datensatzes für das Untersuchungsgebiet	32
4.4:	Aus dem Corine-Datensatz abgeleitete Landnutzungsparameter	34
4.5:	Prozentuale Anteile der Landnutzungsformen in verschiedenen räumlichen Auflösungen im gesamten Modell- und Sieg-Einzugsgebiet	35
5.1:	Gemessene und unter Verwendung verschiedener Bodendatensätze simulierte, jährlich aufsummierte Wasserhaushaltsgrößen im Sieg-Einzugsgebiet im Zeitraum 1997 bis 1999	42
5.2:	Wie Tabelle 5.1, aber für das Sieg-Einzugsgebiet	43
7.1:	Verwendete Modelle, die für verschiedene Simulationen um die angegebenen Veränderungen gegenüber dem operationellen LM modifiziert wurden, mit den entsprechenden Abkürzungen	62
7.2:	Gemittelte simulierte Energieflüsse am 14.9.1999 um 14 UTC	92
7.3:	Simulierte hydrologische und energetische Variablen bei verschiedenen Modellkonfigurationen, gemittelt über das Modellgebiet im Zeitraum 24.8. bis 26.8.1999	108
7.4:	Wie Tabelle 7.3, aber für den Zeitraum 12.9. bis 14.9.1999	110
7.5:	Wie Tabelle 7.3, aber für den Zeitraum 17.7. bis 19.7.1999	112
7.6:	Wie Tabelle 7.3, aber für den Zeitraum 24.9. bis 26.9.1999	114

# Abkürzungsverzeichnis

ArcView	GIS-Software der Firma ESRI
ABL	Atmospheric Boundary Layer
BKA	Bodenkundliche Kartieranleitung
CAPS	Atmospheric Boundary Layer Plant-Soil Modell
CORINE	Coordination of Information and Environment
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
DIN	Deutsche Industrienorm
DWD	Deutscher Wetterdienst
EC	Eddy Correlation
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecast
FAO	Food and Agriculture Organization
FG	Bezeichnung der Regenwippe
F3	Bezeichnung der Regenwippe
Geol.1_20	TOPLATS mit 20 verwendeten Bodenarten der Geologischen Landesämter
Geol.1_164	TOPLATS mit 164 verwendeten Bodenarten der Geologischen Landesämter
GIS	Geographisches Informationssystem
GRASS	Geographic Resources Analysis Support System
IFS	Integrated Forecast System
KLA	Messstandort Obstversuchsgut Klein-Altendorf
KV	Bezeichnung der Regenwippe
LAI	Blattflächenindex
LANDSAT	US-amerikanisches Fernerkundungssystem für Landoberflächen
LM	Lokal-Modell des deutschen Wetterdienstes
LM1_6	TOPLATS mit 6 Bodenarten der FAO, die auch im LM verwendet werden
LM219	Lokal-Modell in der Version 2.19
LM219_art	Lokal-Modell in der Version 2.19 mit neuer Bodenart
LM219_art_ts	Lokal-Modell in der Version 2.19 mit neuer Bodenart und Bodentemperatur
LM219_ts	Lokal-Modell in der Version 2.19 mit neuer Bodentemperatur
LM219_art_ts_PWP	Lokal-Modell in der Version 2.19 mit neuer Bodenart und Bodentemperatur; Bodenfeuchte liegt beim Permanenten Welkepunkt
LM219_art_ts_feuchte	Lokal-Modell in der Version 2.19 mit neuer Bodenart, Bodentemperatur und Bodenfeuchte
MIUB	Meteorologisches Institut der Universität Bonn
MM5	Amerikanisches Wettervorhersagemodell
NWP	Numerische Wettervorhersagemodelle
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
RMSE	Root Mean Square Error
SFB	Sonderforschungsbereich
STABW	Standardabweichung

---

SVAT	Soil Vegetation Atmosphere Transfer
TERRA	Bodenmodul im Lokal-Modell
TOPLATS	Topmodel based Land surface Atmosphere Transfer Scheme
TOP1000	TOPLATS mit einer Auflösung von 1000 m
TOP500	TOPLATS mit einer Auflösung von 500 m
TOP250	TOPLATS mit einer Auflösung von 250 m
TOP1000_PWP	TOPLATS mit einer Auflösung von 1000 m und Bodenfeuchte liegt beim Permanenten Welkepunkt
TOP1000-5%	TOPLATS mit einer Auflösung von 1000 m minus 5% volumetrischer Bodenfeuchte
TOP1000-10%	TOPLATS mit einer Auflösung von 1000 m minus 10% volumetrischer Bodenfeuchte
TKE	Turbulente kinetische Energie
TS	Messstandort an einer Waldlichtung
UTC	Universal Time Coordinated
W1	Bezeichnung der Regenwippe

# Symbolverzeichnis

A	(1) Abfluss [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] (2) Fläche [ $\text{m}^2$ ]
B	(1) Bodenwärmestrom [ $\text{W}/\text{m}^2$ ] (2) Porengrößenverteilungsindex [1]
BSV	Bodenvolumen [vol.]
$c_p$	spezifische Wärme bei konstanten Druck [ $\text{J}/\text{kg}/\text{K}$ ]
$C_q^d$	turbulenter Austauschkoefizient für Feuchte [ $\text{m}^2/\text{s}$ ]
$C_H$	Transferkoeffizient [ $\text{m}^2/\text{s}$ ] für den fühlbaren Wärmefluss
d	Infiltrationsfluss [ $\text{mm}/\text{s}$ ]
dr	Diffusion [ $\text{mm}/\text{s}$ ]
$d_0$	Verdrängungshöhe [m]
CAPE	Convective Available Potential Energy [ $\text{J}/\text{kg}$ ]
CTP	Convective Triggering Potential [ $\text{J}/\text{kg}$ ]
e	Dampfdruck [hPa]
$E_{bs}$	Verdunstung von unbedecktem Boden [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]
$E_{dc}$	Verdunstung über trockener Vegetation [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]
$E_{wc}$	Verdunstung über feuchter Vegetation [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]
$E_{vu}$	Verdunstung von Vegetation, die sich unterhalb von Bäumen befindet
f	(1) Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens mit der Tiefe [ $1/\text{m}$ ] (2) subskaliger Flächenanteil [%] (3) empirischer Parameter [1]
f1 – f4	pflanzenphysiologische Stressfunktionen [1]
F	Stabilitätskorrektur [1]
FK	Bodenfeuchte bei Feldkapazität [vol.]
g	(1) Gravitation [ $\text{m}/\text{s}^2$ ] (2) gravitationsbedingte Drainage [ $\text{mm}/\text{s}$ ]
$G_{bs}$	Bodenwärmestrom über unbedecktem Boden
$G_{vu}$	Bodenwärmestrom über der unteren Vegetationsschicht
H	fühlbarer Wärmefluss [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]
$HI_{low}$	Humidity-Index [1]
k	(1) hydraulische Leitfähigkeit des Bodens [mm/Tag] (2) Karmankonstante [1]
kfs	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [mm/s]
K1	Parameter zur Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit [1]
LE	latenter Wärmefluss [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]
LFC	Level of Free Convection [m]
LCL	Lifting Condensation Level [m]
N	Niederschlag [mm]
p	Druck [hPa]
PV	Porenvolumen [vol.]
PWP	Bodenfeuchte identisch mit Permanentem Welkepunkt [vol.]
$q_a$	spezifische Feuchte in 2 m Höhe [g/kg]
$q_s$	spezifische Feuchte am Boden [g/kg]



Q	(1) Abfluss [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] (2) Strahlungsbilanz [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]
$Q_{ie}$	Infiltrationsabfluss [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]
$Q_{bs}$	Basisabfluss [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]
$Q_{se}$	Sättigungsabfluss [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]
$Q_0$	Basisabfluss bei Sättigung [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]
$r_x$	Bodenwiderstand [1]
$r_{av}$	aerodynamischer Widerstand [1]
$r_{mom}$	Rauhigkeitslänge für Impuls [m]
$r_{heat}$	Rauhigkeitslänge für Wärme [m]
$r_{Smin}$	minimaler Stomatawiderstand [m/s]
$r_{Smax}$	maximaler Stomatawiderstand [m/s]
$Ri_B$	Bulk-Richardson Zahl [1]
$R_{ld}$	langwellige Nettostrahlung [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]
$R_n$	Nettostrahlung [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]
$R_{pL}, R_g$	vegetationsabhängige Widerstände
$R_{sd}$	kurzwellige Nettostrahlung [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]
S	effektive Sättigung [%]
STI	bodentopographischer Index [1]
t	(1) Transpiration [mm] (2) Zeit [s]
T	Temperatur der Luft [ $^{\circ}\text{C}$ ]
$T_s$	Bodentemperatur [ $^{\circ}\text{C}$ ]
$T_d$	Taupunkt [ $^{\circ}\text{C}$ ]
$T_e$	mittlere Transmissivität [ $\text{m}^2/\text{s}$ ]
TI	topographischer Index [1]
$T_v$	virtuelle Temperatur [ $^{\circ}\text{C}$ ]
$T_0$	Optimumtemperatur [ $^{\circ}\text{K}$ ]
u	zonale Windkomponente im System mit rotierten Koordinaten [m/s]
$u_g$	zonale Windkomponente im System mit geographischen Koordinaten [m/s]
v	meridionale Windkomponente im System mit rotierten Koordinaten [m/s]
$v_g$	meridionale Windkomponente im System mit geographischen Koordinaten [m/s]
$\vec{v}_h$	horizontaler Windvektor [m/s]
V	Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe [m/s]
$V_{KE}$	Windgeschwindigkeit der untersten Modellschicht [m/s]
WSV	Wasservolumen [vol.]
z	Höhe [m]
zw	Grundwasserspiegel [m]
ZLNB	Zone Level of Neutral Buoyancy [m]
$\alpha$	(1) Albedo [1] (2) Flow accumulation [ $\text{m}^2$ ]
$\beta$	Hangneigung [ $^{\circ}$ ]
$\gamma_f$	feucht-adiabatischer Gradient
$\gamma_t$	trocken-adiabatischer Gradient
$\sigma$	Stefan-Boltzmann Konstante [ $\text{W}/\text{m}^2/\text{K}^4$ ]
$\rho_w$	Dichte feuchter Luft [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ]
$\delta$	Winkel zwischen den Längenkreisen [ $^{\circ}$ ]
$\lambda_N$	Längenkreis des rotierten Pols

$\varphi_N$	Breitenkreis des rotierten Pols
$\lambda_g$	Längenkreis im geographischen System
$\varphi_g$	Breitenkreis im geographischen System
$\eta$	Wassergehalt [cm]
$\theta$	Bodenfeuchte [vol.]
$\theta_r$	residuale Bodenfeuchte [vol.]
$\theta_r$	gesättigte Bodenfeuchte [vol.]
$\Theta_{KE}$	potentielle Temperatur der untersten Modellschicht [°C]
$\Theta_{sz}$	Bodenfeuchte in der oberen Bodenzone [vol.]
$\Theta_{tz}$	Bodenfeuchte in der unteren Bodenzone [vol.]
$\kappa$	thermische Leitfähigkeit [1]
$\Psi_c$	Matrixpotential [hPa]
$\Psi_h$	Gravitationspotential [hPa]

# Kapitel 1

## Einleitung und Konzeption der Arbeit

### 1.1 Einleitung

Wasser ist eine der wichtigsten natürlichen Ressourcen auf der Erde. Im Boden befindliches Wasser wird als Bodenfeuchte bezeichnet (Schachtschabel et al. 1998). Eine niedrige Bodenfeuchte, die über längere Zeit anhält, ist Folge einer Dürre und betrifft v.a. den landwirtschaftlichen Anbau, wie z.B. in Deutschland im extrem warmen Jahr 2003 (Löpmeier 2004). Eine hohe Bodenfeuchte kann dagegen im Zusammenhang mit starken Niederschlägen eine Ursache für Hochwasserereignisse sein, so z.B. beim Elbehochwasser im August 2002 (Bundesanstalt für Gewässerkunde 2002). Dies sind Beispiele für die Rolle der Bodenfeuchte als Folge fehlender oder während sehr starker Niederschlagsereignisse. Die Bodenfeuchte kann aber auch Dürren verstärken oder Niederschlagsprozesse mit verursachen, da sie den Energie- und Wasserhaushalt in der Atmosphäre beeinflusst (Trenberth & Guillemont 1996; Trenberth et al. 1988). Somit ist die Bodenfeuchte eine wichtige Variable in den Wechselwirkungen zwischen der Landoberfläche und der Atmosphäre, und das Verständnis der zeitlich-räumlichen Prozesse, die ihr Auftreten bestimmen, können von gesellschaftlicher Bedeutung sein. Aufgabe der Hydrometeorologie ist es, Prozesse, die das Wasser betreffen, u.a. zu simulieren. Die Bodenfeuchte ist ein Teil des hydrologischen Kreislaufes, der über die einfache Wasserhaushaltsgleichung beschrieben werden kann (Bretschneider et al. 1993):

$$N = A + V \pm R \quad (1.1)$$

N ist der Niederschlag, A der Abfluss, V die Verdunstung und R die Retention (der Rückhalt). Beim flüssigen oder festen Niederschlag führt die Atmosphäre dem Erdboden Feuchtigkeit zu, auf dem es verweilt, verdunstet oder abfließt. Die natürliche Retention wird durch die Pflanzenoberfläche, den Boden, das Grundwasser und das Gewässernetz bestimmt. Im Boden ist sie durch die Bodenfeuchte determiniert. Die Ursachen für die Verteilung der Bodenfeuchte und ihre Auswirkung auf das Wetter werden in dieser Arbeit besonders betrachtet. Das Verständnis der Prozesse, welche die Bodenfeuchte bestimmen, könnte ein wesentlicher Schlüssel für die verbesserte Vorhersage sein, wo und wie viel konvektiver Niederschlag auftreten kann (Findell & Eltahir 2003a).

Die in der Meteorologie gebräuchlichen numerischen Modelle simulieren die für die Wettervorhersage relevanten energetischen und hydrologischen Prozesse, die in der Atmosphäre und im Boden ablaufen. Hierbei hat sich herausgestellt, dass – im Gegensatz zu anderen meteorologischen Variablen wie z.B. der Lufttemperatur oder der Windstärke – die Güte der Niederschlagsvorhersage in den letzten 16 Jahren nicht wesentlich besser geworden ist (Ebert et al. 2003; DWD 2002). Ein wesentlicher Grund hierfür liegt in der hohen Komplexität bei der Entstehung von Niederschlag, der hochvariabel im Raum verteilt ist. Entsprechendes gilt auch für die anderen Komponenten des Wasserkreislaufes. Die Anfangsbedingungen im Boden und in der Atmosphäre sind bei der numerischen Wettervorhersage ein erhebliches Problem (Hess 2000). Über möglichst viele Messungen wird versucht, die Natur in ihrem gegenwärtigen Zustand zu beschreiben. Ausgehend von diesen Beschreibungen

berechnen die NWP (*Numerical Weather Predicting models*) einen zukünftigen Zustand der Atmosphäre und der Flüsse im Boden. Unterscheiden sich die Anfangsbedingungen bzw. die Startwerte sehr von dem tatsächlichen Zustand der Natur (was nicht hinlänglich beurteilt werden kann), so kann selbst ein physikalisch vollkommen korrektes Modell eine minderwertige Vorhersage treffen (Ebert et al. 2003). Die Verbesserung der Modelle kann also dadurch erfolgen, dass der Anfangszustand des Systems Boden-Atmosphäre näher an der Wirklichkeit liegt. Dies ist eine Frage der vorhandenen Messungen, aber auch der Methode, Startwerte zu produzieren. Andererseits gibt es natürlich kein zu hundert Prozent physikalisch richtiges Modell, so dass hier eine Verbesserung erzielt werden kann, indem die komplizierte Natur mathematisch komplexer beschrieben wird. So gibt es bislang kein operationelles Wettervorhersagemodell, welches die verschiedenen Abflusskomponenten wie z.B. den Grundwasserabfluss berechnen kann (Braun 2002). In den Modellen setzt der Abfluss ein, sobald die Übersättigung des Bodens erreicht ist. Das fließende Wasser kommt im weiteren zeitlichen Verlauf jedoch nicht anderen Regionen innerhalb des Einzugsgebiets zugute, da seitliche Abflüsse nicht berechnet werden. Aus diesem Grund wird in der vorliegenden Arbeit das Wetter simuliert, indem u.a. eine modifizierte Version des Lokal-Modells (LM) vom Deutschen Wetterdienst (DWD) benutzt wird. So ist das im LM enthaltene SVAT (*Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer-Scheme*) TERRA durch das angekoppelte SVAT-Modul TOPLATS ersetzt (Seuffert 2001). Dieses Programm ist in der Lage, laterale Abflüsse sowie komplexe Energie- und Wasserflüsse am Erdboden zu berechnen.

Die bisherigen Studien zu den Einflüssen der Landoberfläche auf die Atmosphäre variieren in den verwendeten Modellen, Oberflächenparametern und in den angewandten Methoden stark (Pielke 2001). In den Arbeiten wird der Einfluss der Bodenfeuchte auf die Grenzschicht und den Niederschlag deutlich, jedoch wurden häufig vereinfachte zweidimensionale Modelle mit sehr groben Oberflächenbeschreibungen verwendet, und das Modellgebiet war relativ klein. Außerdem wurden die eigentlichen Ursachen für den Niederschlag und dessen Höhe zumeist nicht analysiert. Dieses Manko versucht die vorliegende Arbeit zu beheben, indem mit komplexen Modellen simuliert wird, räumlich hoch aufgelöste Oberflächenparameter verwendet und die Wirkungen der Bodenfeuchte auf die verschiedenen Variablen in der Atmosphäre analysiert werden. Ziel dieser Arbeit ist es, mit den numerischen Modellen Wechselwirkungen zwischen der Landoberfläche und der Atmosphäre möglichst realistisch zu simulieren, insbesondere jene, welche den Wasserkreislauf determinieren. Hierbei werden die folgenden Fragestellungen untersucht:

- Wie stark beeinflusst die Landoberfläche das Wettergeschehen, bzw. welche Wirkungen treten zwischen Landoberfläche und Atmosphäre auf?
- Führt eine komplexere Beschreibung der Landoberflächenparameter in den Modellen zu einer Verbesserung in der Wettervorhersage? Dies schließt die Frage ein, ob die Kopplung besser als das LM in der Lage ist, das Wetter vorherzusagen und ob die Kopplung, mit einer höheren räumlichen Auflösung gerechnet, näher an den vorhandenen Messungen liegt.
- Wie groß ist der Einfluss der Startwerte der Bodenfeuchte auf die Atmosphäre und insbesondere auf den Niederschlag?

Das Untersuchungsgebiet von rund 12000 km<sup>2</sup> befindet sich größtenteils in NRW sowie teilweise in Rheinland-Pfalz. Ein Schwerpunkt der Arbeit ist eine bessere Beschreibung der Erdoberfläche in den Modellen, um dem Ziel einer detaillierteren Wettervorhersage näher zu kommen. Hierzu wird TOPLATS mit einer Auflösung bis zu 250 m gerechnet. Die wichtigen Startwerte der Bodenfeuchte werden in dieser Arbeit mit einer anderen Methode erzeugt, als die in der operationellen Wettervorhersage. Statt des Tuning-Verfahrens, bei dem eine Anpassung der Bodenfeuchte im Lokal-Modell an die gemessene 2m-Temperatur erfolgt,

wird TOPLATS mit Niederschlägen vom X-Band-Radar des Bonner Meteorologischen Institutes angetrieben, um Startwerte der Bodenfeuchte für die späteren Simulationen mit dem Lokal-Modell zu erhalten.

## 1.2. Konzeption der Arbeit

Diese Studie ist folgendermaßen aufgebaut:

Zunächst werden in Kapitel 2 die wichtigen hydro-meteorologischen Prozesse erläutert, die bei den Wechselwirkungen zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre wichtig sind. Es enthält zusätzlich die Beschreibung bisheriger Studien zu dieser Thematik. Hiernach werden in Kapitel 3 die benutzten numerischen Modelle beschrieben, die u.a. die Wirkungen der Landoberfläche auf die Atmosphäre quantifizieren können. Der Schwerpunkt wird hierbei auf die unterschiedlichen Berechnungsansätze der wesentlichen hydrologischen und energetischen Variablen in den verschiedenen SVAT gesetzt. Kapitel 4 geht auf die Methode ein, mit der die Oberflächenparameter in die Modelle implementiert werden. Die Kopplung wird in drei verschiedenen Auflösungen dieser Parameter benutzt, deren Unterschiede analysiert werden. Die Eichung von TOPLATS wird dann im fünften Abschnitt vorgestellt und die Frage geklärt, wie gut dieses Modell den Abfluss als wichtige Komponente des Wasserkreislaufes sowie die Energieflüsse an der Oberfläche simulieren kann. Die Güte der Abflussmodellierung wird mittels vorhandener Messungen der Flüsse Sieg und Agger für einen Drei-Jahreszeitraum getestet. Die simulierten Energieflüsse werden mithilfe einer Messung an einer Energiebilanzstation bewertet, die sich im Modellgebiet befindet. In Kapitel 6 wird die Methode zur Herstellung der Startwerte der Bodenfeuchte vorgestellt, die Voraussetzungen für die Modellierungen mit der Kopplung und dem LM sind. Dazu wird TOPLATS mit hochaufgelösten Niederschlagsdaten angetrieben, die aus einigen Bodenmessungen und dem Bonner X-Band-Radar gewonnen werden. In Kapitel 7 werden schließlich die Modellierungen mit dem LM und der Kopplung analysiert. Hier werden sechs Fallstudien präsentiert, in denen aufgrund der synoptischen Zustände deutliche Interaktionen zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre zu erwarten sind. Zunächst werden die simulierten Energieflüsse und Variablen in der Grenzschicht aus den Ergebnissen von dem LM und der Kopplung in einer Fallstudie mithilfe von Fesselsondenmessungen verglichen. Die Güte der modellierten 2m-Feuchte und 2m-Temperatur wird dann für alle sechs Fallstudien mithilfe von synoptischen Stationen bewertet, um zu testen, ob die Kopplung zu einer Verbesserung in der Prognose dieser wichtigen bodennahen meteorologischen Größen führt. In dem darauffolgenden Unterkapitel wird der von den Modellen simulierte Niederschlag, der in fünf der sechs verschiedenen Fallstudien aufgetreten ist, analysiert und mit kalibrierten Radar- und Bodenmessungen verglichen. In den Modellierungen werden Landoberflächenparameter und initialisierte Werte der Bodenfeuchte variiert, um die Auswirkungen auf den prognostizierten Niederschlag zu testen. Die Ergebnisse der Simulationen werden schließlich am Ende des Kapitels diskutiert und zusammengefasst. Eine abschließende Betrachtung dieser Studie findet sich im letzten Abschnitt.



## Kapitel 2

# Einfluss der Bodenfeuchte auf die Atmosphäre

## 2.1 Grundlagen

### 2.1.1 Bodenfeuchte

Das im Boden, gegen den Einfluss der Schwerkraft, verbleibende Wasser wird in der Bodenkunde als Haftwasser oder Bodenfeuchte bezeichnet (Schachtschabel et al. 1998). Das Sickerwasser und das Grundwasser gehören nach dieser Definition nicht zur Bodenfeuchte, da beide von der festen Bodenmatrix losgelöst sind. Die dominierenden Kräfte, die das Wasser an den Boden binden, sind das Matrixpotential  $\Psi$  und das Gravitationspotential  $\Psi_h$ . Daneben existieren noch andere Teilpotentiale, z.B. das osmotische- oder das Gaspotential, die jedoch nur bei großen Salzgehalten im Boden bzw. bei starken Druckunterschieden zwischen der Luft im Boden und in der Atmosphäre bedeutsam sind (Schachtschabel et al. 1998). Das Gravitationspotential ist die Arbeit, welche geleistet werden muss, um Wasser von einem Bezugspunkt an einen höher gelegenen Punkt zu bewegen. Das Matrixpotential ist die Arbeit, die aufgewandt werden muss, um dem Boden Wasser zu entziehen. Sie ist ein Maß für die Adsorptions- und Kapillarkräfte, die auf das Bodenwasser wirken. Die Wasserspannung ist der absolute Betrag von  $\Psi$ . Wenn das Gesamtpotential (Summe aus  $\Psi_h$  und  $\Psi$ ) des Wassers im Boden an allen Stellen gleich ist, befindet sich das Bodenwasser im statischen Gleichgewicht und es gibt keine Wasserbewegung. Durch Verdunstung und Niederschlag werden Schwankungen im Potential hervorgerufen. Die Wasserspannung steigt beim Verdunstungsprozess und bewegt sich in Richtung Erdoberfläche. Beim Niederschlag sinkt die Wasserspannung und Wasser wird in den Boden infiltriert, solange keine Übersättigung auftritt.

In numerischen hydrologischen Modellen, wie auch in TOPLATS, wird die Bodenfeuchte mit dem Matrixpotential in Beziehung gesetzt. Dieser Zusammenhang wird mit empirischen Funktionen beschrieben (vgl. Kapitel 3). Zwischen dem Matrixpotential und dem Wassergehalt besteht ein von der Bodenart abhängiger charakteristischer Zusammenhang, der als Wasserspannungskurve (pf-Kurve oder Retentionskurve) bezeichnet wird. Die Einheit der Bodenfeuchte wird häufig in dem volumetrischen Wassergehalt [vol.] ausgedrückt. Dieser bezeichnet das (prozentuale) Verhältnis des Wasservolumens WSV zu dem Bodenvolumen BV. Aus dem volumetrischen Gehalt kann jedoch nicht auf die Wasseraufnahmefähigkeit des Bodens geschlossen werden, da das Wasser aufgrund der Bodenmatrix und der dort eingeschlossenen Luft, nicht den kompletten Bodenraum ausfüllen kann. Die effektive Sättigung  $S_e$  ist hierfür ein besseres Maß. Sie ist die normierte Bodenfeuchte und berechnet sich wie folgt (Brooks & Corey 1964):

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (2.1)$$

Die Residualfeuchte  $\theta_r$  ist die Restfeuchte, die im Boden auch nach maximaler Verdunstung aufgrund der (durch die Bodenmatrix) wirkenden Kräfte verbleibt. Die Sättigungsfeuchte  $\theta_s$  ist die maximal mögliche Bodenfeuchte, also die Differenz aus dem gesamten Porenvolumen PV und der im Boden eingeschlossenen verbleibenden Luft. Die effektive Sättigung ist ein besseres Maß zur Beschreibung der räumlichen Verteilung in einem Gebiet als die volumetrische Feuchte, da hier der direkte Bezug zur Aufnahmefähigkeit des Bodens hergestellt wird, die eng mit der Verdunstung gekoppelt ist. Die genaue Bestimmung der Wasserspannungskurve und damit die Ermittlung der Bodenfeuchte für unterschiedliche meteorologische Bedingungen, ist sehr schwierig aufgrund der großen vertikalen Heterogenität der Böden und der Hysterese. Die Hysterese beschreibt die Eigenschaft des Bodens, die durch Be- und Entwässerung für den gleichen  $pf$ -Wert (= negativer dekadischer Logarithmus der Wasserspannung) unterschiedliche Wassergehalte hervorruft. Die einzelnen Kenngrößen aus der Wasserspannungskurve sind für die Verdunstung von pflanzenbedecktem und unbedecktem Boden von großer Bedeutung und werden deshalb näher erläutert. Die Feldkapazität ist die Menge an Wasser, die im Boden entgegen der Schwerkraft gehalten werden kann und wird nach DIN 4220 (AG Boden 1994) bei einem  $pf$ -Wert von 1,8 angesetzt. Der Permanente Welkepunkt PWP ( $pf = 4,2$ ) ist ein pflanzenphysiologisches Maß und ist die Bodenfeuchte, bei deren Unterschreiten den Pflanzen zu wenig Wasser zur Verfügung steht. Das Porenvolumen bzw. die Porosität ist der gesamte im Boden befindliche Raum, welcher sich aus der Summe von Luftkapazität und Feldkapazität ergibt (AG Boden 1994). Bei der Modellierung der Bodenfeuchte treten erhebliche Schwierigkeiten auf, weil einerseits der Boden eine sehr große Heterogenität aufweist und andererseits die wesentlichen meteorologischen Einflussgrößen Verdunstung und Niederschlag ausgesprochen kleinräumig auftretende Variablen sind (vgl. Kapitel 4.2).

### 2.1.2 Meteorologie

Die Bodenfeuchte beeinflusst die Energieflüsse am Boden, die über die Energiebilanzgleichung miteinander verknüpft sind (Kraus 2000):

$$R_n - E - H - B = 0 \quad (2.2)$$

$R_n$  ist die Nettostrahlung,  $E$  steht für den latenten-,  $H$  für den fühlbaren Wärmefluss und  $B$  kennzeichnet den Bodenwärmestrom.

Die Energieflüsse bewirken – in Abhängigkeit von der synoptischen Situation – Veränderungen in der Grenzschicht der Atmosphäre (s.u.), die nichtlinear sind. Die Wechselwirkungen zwischen der Bodenfeuchte und der Atmosphäre können in Abwesenheit der Advektion vereinfacht wie folgt dargestellt werden (Abbildung 2.1): Eine variierende Bodenfeuchte beeinflusst direkt Bodentemperatur, Verdunstung und Albedo an der Erdoberfläche. Dadurch verändern sich unmittelbar die Strahlungs- und Feuchtigkeitsverhältnisse in Bodennähe. Ein zunehmend feuchter Boden erhöht die Nettostrahlung, da die Albedo abnimmt, d.h. die Absorption der Strahlung am Boden verstärkt wird.



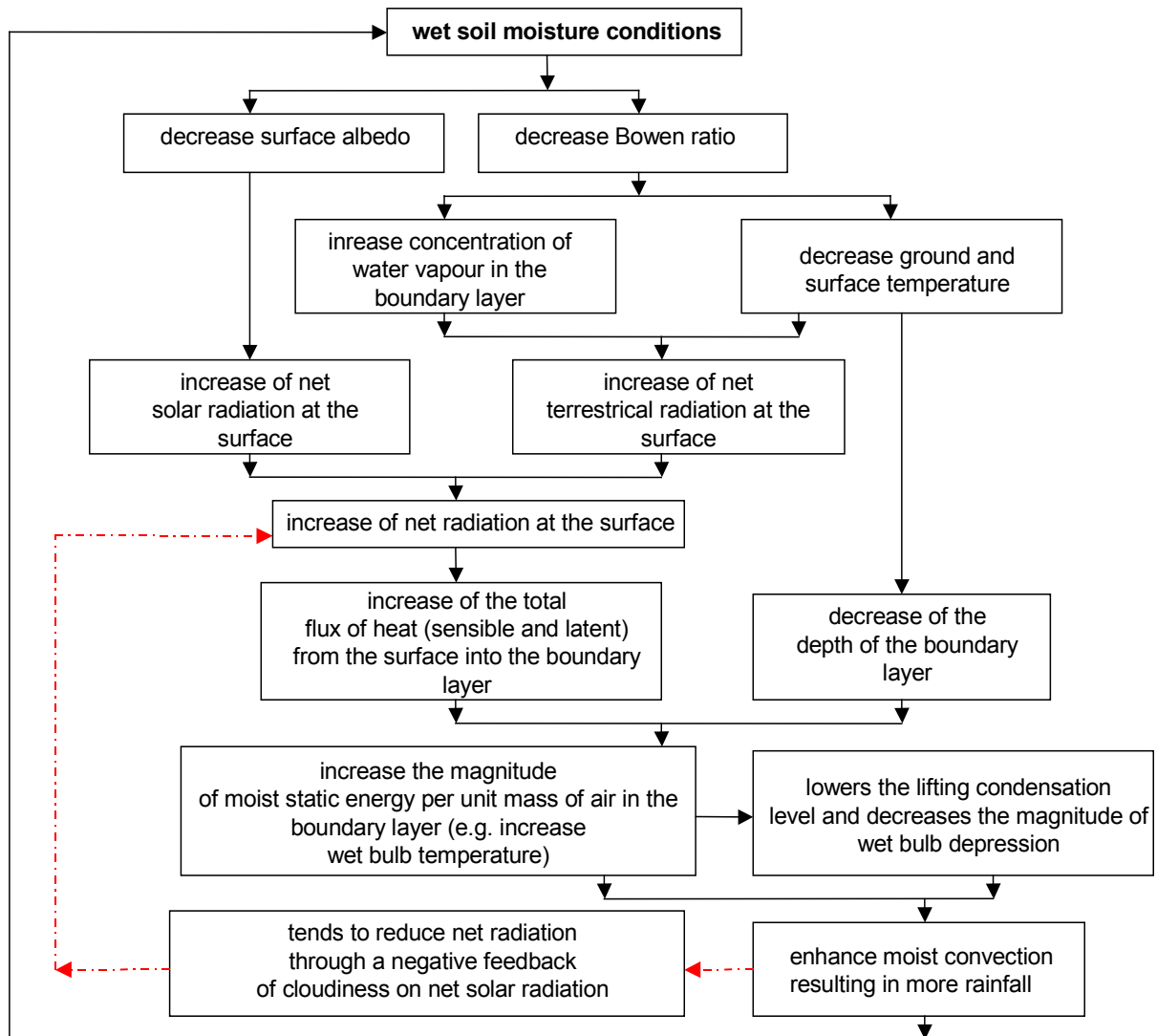


Abbildung 2.1: Beispiel für die Wechselwirkungen zwischen der Bodenfeuchte und dem Niederschlag (Findell & Eltahir 1999). Die roten Pfeile deuten eine negative Rückkopplung an.

Gleichzeitig verringern sich die Oberflächentemperatur, weil mehr Energie für die Verdunstung aufgewendet werden muss, und die langwellige Ausstrahlung ebenso, entsprechend dem Boltzmannschen Strahlungsgesetz. Außerdem erhöht sich die langwellige Einstrahlung durch den zunehmenden Feuchtigkeitsgehalt in der Luft. Somit vergrößert sich auch die langwellige Einstrahlung (Findell & Eltahir 1999). Wesentlich komplizierter werden die Strahlungsrückkopplungen, wenn Wolkenbildung einsetzt. Die oben beschriebenen Wirkungen sind relativ unbestritten, die weitergehenden Effekte auf die Atmosphäre sind jedoch hochgradig nichtlinear. Das Bowen-Verhältnis ( $H/E$ ) erniedrigt sich bei höherer Bodenfeuchte durch den gesteigerten Fluss latenter Wärme. Da hierbei der Fluss fühlbarer Wärme verringert wird, erniedrigt sich die Höhe der Grenzschicht, in der sich mehr Feuchtigkeit in der Atmosphäre sammelt, die zu mehr Niederschlag führen kann. Ein auftretender Niederschlag schließlich befeuchtet wiederum den Boden und schwächt den Auftrieb im entsprechenden Gebiet. Diese positiven Wirkungen der höheren Bodenfeuchte auf die Niederschlagsbildung deuten physikalische Zusammenhänge an, die im Rahmen der Studie von Findell & Eltahir (1999) herausgefunden wurden und hier beispielhaft dargestellt sind. Andere Studien belegen gegenteilige Effekte der Auswirkung variierender Werte der Bodenfeuchte auf die Atmosphäre.

Der Zustand der Grenzschicht bestimmt über den Auftrieb von erwärmten Luftteilchen bei konvektiven Wetterlagen, die wiederum Bewölkung und Niederschlag determinieren können. Somit kann in der Folge der Niederschlag verringert oder vergrößert werden, in Abhängigkeit von den vielfältigen Wechselwirkungen z.B. zwischen Strahlung und Feuchtigkeit in der Atmosphäre oder zwischen virtueller Temperatur und Labilität in der Grenzschicht. Die CAPE spielt bei der Entstehung des konvektiven Niederschlagsprozesses eine wesentliche Rolle. Die CAPE steht als Abkürzung für die *Convective Available Potential Energy* oder einfach Labilitätsenergie. Sie wird über die Differenz zwischen der Umgebungstemperatur und einem in diesem Luftpaket befindlichen Teilchen berechnet, welches trocken- bzw. beim Erreichen des Taupunkts feuchtadiabatisch aufgestiegen ist. Dann wird diese potentielle Energie über die jeweils betrachteten Höhen aufsummiert. Es gibt hierbei verschiedene Definitionen über diese Höhen, ob die CAPE ab dem LFC (*Level of Free Convection*), dem *Lifted Condensation Level* LCL oder ab einer beliebigen Höhe berechnet wird. Außerdem ist die Wahl des Temperaturmaßes, ob z.B. virtuelle- oder äquivalentpotentielle Temperatur, nicht eindeutig definiert. Die CAPE wird in dieser Arbeit mithilfe des Fortranprogramms *calcsound.f* von Prof. Kerry A. Emanuel (abrufbar unter: <http://wind.mit.edu/~emanuel/home.html>, Mai 2005) berechnet, welches Temperatur, Druck und Feuchte in den betrachteten Schichten als Input benötigt. Anschließend wird die errechnete kinetische Energie ab dem LFC aufsummiert. Somit lautet die Gleichung für die in dieser Studie benutzten CAPE (Emanuel 1994; Holton 1992):

$$CAPE = \frac{g}{T_v} \cdot \int_{LFC}^{ZLNB} (T'_v - T_v) dz \quad (2.3)$$

$g$  ist die Gravitation, ZLNB (*Zone Level of Neutral Buoyancy*) die Zone, ab der ein Luftteilchen keinen Auftrieb mehr erfährt, und LFC (*Level of Free Convection*) ist das Niveau von dem ein Teilchen aufsteigt.  $T'_v$  steht für die virtuelle Temperatur des Luftteilchens und  $T_v$  für die entsprechende virtuelle Temperatur der Umgebung.  $dz$  kennzeichnet die Höhendifferenz. Die CAPE vom LFC aus gerechnet, kann in Gewitterwolken Werte von mehreren hundert bis über 5000 J/kg erreichen. In schweren Stürmen treten Werte von 2000 J/kg bis 3000 J/kg auf (Holton 1992). Identische Werte der CAPE bei verschiedenen Höhenprofilen führen nicht unmittelbar zu den gleichen Auftriebsgeschwindigkeiten, da ihre vertikale Erstreckung eine Rolle spielt. Konzentriert sich die Labilitätsenergie auf eine dünne Schicht, ist der Auftrieb größer, als wenn sich diese auf eine mächtigere Schicht verteilt. Studien zeigen, dass die Labilitätsenergie nahezu proportional zur potentiellen Äquivalenttemperatur ab ca. 22 °C ist, so dass eine steigende Lufttemperatur eines Teilchens bei gleicher Feuchte automatisch zu einer höheren CAPE führt (Eltahir and Pal 1996). Die gesteigerte Labilität sorgt je nach Feuchtigkeitsverhältnissen für eine erhöhte Wahrscheinlichkeit der Gewitterbildung. Die CAPE ist abhängig von den Temperatur, Druck und Feuchtigkeitsverhältnissen in der Luft. Diese Variablen werden i.d.R. jedoch nicht großflächig in der Vertikalen gemessen, so dass der Labilitätszustand der Atmosphäre häufig unbekannt ist. Dabei wirken sich schon geringe Schwankungen in atmosphärischen Variablen auf die Labilität und den Niederschlag aus. Die Sensitivität des Niederschlagsprozesses gegenüber leichten Feuchte- und Temperaturvariationen innerhalb der unteren Grenzschicht verdeutlicht die Arbeit von Crook (1996). In dieser wird festgestellt, dass eine Variabilität von 1 °C Lufttemperatur oder 1 g/kg spezifischer Feuchte, die noch innerhalb der üblichen Messunsicherheiten liegen, keinen Niederschlag oder intensive Konvektion auslösen können. Die spezifische Feuchte wirkt sich hierbei stärker auf die Labilität der Grenzschicht aus.

## 2.2 Studien zu dem Einfluss der Bodenfeuchte auf die Atmosphäre

Es sind bisher einige Studien zu den expliziten Einflüssen der Bodenfeuchte auf die Atmosphäre bzw. auf den Niederschlag durchgeführt worden. Die Ergebnisse über eine negative oder positive Rückkopplung der Wirkung der Bodenfeuchte auf den Niederschlag sind hierbei sehr unterschiedlich, was auf die Komplexität dieser Thematik hindeutet. So ist in den Studien, die mithilfe von modellierter oder gemessener Bodenfeuchte durchgeführt wurden, entweder über trockenem oder über feuchtem Boden mehr Niederschlag gefallen. Unter idealisierten Oberflächenparametern in den Modellen, z.B. bei Verwendung einer homogen verteilten Bodenart, Landnutzung oder Topographie oder einfachen Verteilungsmustern der Bodenfeuchte, lassen sich deutlichere Tendenzen in den Wechselwirkungen zwischen Erdoberfläche und Niederschlag erkennen, als unter Berücksichtigung heterogener und damit realistischeren Oberflächenstrukturen. Die Mehrzahl der hier genannten wissenschaftlichen Abhandlungen befassen sich u.a. deshalb vorwiegend mit vereinfachten Verteilungsmustern der Oberflächenstruktur in den Modellen und der Betrachtung ihrer Wirkung auf wenige meteorologische Variablen:

- *Bodenfeuchte und Niederschlag*  
(Avisar & Liu 1996; Clark & Arritt 1995; Eltahir & Pal 1996; Eltahir 1998; Emori 1998; Findell & Eltahir 1999; Mölders & Raabe 1997; Schär et al. 1998)
- *Bodenfeuchte und Grenzschicht*  
(Ek & Holtslag 2003; Findell & Eltahir 2002; Ronda et al. 2002)
- *Bodenfeuchte und Wind*  
(Findell & Eltahir 2003a, b)

Darüber hinaus gibt es noch einige Arbeiten, die sich mit den Wechselwirkungen zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag im Rahmen der regionalen oder globalen Wettervorhersage bzw. in der Klimatologie beschäftigen. Deren Ergebnisse sind jedoch nur sehr eingeschränkt mit dieser Studie zu vergleichen und werden deshalb nicht erwähnt. Die meisten der oben genannten Studien werden in ihrer Aussagekraft wegen einer vereinfachten Oberflächenbeschreibung eingeschränkt (s.u.). Außerdem wird lediglich das qualitative Auftreten des Niederschlags (ja / nein) in Abhängigkeit von der initialisierten Bodenfeuchte analysiert, ohne die unmittelbaren Ursachen für die Niederschlagsbildung zu untersuchen. In den meisten Studien werden darüber hinaus zweidimensionale Programme benutzt, in denen die Advektion nicht berücksichtigt wird. In den operationellen Wettervorhersagemodellen ist dagegen eine heterogene Oberfläche mit den entsprechenden Parametern implementiert, wobei jedoch deren räumliche Auflösung grob und die Anzahl der Boden- und Landnutzungsklassen gering ist (z.B. das Lokal-Modell des DWD (1995) oder das IFS des ECMWF (<http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs>; Mai 2005)). Zunächst werden die Untersuchungen vorgestellt, die eine positive Rückkopplung zwischen erhöhter Bodenfeuchte und sich verstärkendem Niederschlag feststellen.

Niyogi et al. (2002) führten einige Sensitivitätsstudien zu dem Einfluss der Vegetation und der Bodenfeuchte auf die Verdunstung durch. Hierbei benutzten sie ein relativ komplexes Biosphärenmodell, welches das Verhalten der Pflanzen unter Wasserstress und einigen anderen Variablen, die i.d.R. auch nicht in komplexen SVAT-Modulen modelliert werden, aufzeigen kann. Die Ergebnisse verdeutlichen ein sehr komplexes Zusammenwirken zwischen Bodenfeuchte, Vegetation und Verdunstung, wobei letztere wichtig für die Genese von Niederschlag sein kann. So ist leicht vorstellbar, dass die Einflüsse der Bodenfeuchte

auf den Niederschlag hochgradig nichtlinear sind, wenn schon der Transport vom Wasser in die Atmosphäre kompliziert ist.

Clark und Arritt (1995) untersuchten den Einfluss von variierenden Werten einer initialisierten Bodenfeuchte und von schwankenden Landnutzungsparametern, wie z.B. der Albedo und des Pflanzenbedeckungsgrades, auf die Entwicklung der Konvektion, in Abwesenheit von dynamischen Einflüssen. Hierzu benutzten sie ein eindimensionales numerisches Modell mit konstanter, zu initialisierender Bodenfeuchte und vereinfachter Vegetationsbeschreibung, welches auch Parametrisierungen der Grenzschicht und der Bewölkung enthält. Die Anfangswerte der atmosphärischen Variablen wurden mit Radiosondenmessungen bereitgestellt. Ihre Ergebnisse zeigen, dass eine höhere initialisierte Bodenfeuchte in dem benutzten Modell zu einer zeitlich verzögerten Niederschlagsbildung führt und die Niederschlagsrate in der Summe größer als über trockenem Boden ist. Die größten Raten treten hierbei über feuchtem Boden und voll entwickelter Vegetation auf. Ihre Ergebnisse zeigen jedoch auch, dass die lineare Zunahme der Bodenfeuchte und des Pflanzenbedeckungsgrades zu nichtlinearen Veränderungen in der Niederschlagssumme, besonders über gering mit Pflanzen bedecktem Boden führen. So sinkt z.B. die Niederschlagssumme in dem Modell, wenn der Pflanzenbedeckungsgrad niedriger als 0,5 und die Bodenfeuchte (die während der Modellierung konstant geblieben ist) größer als 0,375 vol. ist.

Schär et al. (1998) kommen ebenso zu dem Ergebnis einer verstärkten Konvektion über feuchterem Boden, allerdings unter Miteinbeziehung der wichtigen advektiven Komponente. Sie untersuchten mit dem Europamodell (EM) des Deutschen Wetterdienstes den Einfluss der Bodenfeuchte auf einer relativ groben räumlichen Skala von 56 km. Ihre Analyse des EM-Outputs zeigt, dass die künstliche Erniedrigung des Bowen-Verhältnisses zu einer geringmächtigeren labileren Grenzschicht führt, in der sich mehr Feuchtigkeit und Wärme pro Luftvolumen sammelt. Außerdem tritt im Modell das *Level of Free Convection* (LFC) in einer niedrigeren Höhe auf, und die Nettostrahlung ist über feuchterem Boden höher. Diese drei Faktoren sind nach Ansicht der Autoren verantwortlich für die Zunahme der potentiellen konvektiven Aktivität, die schließlich zu einer höheren Niederschlagsrate führt.

Die Studie von Avissar & Liu (1996) macht dagegen einen negativen Zusammenhang zwischen reduzierter Bodenfeuchte und der Bildung von Niederschlag deutlich. Ihre Untersuchung wurde mithilfe des mesoskaligen Wettervorhersagemodells RAMS mit einer hohen räumlichen Auflösung von 250 m und 500 m in einem quadratischen Gebiet von 30\*30 km<sup>2</sup> sowie 15\*130 km<sup>2</sup> durchgeführt, wobei jedoch eine homogen verteilte Bodenart verwendet wurde. Es wurden verschiedene Verteilungen der Bodenfeuchte hypothetisch angenommen, die zu einer ausgeprägten Wolken- und Niederschlagsbildung bevorzugt über dem trockenen Boden führen. Diese negative Rückkopplung im Modell wird über eine mesoskalige Zirkulation ausgelöst, die durch die Heterogenität der Bodenfeuchtwerte verursacht wird und thermische Effekte überlagert.

Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt Emori (1998), der zweidimensionale Simulationen ebenso mit dem RAMS durchführte. Er stellt fest, dass eine hypothetische sehr differenzierte Distribution der Bodenfeuchte zu einer ebenso verteilten Oberflächentemperatur und schließlich zu einer strukturierten Windzirkulation führt. Diese Windzirkulation sorgt für eine verstärkte Konvektion mit Bildung von Cumuli über trockenem Boden und absteigenden Luftmassen über kalten, feuchten Oberflächen.

Eine komplexere Aussage über die Wechselwirkungen treffen Ek und Holtslag (2003). Sie fanden mithilfe von Modellsimulationen des CAPS (*Atmospheric Boundary Layer Plant-Soil Modell*) und Messungen heraus, dass eine Zunahme der initialisierten Bodenfeuchte zu einer verstärkten Wolkenbildung führt, wenn die Atmosphäre über der Grenzschicht relativ stabil und die Luft dort nicht zu trocken ist. Eine negative Rückkopplung tritt in den Simulationen auf, wenn es über der Grenzschicht eine labile Schichtung gibt. Ein trockener Boden produziert hier mehr konvektive Bewölkung. Die Ergebnisse wurden von den Autoren zu einer

Gleichung der relativen Feuchte an der Obergrenze der Grenzschicht verallgemeinert, die das Potential der Wechselwirkung zwischen Bodenwasser und Bewölkung quantifiziert. Findell und Eltahir (2003a und 2003b) kommen zu einer ähnlichen Aussage wie Ek und Holtslag. Sie führten die bislang komplexeste Untersuchung durch und erzielten aussagekräftige Ergebnisse. Diese Autoren untersuchen seit einigen Jahren Einflüsse von der Bodenfeuchte auf die Atmosphäre. Zunächst fanden sie mithilfe von Messungen der Bodenfeuchte und Variablen in der Grenzschicht heraus, dass es eine positive Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag gibt (Findell & Eltahir 1997; Eltahir 1998; Findell und Eltahir 1999). Später versuchten sie die Einflüsse der Bodenfeuchte zu simulieren und assimilierten beobachtete Daten in ein eindimensionales Grenzschichtmodell, welches mit einem SVAT verbunden ist. Die verschiedenen Niederschläge über trockenem oder feuchtem Boden erklären sie in ihrer Studie anhand von zwei Variablen, dem *Convective Triggering Potential* CTP und mithilfe eines *Humidity-Index*  $HI_{low}$  (s. Gl. 2.3): Findell und Eltahir (2003a) definieren die Wahrscheinlichkeit eines Niederschlagsereignisses bei konvektiven Wetterlagen über das Verhältnis des CTP und dem  $HI_{low}$  für die frühen Morgenstunden. Mithilfe dieser beiden Variablen ist es möglich, die Schichtung der Atmosphäre und die darin enthaltene Feuchtigkeit zu beschreiben. Das CTP wird durch die Integration der Fläche zwischen der Umgebungstemperatur und dem feuchtadiabatischen Gradienten berechnet, der ab einer Höhe in 900 hPa über dem Boden berücksichtigt wird (Abbildung 2.2).

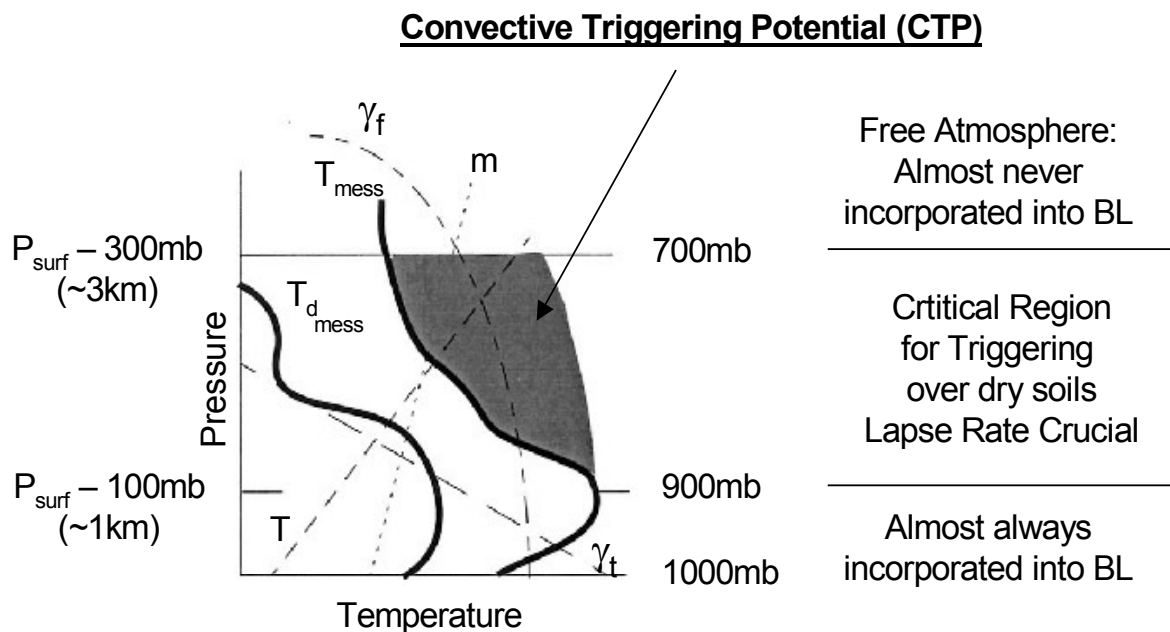


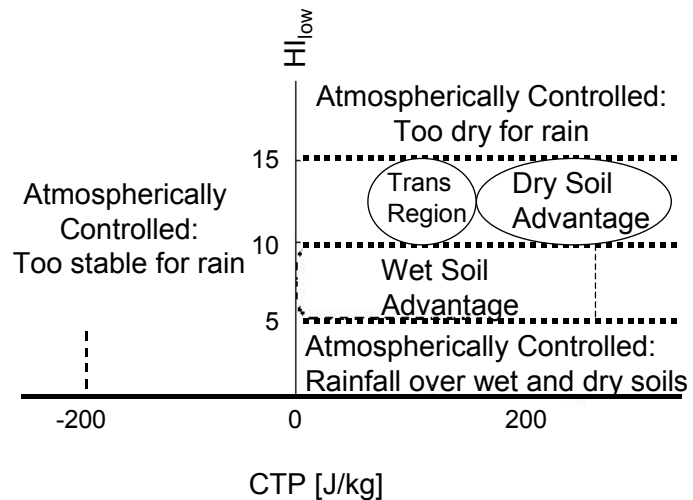
Abbildung 2.2: Darstellung des Convective Triggering Potentials (CTP) in einem thermodynamischen Diagrammpapier (Findell & Eltahir 2003a; verändert).

T steht für die linear zunehmende Temperatur,  $T_{d_{mess}}$  ist die Taupunktmessung,  $T_{mess}$  die Temperaturmessung,  $m$  das Mischungsverhältnis und  $\gamma_f$  stellt den feucht- bzw.  $\gamma_t$  den trockenadiabatischen Gradienten dar. Voraussetzung für die Berechnung des CTP ist also das gegebene Temperaturprofil der Atmosphäre, das in der oben beschriebenen Studie durch eine Messung erhalten wird.  $HI_{low}$  ist ein modifizierter Feuchtigkeitsindex, der wie folgt berechnet wird (Findell & Eltahir 2003a):

$$HI_{low} = (T_{950} - T_{d,950}) + (T_{850} - T_{d,850}) \quad (2.4)$$

$T$  ist die Temperatur in der entsprechenden Druckschicht 950 hPa und 850 hPa und  $T_d$  die jeweilige Taupunkttemperatur. Je kleiner der Feuchtigkeitsindex, d.h. je größer die Taupunkttemperatur in den jeweiligen Schichten, desto feuchter die Luft. In einigen Studien (u.a. Lytinska<sup>1</sup>) sind Grenzwerte für einen Humidity-Index gesetzt worden, ab dem die Atmosphäre zu trocken ist, um konvektiven Niederschlag auszulösen. Findell & Eltahir setzen den Grenzwert für den  $H_{i_{low}}$  bei 15 °C an (Abbildung 2.3).

Abbildung 2.3: Der Zusammenhang des CTP- $H_{i_{low}}$ -Verhältnisses zur Beschreibung der Rückkopplung der Bodenfeuchte mit dem Niederschlag (Findell & Eltahir 2003a).



Wenn die Atmosphäre sehr trocken ( $H_{i_{low}} > 15$  °C) oder sehr stabil ist ( $CTP < 0$  J/kg), gibt es im Modell keinen Regen. Ist sie dagegen feucht-labil ( $H_{i_{low}} < 5$  °C und  $CTP > 0$  J/kg), tritt über feuchtem und trockenem Boden Regen auf, weil eine hohe Feuchtigkeit leicht Niederschlag in Abhängigkeit von den Energieflüssen produziert. Liegt der  $H_{i_{low}}$  zwischen 5 und 15, können positive oder negative Rückkopplungen zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag auftreten. Somit wird das Potential der späteren Wechselwirkungen über die Atmosphärenschichtung und die Feuchtigkeit in den Morgenstunden beschrieben. Allerdings leiten die Autoren dieses CTP- $H_{i_{low}}$ -Verhältnis nur aus einem eindimensionalen Grenzschichtmodell ab.

Diese oben gewonnenen Erkenntnisse wurden mit einem dreidimensionalen mesoskaligen Modell versucht zu reproduzieren, wobei die zusätzliche advective Komponente die Analyse erschwert hat. Die grundsätzlichen Annahmen bleiben durch die neuen Simulationen bestehen (Findell & Eltahir 2003b). Durch die Windbeeinflussung trifft jedoch der vereinfachte CTP- $H_{i_{low}}$ -Ansatz nur noch teilweise zu. So zeigen sich nicht ausschließlich mit der Bodenfeuchte interpretierbare Niederschläge insbesondere in der *wet soil advantage* (vgl. Abbildung 2.3). Dies erklären die Autoren folgendermaßen: Der Einfluss des Windes mit niedrigen Geschwindigkeiten unterdrückt bei Windscherung die Bildung der Grenzschicht, während ein Wind mit relativ homogener Richtung die Grenzschichtbildung forciert. Dieses Muster erklärt jedoch nur 50 % der Abweichungen vom obigen vereinfachten Muster, die anderen 50 % sind nicht erklärbar. Die Autoren vermuten einen starken Einfluss des Windes über der Grenzschicht, der in der Studie nicht betrachtet wurde. Die Einführung des Feuchtigkeitsindex  $H_{i_{low}}$  und des CTP ist der Versuch, bei vielen Simulationen mit lediglich zwei Variablen das Auftreten von Niederschlag in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte zu verstehen. Dabei spielen jedoch noch wesentlich mehr Prozesse (insbesondere die der Wolkenphysik und der Verdunstung in höheren Schichten) eine Rolle. Somit kann der Niederschlagsprozess gerade auch über einem größeren Modellgebiet nicht durch wenige Variablen diagnostisch beschrieben werden, und eine genauere Analyse der Atmosphärenverhältnisse ist notwendig. Das vereinfachte Erklärungsmuster von Eltahir und Findell trifft also häufig nur in zweidimensional gerechneten Fallstudien zu, obwohl mit einer homogen verteilten

<sup>1</sup> Lytinska, Z. et al. (1976): The prediction of air mass thunderstorms and hails. WMO Bull. 450, 128 – 130.

Bodenfeuchte und Landnutzung gerechnet wurde. Über realistischer verteilter Landoberfläche und bei heterogener Verteilung der Bodenfeuchte wird deren Einfluss auf die Atmosphäre, insbesondere auf den Niederschlag, nochmals deutlich erschwert! In dieser Arbeit wird mit dem  $Hi_{low}$  als Feuchtigkeitsmaß gerechnet, welcher aus den Variablen Temperatur, Feuchte und Druck in den unterschiedlichen Höhen aus dem Output des LM errechnet wird. Als Labilitätsmaß für die Atmosphäre wird die CAPE benutzt, da das CTP (s.o.) auf das speziell in der Studie von Findell und Eltahir verwendete Modell zugeschnitten ist und den Autoren Profilmessungen der Atmosphäre zu bestimmten Zeitpunkten zur Verfügung standen, die in das Modell assimiliert wurden. Die CAPE entspricht dem CTP unter der Voraussetzung, dass jene ab dem LCL berechnet wird und dass  $T'_v = T_v$  in der Höhe 900 hPa auftritt. Außerdem wird in dieser Arbeit nach den Ursachen für den Niederschlagsprozess gesucht und es werden quantitative Vergleiche angestellt.





# Kapitel 3

## Numerische Modelle

In dieser Arbeit werden zwei verschiedene Modelle benutzt: TOPLATS und das Lokalmodell LM (Abbildung 3.1), außerdem eine Kopplung zwischen diesen beiden, die von Seuffert (2001) entwickelt worden ist.

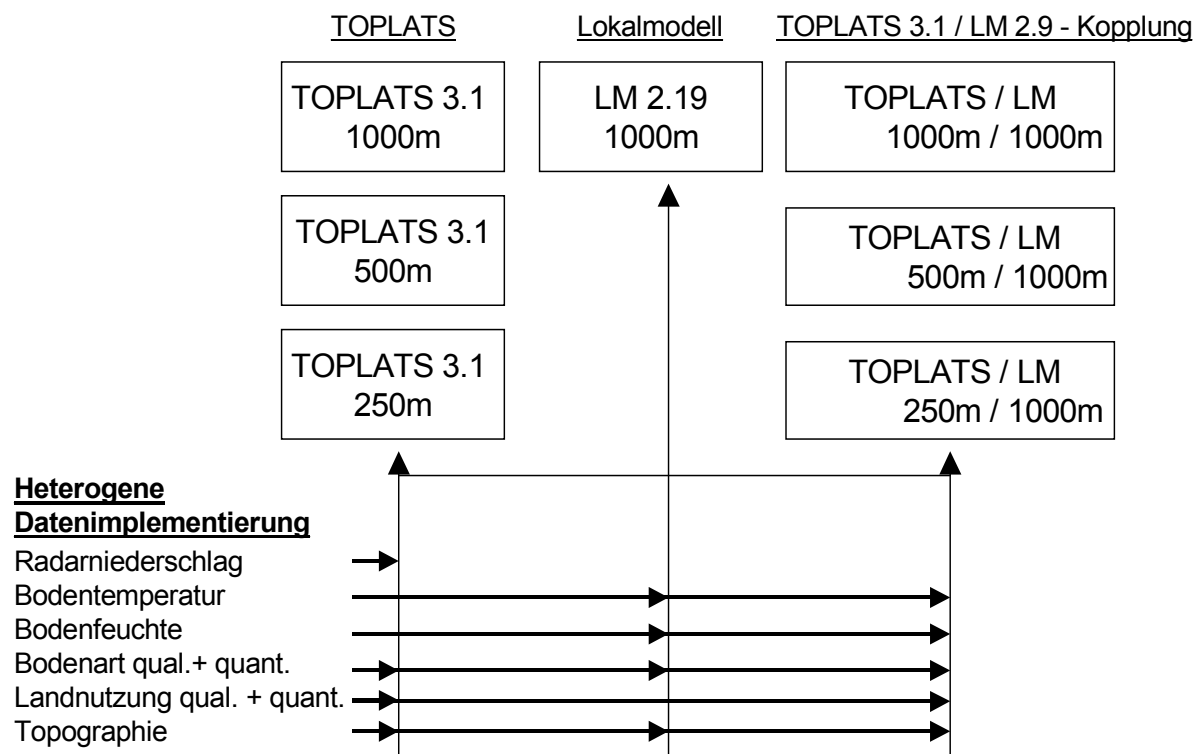


Abbildung 3.1: Verwendete numerische Modelle und Datenimplementierung.

TOPLATS wird in der Studie mit verschiedenen räumlichen Auflösungen zur Validation und zur Untersuchung der Sensitivität von modellierten Abflüssen und Energieflüssen verwendet. Das LM und die gekoppelte Version werden für Fallstudien verwendet, in denen der Einfluss der oberflächennahen Energieflüsse auf die Atmosphäre untersucht wird. Die Datenimplementierung von Oberflächenparametern in die Modelle wird in Kapitel 4 näher erläutert, die Methode zur Erzeugung der Startwerte mithilfe der Radarmessung in Kapitel 6.

### 3.1 TOPLATS

TOPLATS steht für TOPMODEL-based Land surface Atmosphere Transfer Scheme. Es wurde 1992 von den Hydrologen Famigletti und Wood im Rahmen einer Dissertation<sup>2</sup> zunächst als Niederschlagsabflussmodell entwickelt (Famigletti et al. 1992), welches auf dem TOPMODEL-Konzept (Beven & Kirkby 1979) basiert. 1994 veröffentlichten die gleichen Autoren einen Artikel (Famigletti & Wood 1994a), in dem dieses Modell, um ein SVAT erweitert, beschrieben wurde. Das Modell unter dem Namen TOPLATS wurde weiter verbessert, insbesondere die Berechnung des Bodenwärmestroms, der vertikalen Wasserflüsse und der Bodenwiderstände (Peters-Lidard et al. 1997). Weiterhin wurden ein Schnee-, Eis-, und Seemodul in das Modell integriert sowie eine neue zweite Vegetationsschicht unterhalb von Waldgebieten (Pauwels & Wood 1999a). Seit 1999 ist TOPLATS in der ungekoppelten Version nicht mehr grundlegend erweitert worden. Die Version 3.1 war bis zum Jahr 2002 im Internet frei zugänglich. Für eine Kopplung mit den Atmosphärenmodellen LM bzw. MM5 (s.u.) wurde TOPLATS jeweils modifiziert. Das Modell wurde zu folgenden Zwecken benutzt:

- a) Validation von TOPLATS mit satellitengestützten Schätzungen der Bodenfeuchte (Houser et al. 1998).
- b) Kopplung an Atmosphärenmodelle (an das MM5, Peters-Lidard et al. 2002; an das LM, Seuffert 2001).
- c) Untersuchung hydrologisch-energetischer Prozesse in Einzugsgebieten (z.B. von Famigletti et al. 1992; Famigletti & Wood 1994b; Peters-Lidard et al. 1997; Pauwels & Wood 1999b; Huneke 2001; Koch 2001; Seuffert 2001; Crow & Wood 2002; Giertz 2004).

TOPLATS berechnet die Wasser- und Energiebilanz mithilfe von meteorologischen Variablen, die als Antrieb dienen. Die besonderen Vorzüge von TOPLATS sind (im Vergleich zu anderen hydrologischen SVAT-Modellen in NWP-s):

- 1) Es wird ein Grundwasserspiegel simuliert.
- 2) Elf verschiedene Vegetationsparameter können optional pro Landnutzungsklasse gewählt werden. Dies sind mehr als in den SVAT TERRA (4) und TESSEL (8), die in mesoskaligen Wettervorhersagemodellen benutzt werden. Damit ist eine genauere Beschreibung der Landoberfläche mit TOPLATS möglich, die hierzu benötigten Parameter können aus der Literatur entnommen werden. In TOPLATS ist es außerdem möglich, dass die Vegetationsparameter (z.B. der LAI) während der Simulation verändert werden, um so ein von den Jahreszeiten abhängiges Pflanzenwachstum vorzugeben.
- 3) Die Energieflüsse werden über drei verschiedenen Oberflächen in einer Gitterzelle subskalig berechnet. In TERRA z.B. sind es nur zwei (s.u.).

Abbildung 3.2 zeigt in einer Übersicht die Startwerte, den meteorologischen Antrieb und die von TOPLATS benötigten Oberflächenparameter, und welche Energie- und Wasserflüsse simuliert werden. Der meteorologische Antrieb ist zeitlich variabel, während die Oberflächenparameter (= externe Parameter) während der Simulation konstant bleiben (vgl. Kapitel 4). Bei längeren Modellierungen für Zeiträume, die mehrere Monate oder Jahre betreffen, ist es sinnvoll, mit sich verändernden Vegetationsparametern zu simulieren.

<sup>2</sup> Famigletti, J. S. (1992): Aggregation and scaling of spatially-variable hydrological processes. Dissertation an der Princeton University, New York.

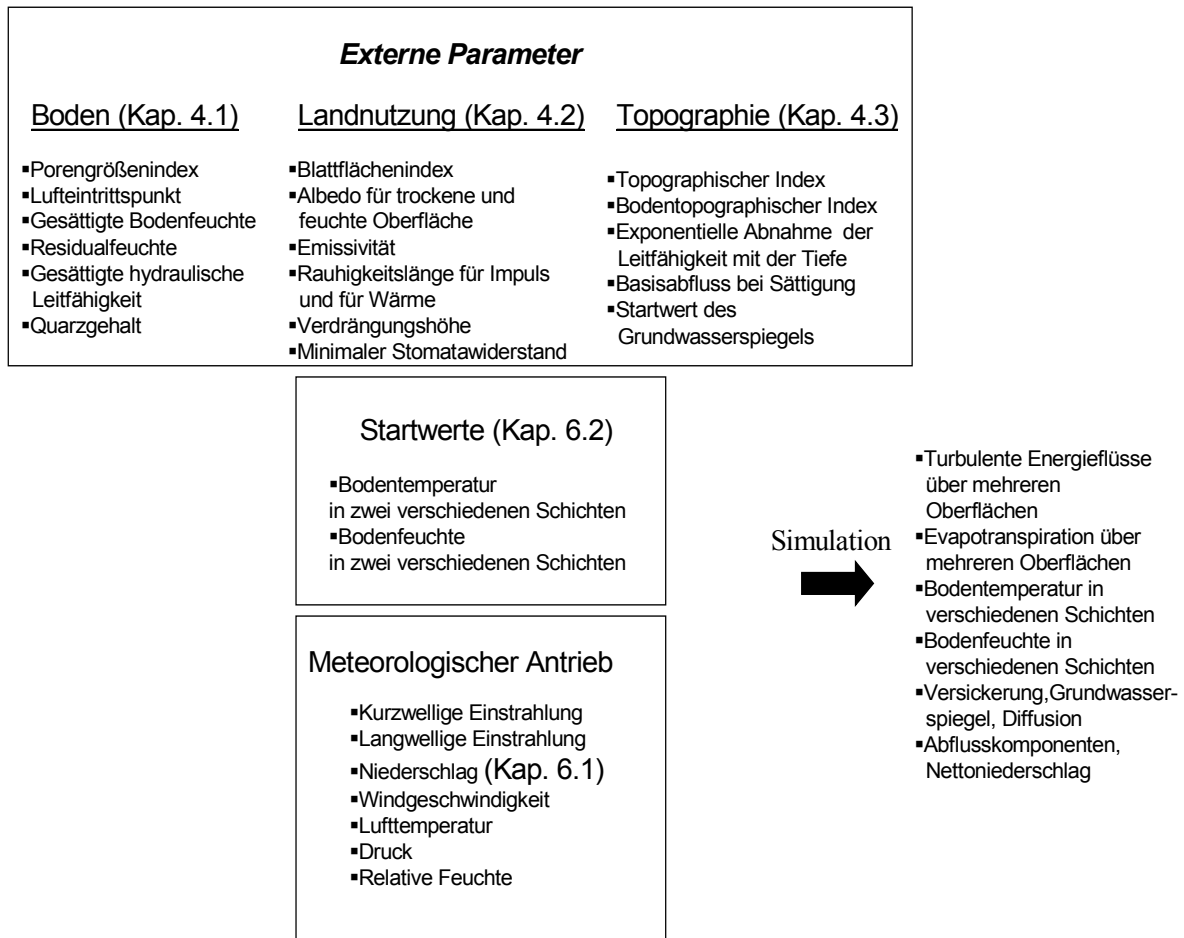


Abbildung 3.2: In TOPLATS benötigte Oberflächenparameter und meteorologischer Antrieb sowie simulierte prognostische Variablen.

TOPLATS benötigt als meteorologischen Antrieb den Bodendruck, die relative oder die spezifische Feuchte, die Windgeschwindigkeit und die Lufttemperatur in 2m Höhe, sowie kurz- und langwellige Strahlungskomponenten und den Niederschlag. Diese Variablen werden für die Simulationen des ungekoppelten TOPLATS im Sieg- und Agger-Einzugsgebiet durch Messungen an insgesamt 20 Niederschlagsstationen und am MIUB bereitgestellt. In dieser Arbeit wird TOPLATS in der Version 3.1 von 1999 benutzt (Pauwels & Wood 1999a), sowie eine von Seuffert (2001) entwickelte, gekoppelte Version. Die Abbildungen 3.3 und 3.4 zeigen die Energie- und Wasserflüsse, die von TOPLATS berechnet werden; zum direkten Vergleich sind jene von TERRA (Bodenmodul im operationellen Lokal-Modell, s.u.) gegenübergestellt. Die bunten Pfeile zeigen jeweils vegetationsabhängige Flüsse an. Die verschiedenen Energie- und Wasserflüsse werden weiter unten erklärt. TOPLATS berechnet die einzelnen Energieflüsse an der Erdoberfläche auf Basis semi-empirischer Gleichungen und für drei verschiedene Oberflächentypen (siehe Abbildung 3.4). Die Energiebilanz (vgl. Gleichung 2.2) kann somit von Null abweichen, da kein Fluss als Residuum berechnet wird. Während der Mittagszeit, wenn die Flüsse an einem sonnigen Tag ihr Maximum erreichen, weicht die Bilanz mit bis zu  $\pm 70 \text{ W/m}^2$  stärker ab (vgl. Kapitel 5 und 7).

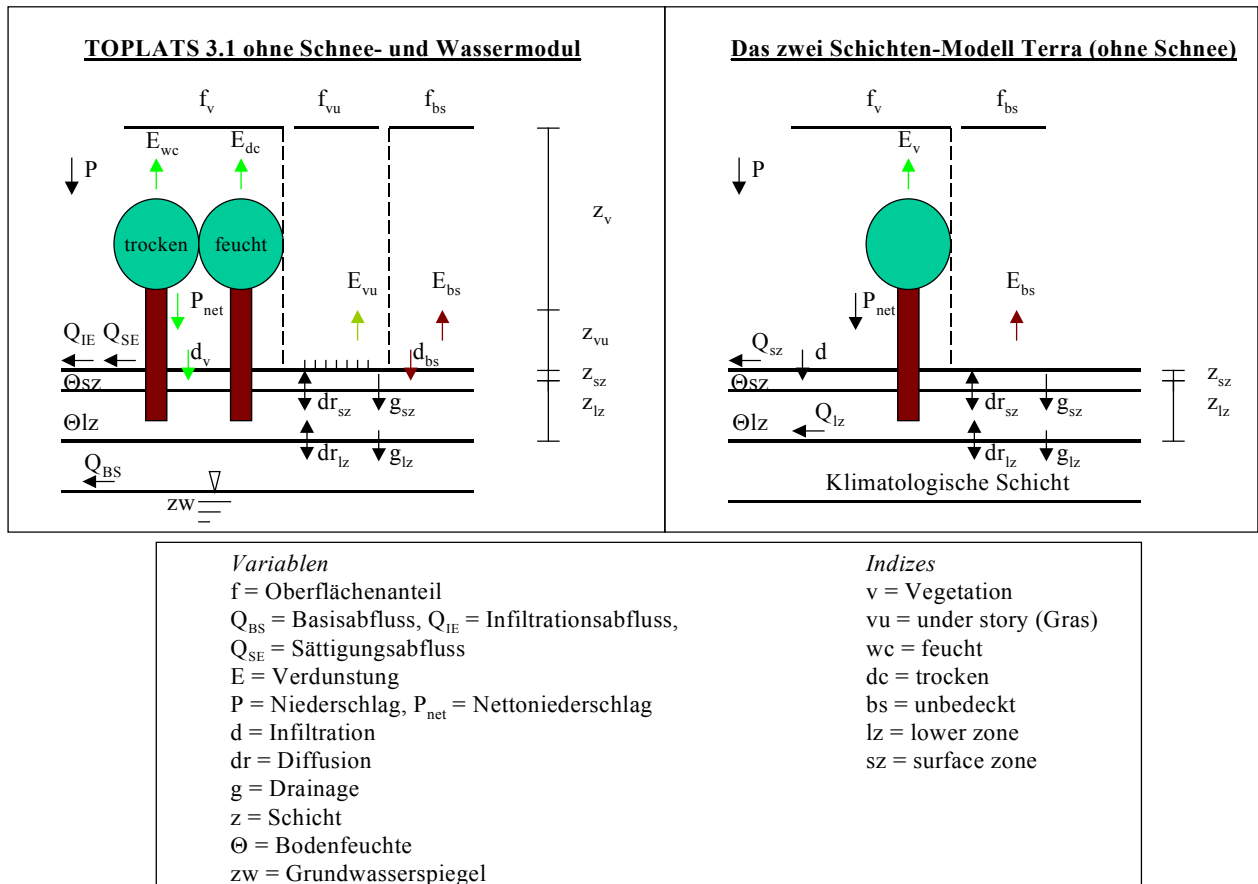


Abbildung 3.3: Wasserbilanz in TOPLATS und TERRA (Eigenentwurf).

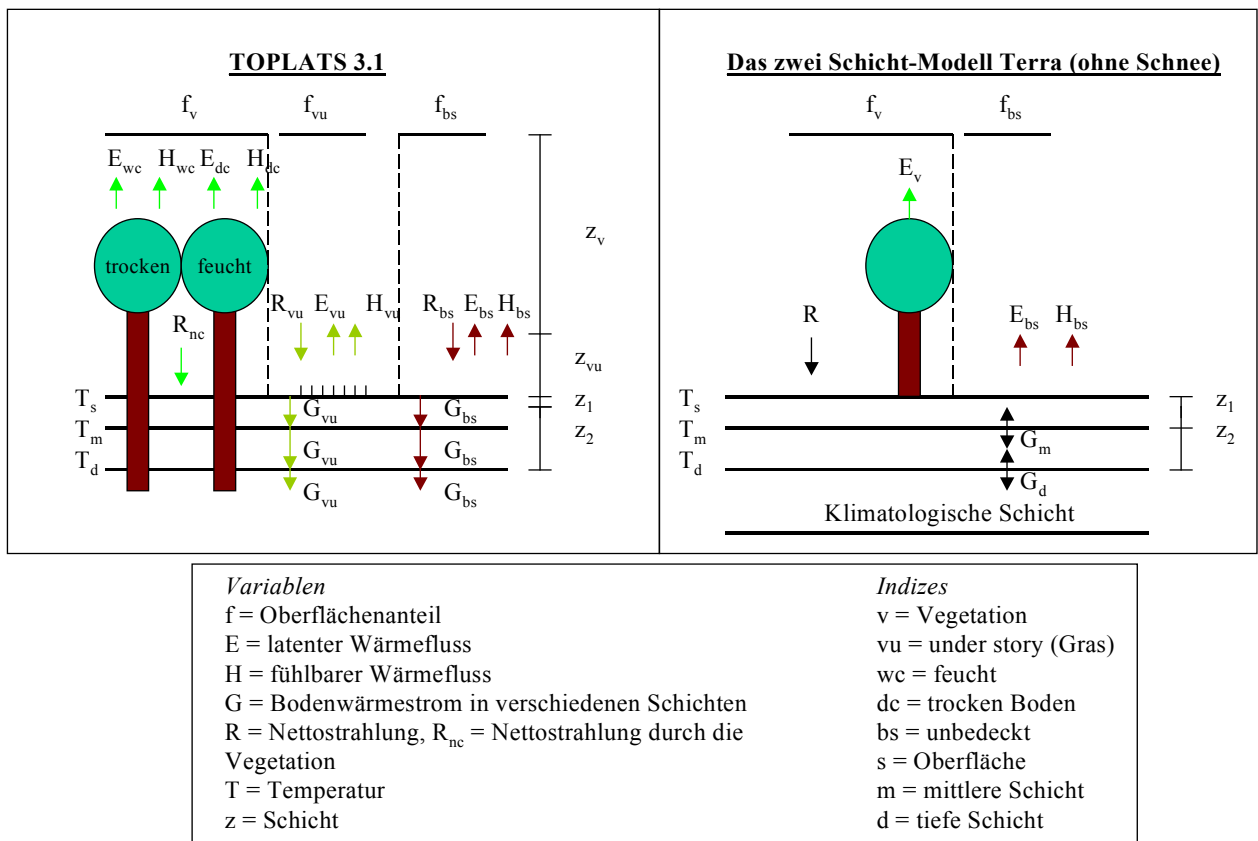


Abbildung 3.4: Energieflüsse in TOPLATS und TERRA (Eigenentwurf).

TOPLATS beginnt die Simulation entweder mit einer regional verteilten oder mit einer mittleren Bodenfeuchte, die entsprechend der Bodenart mithilfe der Brooks-Corey-Parametrisierungen bestimmt wird. Dann werden die Energie- und Wasserbilanz pro Rasterzelle, der mittlere Grundwasserspiegel und schließlich der lokale Grundwasserspiegel berechnet. Als erstes simuliert TOPLATS die Evaporation über den verschiedenen Oberflächen. Für die Berechnung der Evaporation werden zunächst die Startwerte der Bodenfeuchte in TOPLATS benötigt, die entweder gemessen werden oder aus Modellierungen stammen. Dann werden für die jeweiligen Oberflächen Temperaturen berechnet, aus denen die Nettostrahlung, der Bodenwärmestrom und der fühlbare Wärmefluss abgeleitet werden können. Die aktuelle Verdunstung wird über verschiedenen Oberflächen bestimmt (vgl. Abbildung 3.4):

- a) Verdunstung von dem unbedeckten Boden  $E_{bs}$
- b) Verdunstung über trockener Vegetation  $E_{dc}$
- c) Verdunstung über feuchter Vegetation  $E_{wc}$
- d) Verdunstung von Vegetation  $E_{vu}$ , die sich unterhalb von Bäumen in der Höhe  $z_u$  befindet (under-story)

Die einzelnen subskaligen Oberflächen werden in TOPLATS gewichtet, je nach Flächenanteilen des unbedeckten Bodens ( $f_{bs}$ ) bzw. der Vegetation ( $f_v$ ) in einem Pixel, und schließlich zum gesamten latenten Wärmefluss ( $E$ ) aufsummiert, der als Standardoutput ausgegeben wird:

$$E = f_{bs}E_{bs} + f_v(E_{dc} + E_{wc}) + f_{vu}E_{uc} \quad (3.1)$$

Der Fluss latenter Wärme  $E$  wird in TOPLATS nach den Ansätzen von Mahfouf & Noilhan (1991) sowie Jacquemin & Noilhan (1990) folgendermaßen parametrisiert (Famigletti & Wood 1994a):

$$\rho_w LE = \frac{\rho_a c_p}{\eta(r_x + r_{av})} (q_s(T_1) - q_a) \quad (3.2)$$

$\rho_a$  ist die Luftdichte,  $c_p$  die spezifische Wärme bei konstantem Druck,  $\eta$  die Psychrometernkonstante.  $q_s$  ist die spezifische Feuchte bei Sättigung bei der Oberflächentemperatur  $T_1$ .  $q_a$  steht für die spezifische Feuchte der Atmosphäre in 2 m Höhe,  $r_x$  für den Bodenwiderstand und  $r_{av}$  repräsentiert den aerodynamischen Widerstand. In diesen geht der Sättigungsdampfdruck, die Widerstände über dem unbedeckten Boden und über der Vegetation, die Rauigkeit der Oberfläche und die Atmosphärenschichtung mit ein (Berechnung siehe Anhang A-1).

In die Berechnung der Nettostrahlung gehen die Bodentemperaturen  $T_1$  der unbedeckten oder bedeckten Oberfläche, die Albedo  $\alpha$  und Emissivität  $\varepsilon$  der unterschiedlichen feuchten oder trockenen Oberflächen ein (Famigletti & Wood 1994a):

$$R_n = R_{sd}(1 - \alpha) + \varepsilon R_{ld} - \varepsilon \sigma T_1^4 \quad (3.3)$$

$R_n$  ist die Nettostrahlung,  $R_{sd}$  die einfallende kurzwellige Strahlung und  $R_{ld}$  die einfallende langwellige Strahlung.  $\sigma$  ist die Stefan-Boltzmann Konstante.

Der Wärmefluss in den Boden  $B$  wird als eine lineare Funktion der Temperaturen im Untergrund modelliert (Peters-Lidard 1997):

$$B = \frac{C}{\Delta t} (T_1^+ - T_1^-) + \frac{\kappa_1}{z_1} (T_s^+ - T_1^1) \quad (3.4)$$

$\kappa$  kennzeichnet die thermische Leitfähigkeit,  $T$  die Bodentemperatur in Höhe  $z$ . Der Index 1 steht für die erste Modellschicht,  $C$  für die Bodenwärmekapazität,  $T_s$  ist die Oberflächentemperatur und  $T^+$  die Temperatur zum Zeitschritt  $t$  bzw.  $T^-$  die Temperatur in  $t-1$ . Die thermische Leitfähigkeit  $\kappa$  ist von der Bodenfeuchte abhängig. Die Temperaturen im Boden werden mit einer semi-impliziten Näherung gelöst. Die Bodentemperatur in der tieferen Schicht wird mithilfe einer gemittelten jährlichen Durchschnittstemperatur in 2 m Tiefe simuliert. Der Bodenwärmestrom wird in drei Schichten separat für den unbedeckten Boden ( $G_{bs}$ ) und die under-story ( $G_{su}$ ) berechnet. In dieser Studie wird die obere Bodenschicht auf 0 bis 10 cm und die untere auf 10 bis 90 cm gesetzt, um direkte Vergleiche mit TERRA vornehmen zu können.

Der fühlbare Wärmefluss  $H$  wird über die Differenz der Lufttemperatur  $T_a$  zu der Oberflächentemperatur ( $T_i$ ) über der unbedeckten / bedeckten feuchten bzw. bedeckten trockenen Oberfläche parametrisiert, wobei die Vegetation über den oben beschriebenen atmosphärischen Widerstand  $r_{av}$  mit einbezogen wird (Famigletti & Wood 1994a):

$$H = \frac{\rho C_p}{r_{av}} (T_i - T_a) \quad (3.5)$$

Die grundlegenden Gleichungen zum Niederschlags-Abfluss-Modell TOPMODEL, das in TOPLATS integriert ist, wurden von Sivapalan & Wood (1987) formuliert. TOPLATS wurde ursprünglich für räumliche Auflösungen der Rasterzellen im Meterbereich und für Einzugsgebiete von maximal  $10^2 \text{ km}^2$  entwickelt. Später wurde es auch von den Entwicklern und anderen Autoren (s.o.) für viel gröbere Auflösungen und größere Gebiete benutzt, ohne dass explizit der geänderten Auflösungen im Modell Rechnung getragen wurde. Dies führt insbesondere bei der Berechnung des *Topographischen Index* TI und des Grundwasserspiegels – und damit auch bei der Simulation der Bodenfeuchte – zu Problemen. Ist die Auflösung grob und sind gleichzeitig die Einzugsgebiete sehr groß, dann wird auch automatisch das Höhenmodell, das die Quelle für den TI ist, zu stark vergrößert. Die Auswirkungen sind abgeflachte Hänge (vgl. Kapitel 4.1.1), die schließlich zu hohen Werten des TI und dazu führen können, dass in zu vielen Rasterzellen der Grundwasserspiegel negativ wird. Folgen sind dauerhafte Sättigung, auch wenn längere Trockenperioden auftreten. Die Übersättigung vieler Rasterzellen in TOPLATS wurde auch in der Studie von Giertz (2004) beobachtet und vor allem auf die Unsicherheit in der Höhe des anfänglichen Grundwasserspiegels zurückgeführt. Es ist also nötig, die Einzugsgebiete in möglichst kleine Einheiten einzuteilen, um die Werte des TI möglichst realistisch berechnen zu können. Dazu müssen allerdings die Abflusswerte für die entsprechenden Einzugsgebiete bekannt sein. Der bodentopographische Index (STI) ist die zentrale Größe zur Bestimmung des Grundwasserspiegels in TOPLATS und wird folgendermaßen berechnet (Famigletti et al. 1992):

$$STI = \ln\left(\frac{\alpha T_e}{T_i \tan \beta}\right) \quad (3.6)$$

$\alpha$  steht für die flow accumulation,  $T_e$  ist die mittlere Transmissivität des Bodens im Einzugsgebiet,  $T_i$  die pixelbasierte Transmissivität und  $\beta$  kennzeichnet die Hangneigung. Die flow accumulation beschreibt die Fläche, die in das jeweilige Pixel aufgrund der Topographie entwässert. Hierbei ist die räumliche Auflösung des digitalen Höhenmodells bei der Berechnung entscheidend (vgl. Kapitel 4) sowie die Methode, mit der die dominierende Hangrichtung bestimmt wird. Mithilfe des STI kann nun ein lateraler Abfluss simuliert werden, indem ein lokaler Grundwasserspiegel  $z_{w_i}$  berechnet wird (Famigletti et al. 1992):

$$zw_i = \overline{zw} + \frac{1}{f} \cdot (\overline{TI} - STI) \quad (3.7)$$

Die Differenz zwischen TI und STI wird über  $f$  gewichtet.  $f$  ist die exponentielle Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens mit der Tiefe. Beven (1982) hat gezeigt, dass die Durchlässigkeit des Bodens mit der Tiefe exponentiell abnimmt. Der Parameter  $f$  soll dieses Verhalten beschreiben. Ein Unsicherheitsfaktor in Gleichung 3.7 ist der Startwert des mittleren Grundwasserspiegels, der in einem größeren Einzugsgebiet unbekannt ist. Die Parametrisierung setzt außerdem voraus, dass der Grundwasserspiegel parallel zu der Bodenoberfläche liegt, was jedoch in der Natur aufgrund der Klüftigkeit des Gesteins, häufig nicht der Fall sein dürfte.

Der Abfluss wird in drei verschiedenen Formen bestimmt und zum Gesamtabfluss ( $Q$ ) addiert (Famigletti et al. 1992):

$$Q = Q_{se} + Q_{ie} + Q_{bs} \quad (3.8)$$

Dieser setzt sich zusammen aus dem Basisabfluss  $Q_{bs}$ , dem Sättigungsabfluss  $Q_{se}$ , welcher entsteht, wenn Niederschlag auf gesättigten Boden fällt, sowie dem Infiltrationsabfluss  $Q_{ie}$ . Dieser wird dann berechnet, wenn die Niederschlagsmenge die Infiltrationskapazität überschreitet. Der Basisabfluss bei Sättigung  $Q_{bs}$  ist zugleich ein Kalibrierungsparameter in TOPLATS, da dieser die Simulation des Abflusses beeinflusst, jedoch nicht gemessen werden kann. Er wird bestimmt nach:

$$Q_{bs} = Q_0 \exp(-fz)\Delta t \quad (3.9)$$

$Q_0$  ist der maximal mögliche Basisabfluss bei vollständiger Sättigung des Bodens (die anderen Variablen sind identisch mit denen aus Gleichung 3.7) und wird berechnet zu:

$$Q_0 = AT_e \exp(-TI) \quad (3.10)$$

$A$  ist die Gesamtfläche des Einzugsgebiets. Der Basisabfluss steigt mit größerer Transmissivität des Bodens, sinkt mit höherem topographischen Index und kleinerem  $f$ , wegen des undurchlässigeren Bodens.  $f$  und  $Q_0$  können als Kalibrierungsparameter in TOPLATS dienen.

Die Bodenfeuchte  $\Theta$  errechnet TOPLATS mithilfe der von Bodenart und Lagerungsdichte abhängigen fünf Brooks-Corey-Parameter (vgl. Kapitel 4). Diese Größen bestimmen Drainage, Diffusion und hydraulische Leitfähigkeit bzw. Infiltration und damit die zeitliche Veränderung von  $\Theta$  in der oberen- ( $sz$ ) und unteren Bodenzone ( $lz$ ). Die Brooks-Corey-Parameter werden in dieser Arbeit mit empirischen Gleichungen von Rawls & Brakensiek 1982 errechnet, in denen nicht nur die Körnung, sondern auch das Gefüge und der Humusgehalt mit einbezogen werden (vgl. Kapitel 4). Jene Parameter sind die Grundlage zur Beschreibung der einzelnen Wasserhaushaltskomponenten, welche die zeitliche Veränderung der Bodenfeuchte beschreiben. Die gesamte Bodenwasserbilanz in der oberen Schicht berechnet sich aus den oben beschriebenen Prozessen schließlich zu (Peters-Lidard 1997):

$$\frac{d\Theta}{dt}^{sz} = f_{bs} d_{bs} + f_{v,r,sz} f_{v,sz} d_{v,sz} - dr_{sz} - f_{bs} E_{bs} - f_{v,r,sz} f_{v,sz} t_{v,sz} - g_{sz} \quad (3.11)$$

$d\Theta / dt$  ist die zeitliche Veränderung der Bodenfeuchte in der oberen Bodenzone ( $sz$ ),  $f$  bezeichnet den Landanteil, der Index  $bs$  den unbedeckten Bodenanteil,  $v$  den Vegetationsanteil und  $r$  die Wurzelzone. Die einzelnen Flüsse sind der Infiltrationsfluss  $d$ ,  $dr$  die Diffusion in die tiefer liegende Transmissionszone,  $E$  die Evaporation,  $t$  die Transpiration und  $g$  die gravitationsbedingte Drainage in die tiefere Bodenschicht. Die einzelnen Terme sind in

Abbildung 3.3 visualisiert. Die Bodenfeuchte in der unteren Zone wird durch die gleichen Variablen wie in der oberen Schicht bestimmt, wobei die Infiltration durch die Drainage ersetzt und nur die Transpiration der Pflanzen, deren Wurzeln in die tiefere Zone reichen, berücksichtigt wird.

## 3.2 Lokal-Modell

Das Lokal-Modell (LM) ist ein nicht-hydrostatisches numerisches Atmosphärenmodell, welches vom Deutschen Wetterdienst für die operationelle Wettervorhersage entwickelt wurde. Es beruht auf den hydrodynamischen Grundgleichungen und wird im operationellen Betrieb in einer räumlichen Auflösung von 7 km betrieben. Das Lokal-Modell besteht aus mehreren physikalisch basierenden Modulen, die optional eingesetzt werden können. Hierzu gehören die Beschreibung bodenphysikalischer Prozesse durch das Modul TERRA (das in dieser Arbeit in der verwendeten Kopplung mit TOPLATS ausgeschaltet ist), welches unten näher beschrieben wird. Die Strahlung wird nach einem von Ritter und Geleyn (1992) entwickelten Verfahren parametrisiert und beruht auf der allgemeinen Strahlungsübertragungsgleichung, in der Wolken, Aerosole und Wasserdampf Absorption, Streuung und Emission determinieren. Die Turbulenz in der Grenzschicht und in der freien Atmosphäre wird im LM prognostisch bestimmt (s.u.). Der skalige Niederschlag im LM wird über eine Bulk-Formulierung beschrieben, in der zwischen Wolken-, Regenwasser und Schnee unterschieden wird. Hierbei werden einige mikrophysikalische Prozesse berücksichtigt, wie u.a. die Kondensation und Verdunstung von Wolkenwasser, die Bildung von Regenwasser und Schnee durch Autokonversion und Nukleation, das Verdunsten von Regentropfen, das Schmelzen von Schnee und vertikale Relativbewegungen von Regen und Schnee über die Fallgeschwindigkeit (DWD 2001). Die Feuchtekonvektion beruht auf dem Schema von Tiedtke (1989), wird in dieser Arbeit aber nicht benutzt, da mit einer hohen räumlichen Auflösung von 1 km gerechnet wird, in der die Cumuluskonvektion explizit aufgelöst werden kann (DWD 2001). Die prognostischen Variablen des Lokal-Modells sind Temperatur, Druck, spezifische Feuchte, Wolken- und Eiswassergehalt, Bedeckungsgrad, die TKE und der Windvektor. Der Niederschlag, die 2m-Temperatur und 2m-Feuchte sowie der 10m-Wind werden diagnostisch bestimmt. In dieser Arbeit wird eine gekoppelte Version des LM benutzt, Ende 2001 entwickelt auf der Version 2.9 beruhend, sowie das ungekoppelte LM in der Version 2.19 (Ende 2002 entwickelt). Die Anzahl der berechneten vertikalen Schichten beträgt 35, der Rechenzeitschritt ist wegen der räumlichen Auflösung auf 10 Sekunden gesetzt, im Gegensatz zu dem Zeitschritt von 20 Sekunden, der im operationellen Dienst beim Deutschen Wetterdienst benutzt wird. Die folgenden Beschreibungen der vom LM berechneten Variablen konzentriert sich vor allem auf solche, welche die Austauschprozesse zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre bestimmen, sowie – zum Vergleich mit TOPLATS – auf die bodenhydrologischen und bodennahen energetischen Variablen. Diese werden vom Bodenmodul TERRA berechnet. Für die Erklärung zahlreicher weiterer prognostischer und diagnostischer Variablen sei auf die Beschreibungen des Lokal-Modells vom Deutschen Wetterdienst verwiesen (Doms & Schättler 1999; Doms & Schättler 2000a und 2000b).

Die 2m-Temperatur wird im LM aus prognostischen Werten der Erdoberflächentemperatur (von TERRA oder in der Kopplung von TOPLATS) und aus der Temperatur der untersten Modellfläche in der Atmosphäre berechnet (DWD 1995). Hierbei wird ein Gradient zwischen den beiden Temperaturen in Abhängigkeit von der Stabilität der Schichtung angenommen. Anschließend wird die 2m-Temperatur durch die Höhenlage im Modellgebiet über die Druckabnahme berechnet. Die 10m-Windgeschwindigkeit wird mithilfe der



prognostischen Windvariablen aus der untersten Modellfläche und der Profilkfunktion ermittelt, die aus der Monin-Obukhov-Theorie abgeleitet ist.

Die Winddaten im Output des LM liegen als Koordinaten im gedrehten Koordinatensystem ( $u, v$ ) vor und sind für die spätere Windanalyse nach folgender Transformation in das geographische System ( $u_g, v_g$ ) umgerechnet worden:

$$u_g = u \cdot \cos \delta + v \cdot \sin \delta \quad ; \quad v_g = -u \cdot \sin \delta + v \cdot \cos \delta \quad (3.12)$$

$u$  und  $v$  sind die meridionalen und zonalen Windkomponenten im rotierten Gitter.  $\delta$  ist der Winkel zwischen den Längengraden im geographischen System mit den Koordinaten  $\lambda_g, \varphi_g$ . Im rotierten System sind  $\lambda_n$  und  $\varphi_n$  geographische Koordinaten des rotierten Pols. Der Winkel berechnet sich folgendermaßen:

$$\delta = \arctan \left\{ \frac{\cos \varphi_n \sin(\lambda_n - \lambda_g)}{\cos \varphi_g \sin \varphi_n - \sin \varphi_g \cos \varphi_n \cos(\lambda_n - \lambda_g)} \right\} \quad (3.13)$$

Die turbulente kinetische Energie TKE ist eine der wichtigsten Größen zur Beschreibung der turbulenten Grenzschicht. Die Turbulenz sorgt dafür, dass die vom Boden erzeugte Feuchte in größere Höhen der Atmosphäre gelangen kann und trägt somit zur Wolkenbildung bei. Die Berechnung der TKE geht im wesentlichen auf einen Ansatz von Mellor und Yamada (1982) zurück. Die turbulenten Flüsse fühlbare und latente Wärme beeinflussen die TKE direkt über die Diffusionskoeffizienten, welche die Stabilität der Schichtung bestimmen.

Das Zweischichtenmodell TERRA ist seit der LM-Version 2.19 um ein Mehrschichtenmodell erweitert worden, welches jedoch auf den gleichen Parametrisierungen beruht. Lediglich für die Schneeschmelze wurden einige zusätzliche Gleichungen eingeführt (Schrodin & Heise 2001). Außerdem ist ein weiterer externer Parameter, der Pflanzenbedeckungsgrad eingeführt worden, der in der Transpirationsberechnung benutzt wird, sowie die Penman-Monteith-Gleichung für die Verdunstungsberechnung. Das Bodenmodell TERRA in der LM-Version 2.19 ist im wesentlichen immer noch identisch mit dem 1995 im Deutschland-Modell verwendeten SVAT-Modul (Doms & Schättler 1999). Es benötigt als externe Parameter: Höhe, Bodenart, Rauigkeitslänge, Pflanzenbedeckungsgrad, Blattflächenindex, Wurzeltiefe sowie Wassergehalt und Temperatur an der Untergrenze des Modells (DWD 1995). Die Vegetation wird in TERRA also lediglich durch vier Parameter definiert.

In TERRA wird die Evaporation vom Boden  $E_b$  aus dem Minimum der potentiellen Evaporation  $E_p$  und dem Maximum des durch den Boden gehenden Wasserdurchflusses  $F_{\max}$  bestimmt (parametrisiert über bodenspezifische Variablen nach einem Ansatz von Dickinson 1984; in Doms & Schättler 1999):

$$E_b = \text{Min} (E_p, F_{\max}) \quad (3.14)$$

Dieser maximal mögliche Fluss wird durch die Bodenfeuchte bestimmt. Die potentielle Evaporation wird folgendermaßen berechnet:

$$E_p = -\rho_a C_q |\bar{v}_h| (q_a - q_{\text{sat}}(T_s)) \quad (3.15)$$

$C_q$  ist der turbulente Austauschkoefizient für Feuchte, abhängig von der Atmosphärenschichtung und basierend auf der Monin-Obukhov-Theorie.  $\rho_a$  kennzeichnet die Luftdichte,  $v_h$  den Betrag des Windvektors,  $q_a$  die spezifische Feuchte in der untersten Modellschicht

und  $q_{\text{sat}}$  die Sättigungsfeuchte an der Erdoberfläche bei der entsprechenden Oberflächentemperatur  $T_s$ .  $F_{\text{max}}$  wird über die Bodenart und die Bodenfeuchte festgelegt. Die Verdunstung über Pflanzen wird nach einem Ansatz von Dickinson (1984) berechnet:

$$T_p = \frac{-\rho_a (q_a - q_{\text{sat}}(T_s))}{r_a + r_f} \quad (3.16)$$

Diese Formel entspricht der in TOPLATS (siehe Gleichung 3.2) verwendeten Form, wobei die atmosphärischen Widerstände  $r_a$  und  $r_f$  jedoch anders berechnet werden. Außerdem wird in TERRA nicht zwischen den unterschiedlichen Vegetationsformen unterschieden (vgl. Abbildung 3.4). Die anderen temperatur- oder wassergehaltsabhängigen Stressfaktoren sind mit den in TOPLATS verwendeten nahezu identisch. Die Verdunstungsberechnung beschränkt sich jedoch nur auf zwei Oberflächen, während in TOPLATS noch zwischen der Verdunstung von feuchter und trockener Pflanzenoberfläche unterschieden wird, sowie optional die Verdunstung der Vegetation berücksichtigt wird, die unterhalb der Bäume stattfindet (vgl. Abbildung 3.4).

Der Fluss fühlbarer Wärme wird über einen Bulk-Ansatz parametrisiert (Doms & Schättler 1999):

$$H = -\rho C_h^d |v_h| (\Theta_{\pi_{\text{sfc}}} - T_{\text{sfc}}) \quad (3.17)$$

$C_h^d$  ist der bulk-aerodynamische Transferkoeffizient für turbulente Austauschprozesse an der Oberfläche, der mithilfe der Monin-Obukhov-Theorie abgeleitet wird.  $\Theta$  steht für die potentielle Temperatur in der untersten Modellschicht bei den entsprechenden Druckverhältnissen am Boden ( $\pi_{\text{sfc}}$ ) und  $T_{\text{sfc}}$  für die Oberflächentemperatur. Die anderen Variablen sind bereits oben erklärt worden. Unterschiede zu der Berechnung in TOPLATS ergeben sich durch die Oberflächentemperatur  $T_{\text{sfc}}$ , die in TERRA nur über schneebedeckten Flächen oder dem unbedeckten Boden, nicht jedoch über pflanzenbedeckter feuchter bzw. trockener Vegetation berechnet wird.

Der Bodenwärmestrom ( $G_m$  und  $G_d$  in Abbildung 3.4) im Zweischichtenmodell TERRA wird auf der Basis der Extended-Force-Restore-Methode (EFR) berechnet (Deutscher Wetterdienst 1995). Unter Voraussetzung, dass der atmosphärische Antrieb eine zeitlich harmonische Funktion ist, reproduziert die EFR die Lösung der Wärmeleitungsgleichung für den zeitlichen Verlauf der Erdoberflächentemperatur und in einer festgelegten Bodentiefe. Um die Eindringtiefen der Temperaturschwankung zu ermitteln, werden zwei auszuwählende Wellenperioden mit den Frequenzen des Temperaturzyklus unter Berücksichtigung der Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität berechnet. Diese beiden Variablen sind von dem Wassergehalt im Boden abhängig. Die Schichtdicke der oberen Bodenzone liegt (wie die in TOPLATS) bei 10 cm, die untere bei 90 cm.

Bei der Berechnung der Bodenfeuchte zeigen sich deutliche Unterschiede im Vergleich zu TOPLATS. In TERRA sind zwar, außer einem lateralen Abfluss, alle Prozesse der Wasserbewegung im Boden enthalten, nur wesentlich vereinfachter parametrisiert als in TOPLATS. Die Bodenfeuchte berechnet sich mit folgender Gleichung (Doms & Schättler 1999; Bezeichnung der Variablen verändert, vgl. Abbildung 3.3):

$$\rho_w \Delta z_1 \frac{\partial \eta}{\partial t} = E_b + T_p - Q + d + dr + g \quad (3.18)$$

Die Variablen  $E_b$  und  $T_p$  sind die Verdunstung über Boden und Vegetation (s.o.),  $\eta$  der Wassergehalt,  $Q$  der Abfluss und  $\rho_w$  die Dichte von Wasser.  $d$  die Infiltration,  $d_r$  die Diffusion bzw. der kapillare Aufstieg und  $g$  die Versickerung sind identisch mit denen in Gleichung 3.3 beschriebenen Variablen. Die Parametrisierung der Flüsse  $d$ ,  $d_r$  und  $g$  werden jedoch nicht über die in der Hydrologie üblichen Brooks-Corey- oder van-Genuchten-Parameter berechnet, welche die bodenhydraulischen Eigenschaften gut beschreiben (Braun 2002). Dies ist aufgrund der Bodendaten, die in TERRA verwendet werden, auch nicht möglich, da die Bodendichte oder der Humusgehalt darin unbekannt sind (s.u.). In TERRA wird stattdessen die wichtige hydraulische Leitfähigkeit  $K_w$ , welche die Versickerung und den kapillaren Aufstieg bestimmt, nur über das Porenvolumen  $PV$ , die gesättigte Leitfähigkeit  $k_{fs}$  und die Residualfeuchte  $\theta_r$  abgeleitet (DWD 1995):

$$K_w = k_{fs} \cdot \exp(K1 \cdot PV - \Theta) / (PV - \Theta_r) \quad (3.19)$$

$K1$  ist ein Parameter zur Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit (DWD 1995). Es werden in TERRA also die gleichen Wasserflüsse (vgl. Gleichung 3.18) wie in TOPLATS berücksichtigt (siehe Gleichung 3.11), die einzelnen Terme werden jedoch anders berechnet. So geht in die Diffusion kein Grundwasserspiegel ein, der in TERRA gar nicht berechnet wird, und laterale Wasserflüsse kommen nicht benachbarten Rasterzellen über den pixelbasierten Grundwasserspiegel zugute. Das große Manko in TERRA ist, dass die zugrunde liegenden Bodendaten eine genauere bodenphysikalische Beschreibung nicht zulassen, da viele Parameter aus den Daten nicht hervorgehen (z.B. die Lagerungsdichte). Die Bodenarten, welche in TERRA benutzt werden und vom DWD aus dem Datensatz der FAO abgeleitet wurden, sind für das Modellgebiet anders definiert, als die von den Geologischen Landesämtern beschriebenen (in dieser Arbeit für TOPLATS verwendet, vgl. Kap. 4). Die Nomenklatur der Bodenarten des FAO-Bodendatensatzes entspricht nicht der DIN 4220 (Schachtschabel et al. 1998). Die häufigste Bodenart Lehm wird in TERRA (fast 80 % Anteil im Modellgebiet; vgl. Tabelle 4.3 und Abb. A-2 im Anhang) mit 40 % Sand- und 20 % Tonanteil beschrieben. Diese Beschreibung entspräche nach der obigen DIN einem schwach sandigem- (Ls2) oder einem mittel-sandigem Lehm (Ls3) aber keinem schluffigem Lehm (Lu), der nach den Bodenkarten der Geologischen Landesämter am häufigsten im Modellgebiet vorkommt. Hier gibt es also eine deutliche Diskrepanz zwischen dem externen Parameter Boden in TERRA und dem, der in TOPLATS in dieser Studie verwendet wird (vgl. Kapitel 4.1.1).

Ein Abfluss setzt in TERRA ein, sobald die Feldkapazität überschritten ist (DWD 1995). Hierbei wird nicht zwischen den verschiedenen Arten des Abflusses unterschieden. Wenn Sättigung im Boden einsetzt, wird zusätzlich gefallener Niederschlag im Modellgebiet nicht berücksichtigt und geht nicht in die Wasserbilanz ein. Damit ist diese in TERRA nicht geschlossen.

### 3.3 Kopplung

Die Kopplung zwischen dem Lokal-Modell und TOPLATS wurde ursprünglich von Seuffert (2001) entwickelt. Die im Rahmen ihrer Arbeit durchgeführten Simulationen wurden mit der auch in dieser Studie benutzten TOPLATS-Version 3.1 von 1999 durchgeführt. An TOPLATS angekoppelt war die prä-operationelle Version V1.17 des Lokal-Modells. Später wurde von Seuffert das operationelle LM in der Version 2.9 angekoppelt, welches in dieser Arbeit verwendet wird. Das ungekoppelte LM wird in einer neueren Ausführung (2.19) benutzt, die um ein optional einsetzbares Mehr-Schicht-Bodenmodul erweitert ist. Die Unterschiede in den LM-Versionen 2.19 und 2.9 sind jedoch gering. Die Simulationen mit der

Kopplung und dem LM in der ungekoppelten Version wurden jeweils auf einem PC durchgeführt. Abbildung 3.5 zeigt die Variablen, die für die Kopplung benötigt werden.

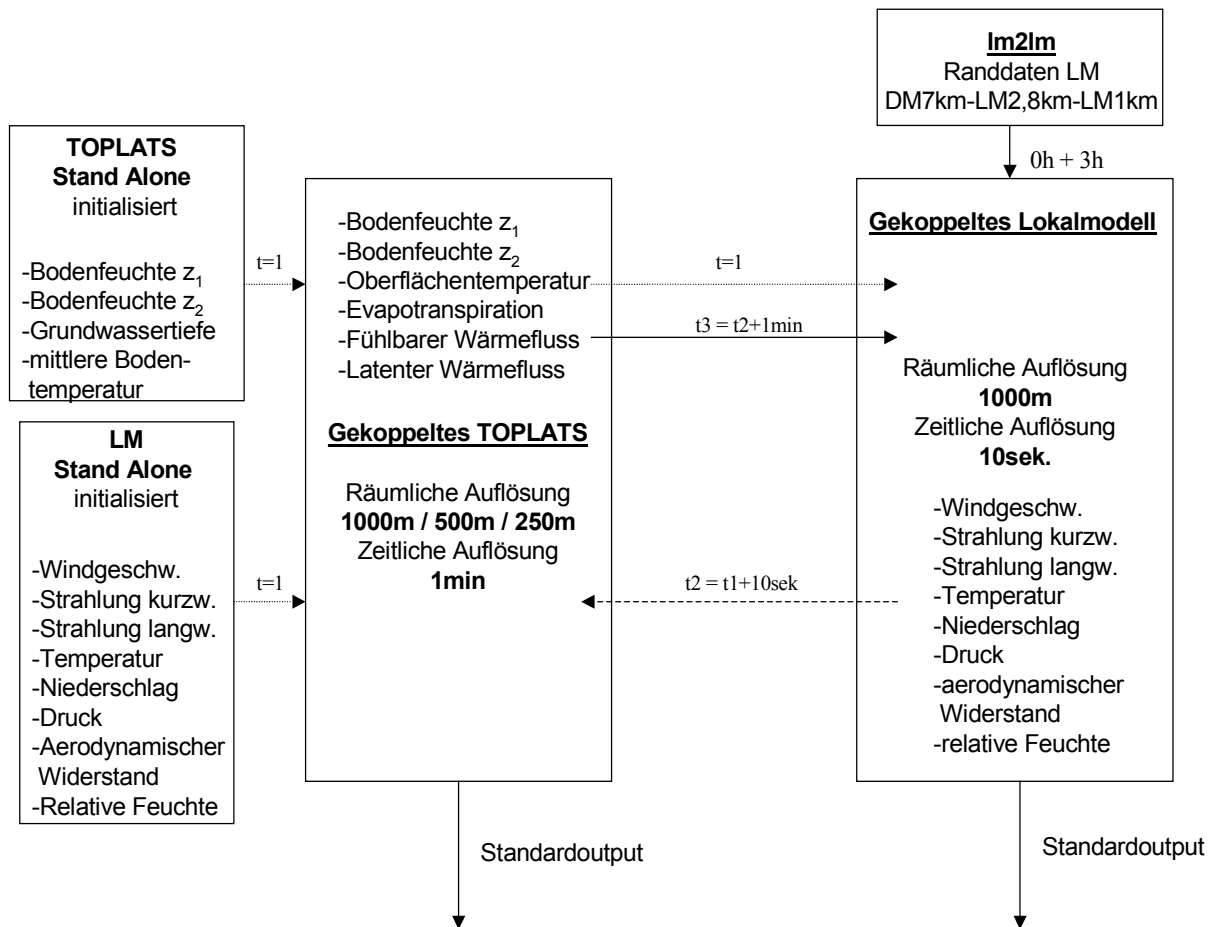


Abbildung 3.5: Darstellung der wichtigsten Variablen in der 2-Wege-Kopplung.

Das Diagramm zeigt, dass es sich um eine dynamische 2-Wege-Kopplung zwischen TOPLATS und dem LM handelt, da während der Simulation Variablen ausgetauscht werden, bevor der Standardoutput erfolgt. Zunächst simuliert TOPLATS bodennahe Wasser- und Energieflüsse mithilfe von acht meteorologischen Variablen, die vorher im LM erzeugt wurden. Die Initialisierungswerte (Bodenfeuchte, Grundwassertiefe u.a.) stammen in dieser Arbeit von ungekoppelten TOPLATS-Simulationen. Diese Modellierungen wurden im gesamten Modellgebiet für den Zeitraum Mai 1998 bis Oktober 1999 durchgeführt und stündliche Werte der Bodenfeuchte und der Bodentemperatur für den Zeitraum Mai 1999 bis Ende September 1999 produziert. Diese räumlich verteilten Werte dienten als Startwerte für bestimmte Zeitpunkte, an denen Modellierungen mit der Kopplung durchgeführt wurden. Für den Zeitraum August bis September 1999 wurden stündliche Radarmessungen mithilfe von Bodenmessungen kalibriert (vgl. Kapitel 6) und TOPLATS mit diesen Werten angetrieben. Durch die Simulationen mit dem ungekoppelten TOPLATS wird die lange Zeitskala berücksichtigt, mit der sich der Grundwasserspiegel verändert, der die Bodenfeuchte in der oberen Bodenzone beeinflussen kann. TOPLATS schreibt in der Kopplung sechs Variablen in Dateien, die vom gekoppelten LM gelesen werden: Die Bodenfeuchte aus zwei verschiedenen Schichten, die Oberflächentemperatur, die Evapotranspiration sowie die Flüsse fühlbare und latente Wärme. Diese Variablen werden vom LM gelesen. Die Werte

der fühlbaren und latenten Wärmeflüsse werden im Turbulenzmodul des LM aufgerufen. Die anderen Variablen werden in einer zusätzlichen Schnittstelle gelesen, in der sie zur Adaption an das LM verändert werden. Die Anpassung ist notwendig, da TOPLATS die meteorologischen Variablen Wind und Temperatur in 2 m Höhe benötigt, das LM diese Werte prognostisch jedoch nur in der untersten Modellschicht berechnet. Die Temperatur wird über einen trocken-adiabatischen Gradienten und der Wind mit dem logarithmischen Windprofil angepasst. Mithilfe der in TOPLATS modellierten bodennahen Flüsse errechnet das gekoppelte LM in 10 Sekunden Abstand prognostische Atmosphärenvariablen und mittelt sie auf stündliche Werte, die im Standardoutput ausgegeben werden. Entsprechend dienen acht meteorologische Variablen wiederum zum Antrieb von TOPLATS. In der ursprünglich von Seuffert entwickelten Kopplung simulieren beide Modelle in der gleichen Raum- und Zeitskala. Dieses wurde für die vorliegende Arbeit geändert, da hochaufgelöste externe Parameter zur Verfügung stehen. Drei verschiedene räumliche Auflösungen wurden für die Oberflächenparameter in TOPLATS gewählt: 1000 m, 500 m und 250 m. Die an der Erdoberfläche berechneten Flüsse werden für das LM auf die gröbere Auflösung gemittelt. Die vom LM berechneten meteorologischen Variablen werden an TOPLATS jede Minute in der gewählten Auflösung übergeben. In der Hauptroutine in TOPLATS wird am Ende ein Programm aufgerufen, welches die räumliche Mittelung auf die 1km-Auflösung bewerkstelligt. Die zeitliche Auflösung von TOPLATS ist von 10 Sekunden auf 1 Minute herauf gesetzt worden, um Rechenzeit zu sparen. Der Niederschlag vom LM wird im Interface auf eine Minute akkumuliert, die anderen sieben Variablen werden über die Minute gemittelt. Mit dem Interpolationsprogramm *lm2lm* vom Deutschen Wetterdienst (vgl. Abbildung 3.5) ist es möglich, das LM in verschiedenen räumlichen Auflösungen zu nesten. Für die Kopplung und das LM wurden für alle drei Stunden zur Verfügung stehende Analysefelder mithilfe des *lm2lm* ausgeschnitten. Für ausgewählte Fallstudien wurden die externen Parameter Bodenart und Topographie, sowie die Startwerte Bodenfeuchte und Bodentemperatur in die Analysen des LM implementiert. Wichtig beim direkten Vergleich zwischen LM und Kopplung sind vergleichbare Randdaten. So sind die Ergebnisse beider Modelle zu Beginn der Simulationen unterschiedlich, wenn nicht die Analysen verändert werden. Dies betrifft die Startwerte der Bodenfeuchte und der Bodentemperatur sowie die qualitative und quantitative Beschreibung der bodenphysikalischen Parameter und bestimmte Landnutzungsparameter. Die ursprüngliche räumliche Auflösung der verwendeten Bodenparameter in TERRA (50 km) und TOPLATS (50 m) unterscheidet sich z.B. um den Faktor  $10^6$ !



## Kapitel 4

# Implementierung der Oberflächenparameter in die Modelle

TOPLATS und TERRA benötigen Informationen über Boden, Vegetation und Topographie. Die Modelle werden über die atmosphärischen Variablen angetrieben. Diese können entweder gemessen werden oder sind prognostische Variablen des atmosphärischen Modells. Außerdem werden in den Bodenmodulen Startwerte der Bodenfeuchte und der Bodentemperatur benötigt.

### 4.1 Bodenparameter

Um realitätsnahe Modellierungen mit TOPLATS bzw. der Kopplung durchführen zu können, wurden für das Untersuchungsgebiet hoch aufgelöste Daten über Vegetation, Boden und Topographie in das Modell implementiert. Außerdem wurden in einigen Simulationen Bodenparameter in TERRA des LM verwendet. Das Untersuchungsgebiet umfasst eine Gesamtfläche von 12019 km<sup>2</sup> mit einer Nord-Süd-Ausdehnung von 101 km und West-Ost-Ausbreitung von 119 km (vgl. Abbildung 4.1). Darin ist das Einzugsgebiet der Sieg mit rund 2000 km<sup>2</sup> Größe enthalten. In diesem werden Untersuchungen mit dem hydrologischen Modell TOPLATS in der ungekoppelten Version durchgeführt, da für dieses Gebiet Abflussmessungen vorliegen.

TOPLATS benötigt für die Simulation der Bodenfeuchte fünf Bodenparameter (s.u.), aus denen es die Wasserspannungskurve mit einem Ansatz von Brooks & Corey (1964) berechnet. Mithilfe der Bodenart, der Porosität (= Porenvolumen) und dem Humusgehalt können diese Parameter aus Pedotransferfunktionen (PTF) abgeleitet werden. Für diese Arbeit wurde die PTF von Rawls & Brakensiek (1982) benutzt. Die benötigten Bodendaten stammen vom Geologischen Landesamt Rheinland Pfalz (2002) und dem Geologischen Dienst NRW (2002). Der Ausgangsdatensatz für das Modellgebiet beruht auf polygonalen (flächenhaften) Bodendaten, die ursprünglich auf der Reichsbodenschätzung mit einer hohen Auflösung von ca. 50 m basieren. Für das Gebiet von Rheinland Pfalz liegen vom Geologischen Landesamt Informationen über 15 Bodenarten als nominale Bezeichnung, sowie Werte über Lagerungsdichte und Humusgehalt vor. Aus der Angabe der Bodenart wurden prozentuale Anteile von Sand und Ton mithilfe der Bodenkundlichen Kartieranleitung BKA (AG Boden 1994) ermittelt. Die Porosität wurde ebenfalls mit der BKA aus der Summe von Luft- und Feldkapazität bestimmt, wobei der Humusgehalt das Porenvolumen beeinflusst. Für den nordrhein-westfälischen Teil des Modellgebiets standen Daten zur Verfügung, in denen bereits prozentuale Sand- und Tonanteile, sowie Luftkapazität, Feldkapazität und Humusgehalt von 164 Bodenarten vom Geologischen Dienst NRW abgeleitet sind. Diese wurden später auf 19 reduziert, da sich im Verlauf der Simulationen mit TOPLATS gezeigt hat, dass viele der Bodenarten (insbesondere betonierte Flächen) Probleme bei der Modellierung der Bodenfeuchte und Bodentemperatur verursachen. Aus den vorhandenen Daten über die prozentualen Anteile von Sand und Ton wurden neue Werte der Porosität errechnet. Da TOPLATS auf Rasterzellen basiert, wurden mithilfe eines Geoinformationssystems GIS (Arc View<sup>®</sup>) aus den polygonalen Flächen der Bodendaten pixelbasierte Karten erstellt, zunächst in einer

Auflösung von 500 m (Abbildung 4.1). Für die räumliche Aggregation auf die 1000m-Skala wurde das GIS GRASS<sup>®</sup> benutzt. Hierbei wird jeweils der am häufigsten vorkommende nominale Typ in betrachteten Pixeln auf der feineren Auflösung ermittelt und dann dem Gitterpunkt auf der 1000m-Auflösung zugeordnet. Bei der Aggregation der Bodenart von der 500m-Auflösung auf 250 m wurde die Pixelanzahl lediglich vervierfacht, so dass keine Änderung der Information eingetreten ist. Durch die räumliche Aggregation auf die gröbere Auflösung verändern sich die prozentualen Anteile der verschiedenen Bodenarten, da diese Variable nominal-skaliert ist und nicht hoch-gemittelt werden kann (vgl. Tabelle 4.2).

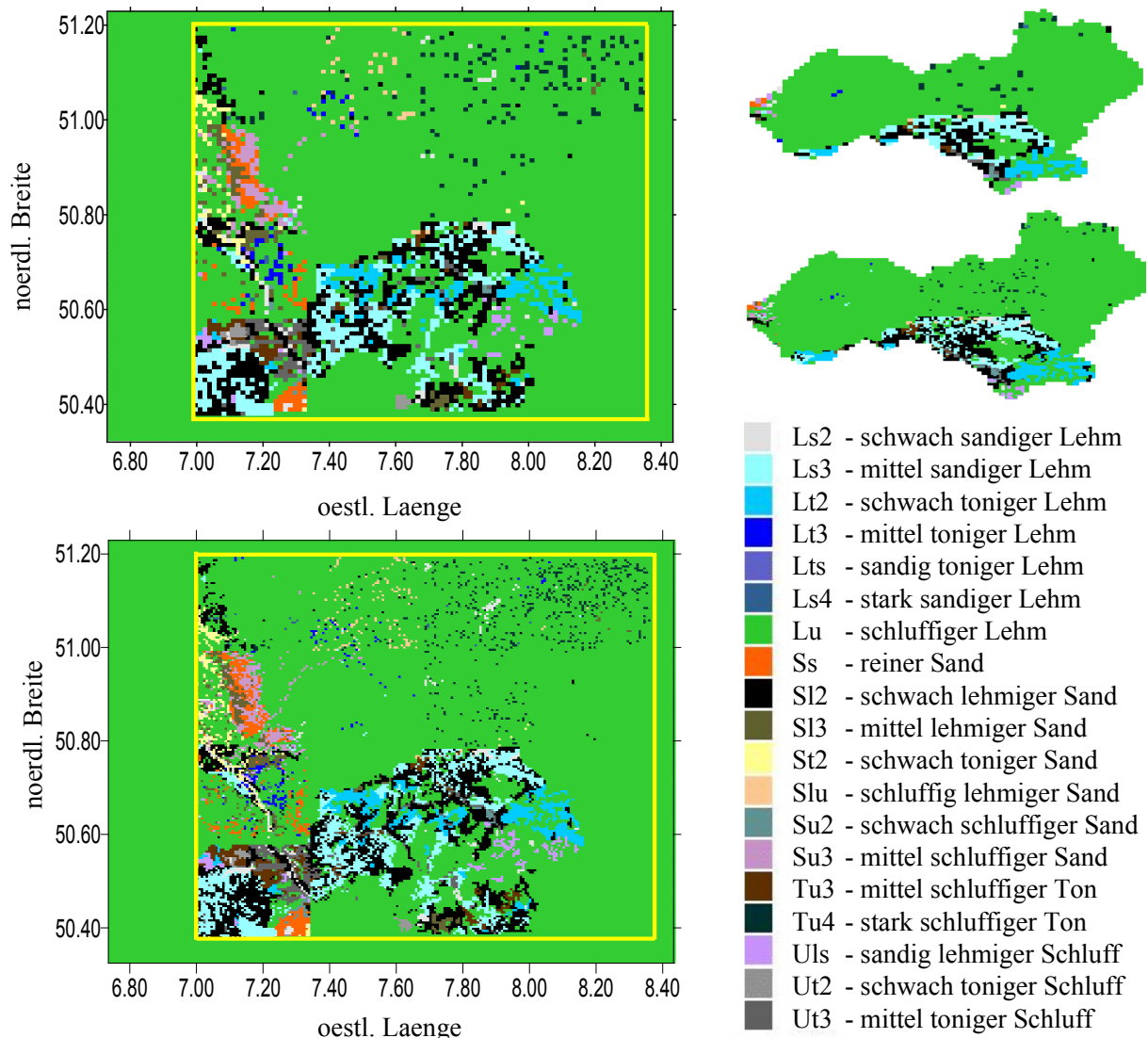


Abbildung 4.1: Bodenarten im Modell- und Sieg-Einzugsgebiet (rechts) in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen (Bezeichnungen nach AG Boden 1994).

An den Rändern des Modellgebietes (außerhalb der gelben Linie) liegen für diese Studie keine digitalen Bodeninformationen vor. Auf eine in diesem Bereich aufwendige manuelle Implementierung von Daten aus analogen Bodenkarten wurde verzichtet. An dem Modellrand werden im LM nicht realistische Werte simuliert, die in der Interpretation nicht berücksichtigt worden sind. Das Modellgebiet ist ausgesucht worden, da hoch aufgelöste Daten über die Topographie für diese Region zur Verfügung standen (s.u.). Im Verlauf dieser



Studie hat sich herausgestellt, dass die Monate später eingetroffenen Bodendaten nicht exakt das ausgewählte Gebiet abdecken. Für das Untersuchungsgebiet in NRW sind insgesamt neun digitale Bodenkarten vorhanden, die in quadratische Einheiten eingeteilt und teilweise von unterschiedlichen Mitarbeitern des Geologischen Dienstes bearbeitet wurden. So kommt es, dass (besonders im südwestlichen Modellgebiet) Sprünge in der flächenhaften Verteilung der Bodenart auftreten. Auch an der Grenze zum südöstlich gelegenen Rheinland-Pfalz, wo das hier zuständige Geologische Landesamt die Digitalisierung vorgenommen hat, kommt es zu Diskontinuitäten. Die Kartenblätter auf dem Gebiet von Rheinland-Pfalz lassen dagegen keine unrealistischen Grenzen erkennen. Die aus den Bodenarten in Abbildung 4.1 abgeleiteten boden-physikalischen Werte sind in Tabelle 4.1 dargestellt.

<b>Bodenart</b>	<b>Sandanteil</b> [%]	<b>Tonanteil</b> [%]	$\theta_s$ [m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> ]	$\theta_r$ [m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> ]	<b>kfs</b> [cm/Tag]	<b>PWP</b> [m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> ]	<b>FK</b> [m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> ]	$\Psi_c$ m	<b>B</b> [ ]
Ss	90	2	0,30	0,04	330	0,04	0,11	-0,08	4
Su2	85	2	0,30	0,04	260	0,04	0,12	-0,10	4
Sl2	67	5	0,37	0,04	129	0,06	0,18	-0,14	4
Sl3	65	10	0,41	0,06	65	0,08	0,20	-0,17	5
St2	65	15	0,43	0,08	31	0,11	0,21	-0,09	5
Su3	70	5	0,37	0,04	134	0,07	0,18	-0,14	4
Slu	25	13	0,49	0,10	53	0,14	0,35	-0,35	6
Ls2	30	20	0,47	0,08	24	0,12	0,33	-0,17	6
Ls3	35	17	0,46	0,07	31	0,11	0,31	-0,44	4
Ls4	55	20	0,46	0,06	18	0,13	0,24	-0,18	4
Lt2	25	30	0,44	0,10	11	0,16	0,37	-0,41	9
Lts	35	40	0,51	0,11	6	0,22	0,35	-0,28	10
Ut2	15	10	0,44	0,04	77	0,09	0,34	-0,40	7
Ut3	15	15	0,47	0,06	48	0,10	0,34	-0,41	7
Uls	30	12	0,44	0,05	55	0,09	0,32	-0,32	6
Lu	25	25	0,49	0,09	20	0,14	0,35	-0,38	10
Lt3	20	40	0,52	0,11	6	0,22	0,38	-0,40	10
Tu3	15	35	0,51	0,11	9	0,19	0,41	-0,41	10
Tu4	5	30	0,52	0,12	16	0,17	0,35	-0,44	11

Tabelle 4.1: Bodenphysikalische Parameter, abgeleitet aus Bodenart und Lagerungsdichte nach der BKA (AG Boden 1994) und der PTF von Rawls & Brakensiek (1982).

Die aus dem Ton- und Sandanteil sowie der Lagerungsdichte und dem Humusgehalt mithilfe der PTF abgeleiteten oben erwähnten 5 Brooks-Corey-Parameter sind: Sättigungsfeuchte  $\theta_s$ , Residualfeuchte  $\theta_r$ , hydraulische Leitfähigkeit  $k_{fs}$ , Matrixpotential  $\Psi_c$  und Porengrößenverteilungsindex  $B$ . Andere wichtige Kenngrößen in der Tabelle sind der Permanente Welkepunkt PWP und die Feldkapazität FK. Bei hohen absoluten Sandanteilen wird der Porengrößenverteilungsindex  $B$  mit zunehmendem Sandanteil geringer. In Tabelle 4.2 sind die in Abbildung 4.1 erkennbaren Bodenarten in verschiedenen Auflösungen prozentual für das Modell- und das Sieg-Einzugsgebiet dargestellt. Die Ränder (vgl. Abbildung 4.1) machen immerhin 15 % der Fläche im gesamten Modellgebiet aus. Hier wurde die Bodenart auf die am häufigsten vorkommende Bodenart schluffigen Lehm gesetzt. Dieser dominiert in den verschiedenen Auflösungen mit rund 73 % Anteil an der Fläche, über die im Modellgebiet Informationen vorliegen. Die Unterschiede der Bodendaten zwischen den Auflösungen 500 m und 1000 m sind für das gesamte Modellgebiet vergleichsweise gering, im Sieg-Einzugsgebiet dagegen etwas größer. So unterscheidet sich z.B. der prozentuale Anteil des schwach sandigen Lehms in den beiden Auflösungen im kompletten Untersuchungsgebiet nur um 0,06 %, während die Differenzen im Sieg-Einzugsgebiet ca. 0,6 % ausmachen. Ähnliche Differenzen gibt es bei den Bodenarten Sl2, Ls3, Lu und Tu3 (vgl. Tab. 4.2). Die über das Modellgebiet gemittelte Sättigungsfeuchte beträgt 0,47 und die Residualfeuchte 0,08 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>. In TERRA (s.u.) liegen diese Kenngrößen im Mittel bei 0,46 und 0,04 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>.

Der in TERRA benutzte Boden kann somit deutlich trockener werden als der in TOPLATS benutzte, d.h. die mittlere (potentielle) Retention des Wassers ist im Boden geringer.

Bodenart	BKA	Modellgebiet mit Rand		Modellgebiet ohne Rand		Sieg	
		500m	1000m	500m	1000m	500m	1000m
reiner Sand	Ss	1,04	1,01	1,41	1,37	0,13	0,15
schwach schluffiger Sand	Su2	0,06	0,05	0,08	0,07	0,01	0,05
schwach lehmiger Sand	Sl2	4,73	4,79	6,44	6,50	6,37	5,73
mittel lehmiger Sand	Sl3	0,87	0,89	1,18	1,17	0,17	0,10
schwach toniger Sand	St2	0,58	0,47	0,79	0,57	0,08	0,05
mittel schluffiger Sand	Su3	1,14	1,20	1,53	1,64	0,97	1,24
schluffig lehmiger Sand	Slu	0,12	0,10	0,16	0,14	0,23	0,21
schwach sandiger Lehm	Ls2	1,50	1,61	2,04	2,18	1,37	1,24
mittel sandiger Lehm	Ls3	4,01	4,04	5,45	5,39	5,90	6,50
stark sandiger Lehm	Ls4	0,54	0,48	0,74	0,65	0,53	0,46
schwach toniger Lehm	Lt2	0,29	0,31	0,40	0,42	0,14	0,10
sandig toniger Lehm	Lts	0,13	0,13	0,18	0,18	0,00	0,00
schwach toniger Schluff	Ut2	0,74	0,79	1,00	1,09	0,25	0,15
mittel toniger Schluff	Ut3	0,85	0,86	1,16	1,18	0,43	0,52
sandig lehmiger Schluff	Uls	0,75	0,68	1,02	0,94	0,53	0,41
schluffiger Lehm	Lu	80,14	80,05	73,00	73,04	78,64	79,26
mittel toniger Lehm	Lt3	0,63	0,64	0,86	0,87	0,57	0,62
mittel schluffiger Ton	Tu3	1,55	1,53	2,11	2,10	3,59	3,10
stark schluffiger Ton	Tu4	0,33	0,37	0,45	0,50	0,09	0,15

BKA = Bodenkundliche Kartieranleitung

Tabelle 4.2: Prozentuale Anteile der Bodenarten im Sieg-Einzugsgebiet und im gesamten Modellgebiet für unterschiedliche räumliche Auflösungen.

In TERRA liegt ein Datensatz der FAO zugrunde, bei dem im Modellgebiet nur zwischen vier Bodenarten unterschieden wird (Tabelle 4.3 und Anhang A-2). Die Ursprungsauflösung beträgt nur 50 km, zusätzlich wurden vom DWD (DWD 1995) Landnutzungsinformationen bei der Vergabe der Bodenarten mit einbezogen (z.B. Fels). Der auffälligste Unterschied zum Datensatz des Geologischen Dienstes ist, dass Sand im Modellgebiet gar nicht vorkommt.

Bodenart	Sandanteil [%]	Tonanteil [%]	PV [vol.]	air dryness point [vol.]	PWP [vol.]	FK [vol.]	kfs [cm/Tag]
sandiger Lehm (15,1%)	65	10	0,45	0,030	0,10	0,26	81,48
Lehm (72,5%)	40	20	0,46	0,035	0,11	0,34	45,88
toniger Lehm (0,02)	35	35	0,48	0,060	0,19	0,37	6,60
Ton (10,5%)	15	70	0,51	0,065	0,26	0,46	0,15

Tabelle 4.3: Bodenphysikalische Parameter des in TERRA verwendeten FAO-Datensatzes für das Untersuchungsgebiet (aus Subroutine data\_soil.f90 im Quellcode des LM 2.19).

PV steht für das Porenvolumen, der *air dryness point* ist eine andere Bezeichnung für die Residualfeuchte und die restlichen Abkürzungen sind identisch mit den in Tabelle 4.1 dargestellten. In Klammern sind (neben der Bodenartbezeichnung) die prozentualen Anteile am gesamten Modellgebiet angegeben. Die restlichen 2 % neben den vier Bodenarten, machen die Oberflächenformen Fels und Wasser aus. Die Brooks-Corey-Parameter  $\theta_s$  und  $\theta_r$  (damit

auch die FK und PWP) wurden vom DWD bei der Implementierung der Bodendaten jedoch nur aus den prozentualen Anteilen von Sand und Ton abgeleitet, da der Ausgangsdatensatz der FAO keine Informationen über die Lagerungsdichte und den Humusgehalt des Bodens enthält (DWD 1995). Hieraus ergeben sich Abweichungen, die bei der Sättigungsfeuchte z.B. je nach Bodenart bis zu  $\pm 0,1$  vol. ausmachen können (AG Boden 1994). Ein weiterer Unterschied ist der in TERRA im Untersuchungsgebiet mit mehr als 10 % vorhandene Ton. Der Datensatz der Geologischen Landesämter weist dagegen nur knapp 5 % tonige Böden auf (Tu4, Tu3, Lt3, Lt2 und Lts). Diese enthalten bei weitem nicht so viele Ton-Kompartimente wie der in TERRA definierte Ton (der mit 70 % Ton- und 15 % Sandanteil nach der BKA ein reiner Ton wäre). Der sandige Lehm des FAO-Datensatzes entspricht nach der DIN ungefähr der SI-Klasse der Geologischen Landesämter. Auffällig an den Werten in Tabelle 4.3 ist die sehr niedrige hydraulische Leitfähigkeit des hier deklarierten Tons, der mit einem Wert von 0,15 cm pro Tag nur sehr langsam Wasser infiltrieren kann und somit bei starken Niederschlägen schnell einen Abfluss produziert. Außerdem ist der air dryness point für den sandigen Lehm und den Lehm sehr niedrig gewählt; eine Entsprechung nach der Brooks-Corey-Parametrisierung gibt es nicht. Der Ton besitzt mit 0,065 vol. in TERRA ebenso eine sehr niedrige Residualfeuchte. Damit wird der Boden in diesem Bodenmodul bei länger ausbleibendem Niederschlag potentiell sehr trocken. Die Bodendatensätze, auf die TOPLATS und TERRA zugreifen, sind miteinander vergleichbar, wenn die prozentualen Anteile von Ton und Sand betrachtet werden (vgl. Tabelle 4.1 und Tabelle 4.3). Demnach entspricht der in TERRA definierte Lehm weitgehend dem schwach sandigen Lehm (Ls2), der aus der BKA für TOPLATS abgeleitet worden ist.

Die Werte für vergleichbare bodenphysikalische Parameter in TERRA und TOPLATS sind somit sehr unterschiedlich, wobei jene in TERRA – im Vergleich zu Literaturwerten – als fragwürdig bezeichnet werden müssen. Um die beiden SVAT direkt miteinander vergleichen zu können, wurden in mehreren Simulationen die Bodenparameter der Geologischen Landesämter in TERRA verwendet. Hierzu musste das Modul `data_soil.f90` im LM, in der die Bodenarten differenziert werden und zeitlich konstante Bodenparameter definiert sind, geändert werden. Außerdem mussten auch die Randdaten in den Analysen neu erstellt werden, da in diesen die räumliche Verteilung der Bodenarten enthalten ist.

## 4.2 Landnutzungsparameter

TOPLATS benötigt neben dem Boden auch einige vegetationspezifische Parameter sowie Oberflächenparameter, die mit der Landnutzung zusammenhängen. Die benutzte Landnutzungsinformation in dieser Studie beruht auf Rohdaten – im Rahmen des EU-Projektes Corine entstanden –, die auf LANDSAT-Aufnahmen der Jahre 1991 bis 1993 basieren. Die ursprüngliche räumliche Auflösung des Datensatzes beträgt 250 m. Für das Modellierungsgebiet konnten acht, bzw. mit der Oberflächenform Wasser, neun unterschiedliche Landnutzungsklassen selektiert werden (Abbildung 4.2). Um die unterschiedlichen räumlichen Auflösungen zu erhalten, wurde nach der oben bereits beschriebenen Methode vorgegangen. Aus der nominalen Landnutzungsbezeichnung Gras z.B., konnten mithilfe von Literaturwerten die vegetationspezifischen Parameter, wie z.B. der Blattflächenindex LAI abgeleitet werden. Die mit der Landnutzung zusammenhängenden Oberflächenparameter (wie die Rauigkeit), wurden mit empirischen Formeln berechnet (vgl. Tabelle 4.4).

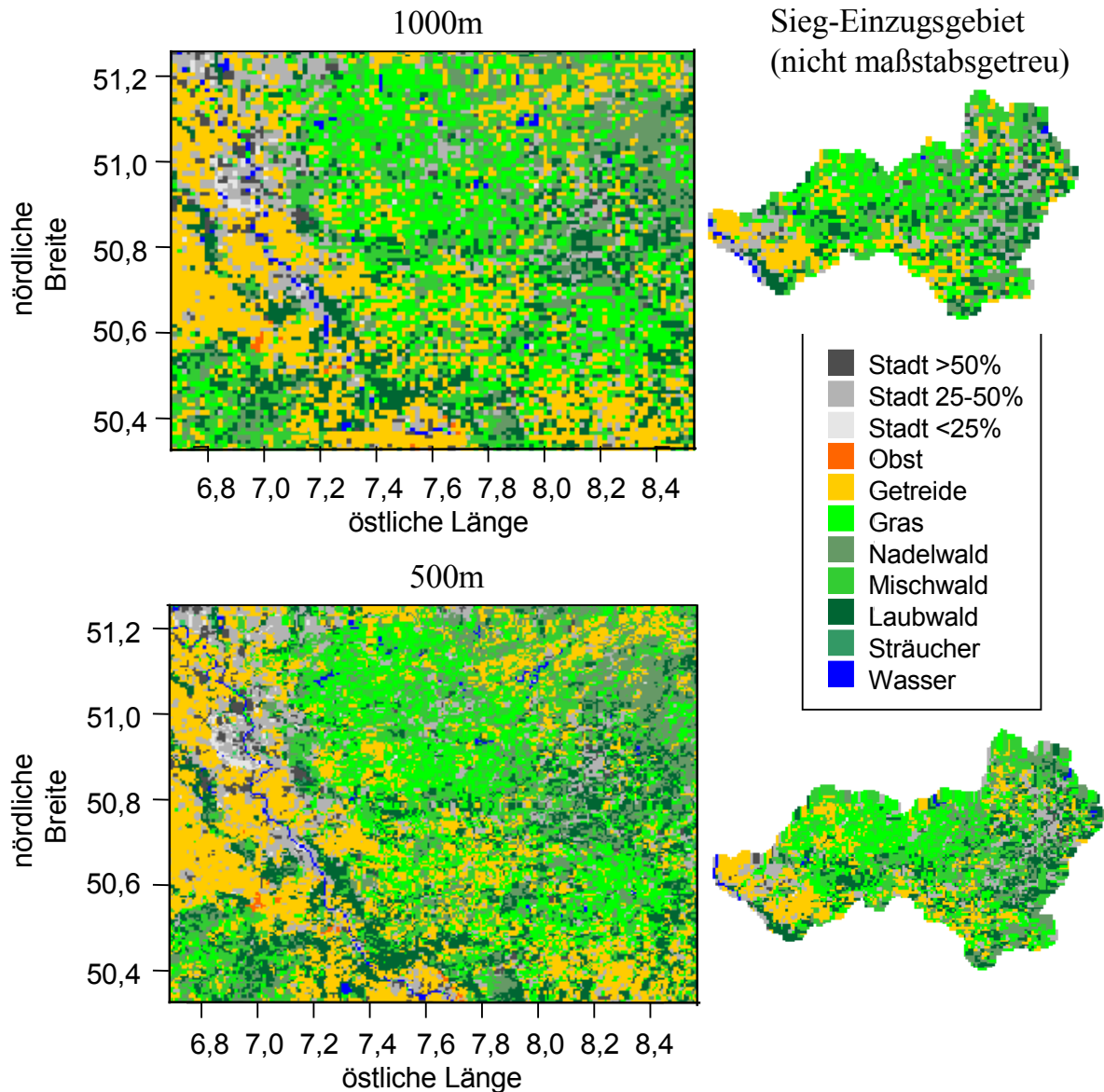


Abbildung 4.2: Landnutzung im Modell- und Sieg-Einzugsgebiet (rechts) in verschiedenen räumlichen Auflösungen.

Landnutzungsparameter	Stadt	Obst	Getreide	Gras	Sträucher	Nadelwald	Laubwald	Mischwald	Wasser
LAI	0,5	1,5	1	2	2	5	5	5	10
Emissivität	0,95	0,96	0,96	0,95	0,96	0,96	0,96	0,96	0,98
Rauhigkeitslänge für Impuls ( $=0,1 \cdot \text{Höhe}$ ) $r_{\text{mom}}$ [m]	0,2	0,1	0,05	0,03	0,07	0,5	0,5	0,5	0,005
Rauhigkeitslänge für Wärme ( $=0,01 \cdot \text{Höhe}$ ) $r_{\text{heat}}$ [m]	0,02	0,01	0,005	0,003	0,007	0,05	0,05	0,05	0,0005
Verdrängungshöhe ( $=2/3 \cdot \text{Höhe}$ ) $d_0$ [m]	1,33	0,6	0,33	0,2	0,46	2 **	2 **	2 **	0,001
Albedo $\alpha$	0,26	0,2	0,24	0,24	0,15	0,175	0,15	0,15	0,15
Minimaler Stomatawiderstand $r_{s,\text{min}}$ [m/s]	60	80	80	40	80	120	120	120	-
Maximaler Stomatawiderstand $r_{s,\text{max}}$ [m/s]	5000	5000	5000	5000	5000	5000	5000	5000	-

\*\* TOPLATS akzeptiert keine Werte > 2!  
 LAI (Pielke 1984 u.a.)  
 $r_{s,\text{min}}$  (Peters-Lidard 1997)  
 $r_{s,\text{max}}$  (Wood et al. 2002)  
 $r_{\text{mom}}$  (Pielke 1984)  
 $r_{\text{heat}}$  (Wood, Crow 2002)  
 $d_0$  (Pielke 1984)  
 $\alpha$  - (Pielke 1984)

Tabelle 4.4: Aus dem Corine-Datensatz abgeleitete Landnutzungsparameter.

Die Unterschiede in den prozentualen Anteilen der neun Landnutzungsklassen sind in den drei verschiedenen räumlichen Auflösungen im gesamten Modellgebiet vergleichsweise gering, im Sieg-Einzugsgebiet etwas größer (Tabelle 4.5).

Landnutzungsform	Modellgebiet		Sieg	
	250m	1000m	250m	1000m
Siedlungsfläche	13,2	13,2	12,3	13,0
Obst	0,2	0,2	0,0	0,0
Getreide	25,6	25,5	17,1	16,5
Gras	17,2	16,9	22,3	21,7
Nadelwald	11,0	10,9	10,5	10,7
Mischwald	17,7	18,3	22,0	21,3
Laubwald	14,0	14,0	15,3	16,0
Sträucher	0,2	0,1	0,4	0,7
Wasser	0,7	0,9	0,1	0,1

Tabelle 4.5: Prozentuale Anteile der Landnutzungsformen in verschiedenen räumlichen Auflösungen im gesamten Modell- und Sieg-Einzugsgebiet.

Die Landnutzungsparameter, auf die TERRA zugreift, unterscheiden nur zwischen vier variablen pflanzenphysiologischen Parametern: LAI, Pflanzenbedeckungsgrad, Wurzeltiefe und Rauigkeitslänge (Abbildungen A-2 und A-3 im Anhang).

### 4.3 Topographie und Einzugsgebietsparameter

Im operationellen LM beruhen die Topographiedaten auf Karten mit einer ursprünglichen räumlichen Auflösung von 250 m (DWD 1995). Die für diese Arbeit zur Verfügung stehenden Daten basieren dagegen auf einem digitalen Höhenmodell mit einer Auflösung von 52 m. Diese um den Faktor 25 besser aufgelösten Daten wurden in die Analysen des LM und in TOPLATS implementiert, da sich auf der 1000m-Skala Unterschiede im Vergleich zum Datensatz des DWD ergeben (vgl. Abbildungen im Anhang A-1). Um die verschiedenen Auflösungen der Topographie zu erhalten, wurde von der hohen auf die gröbere Auflösung gemittelt. Grundlage zur Berechnung des *Topographischen Index* TI, mit dessen Hilfe in TOPLATS laterale Wasserflüsse simuliert werden, sind pixelbasierte Höhenwerte aus dem Höhenmodell. Aus diesen Werten wird die mittlere Hangneigung der Pixel sowie die flow accumulation errechnet, um den TI und den bodentopographischen Index STI (siehe Gleichung 3.6) berechnen zu können. Die Höhenwerte wurden zuerst auf die verschiedenen Auflösungen gemittelt und danach der TI in den drei Auflösungen berechnet (Abbildung 4.3). Es sind deutliche Unterschiede in den Werten des TI in Abhängigkeit von der betrachteten Skala erkennbar, da die Topographie in der Ursprungsauflösung von 52 m sehr heterogen ist und wegen der Mittelwertbildung auf die verschiedenen Auflösungen verändert wird. Grundsätzlich gilt: Je gröber die Auflösung, desto flacher werden die Hänge und umso stärker erhöht sich der TI. Somit ist auch zu erklären, dass dieser mit größer werdender Auflösung im Mittel steigt. Diese Skalenabhängigkeit wirkt sich auf die Simulation der Bodenfeuchte aus (vgl. Kapitel 6). Zu ähnlichen Aussagen kommen auch Higy & Musy (2000) und Huneke (2001), die allerdings für weitaus kleinere Modellgebiete getroffen wurden. Im Vergleich zur Studie von Seuffert (2001), die für das gleiche Modellgebiet Werte des TI errechnet hat, zeigen sich Unterschiede in der regionalen Verteilung und in der absoluten Höhe.

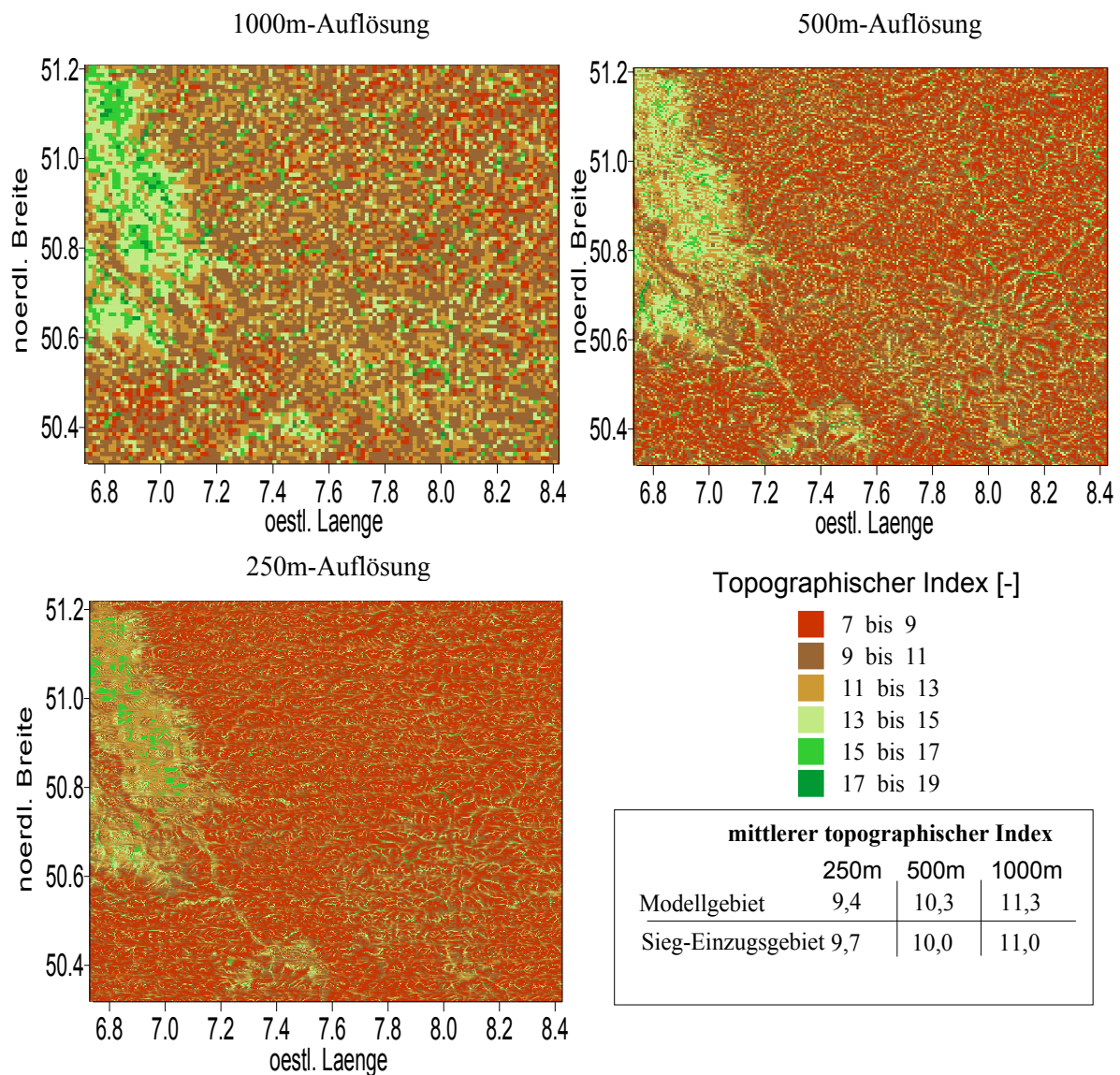
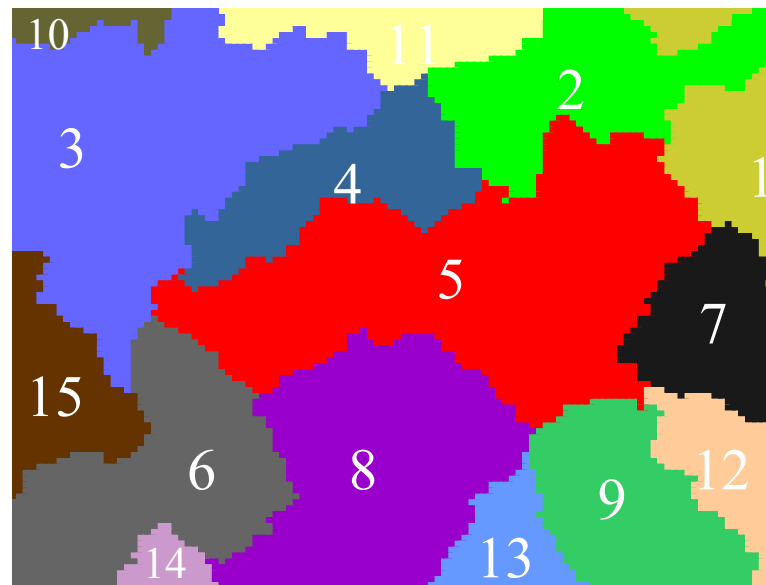


Abbildung 4.3: Topographischer Index im Modellgebiet in drei verschiedenen räumlichen Auflösungen. Die dazugehörigen Durchschnittswerte und Werte für das Sieg-Einzugsgebiet sind in der nebenstehenden Tabelle angegeben.

Die Differenzen kommen u.a. durch die Verwendung unterschiedlicher Software zur Berechnung der Hangneigung und der flow accumulation zustande. Mit den Werten des TI aus der Studie von Seuffert wurden ebenso Simulationen mit TOPLATS durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen jedoch, dass mit den von Seuffert errechneten TI-Werten mehr als 10 % der Rasterzellen in dem Modellgebiet während der Simulationen dauerhaft gesättigt sind. Dieser Anteil ist unrealistisch hoch. Die Topographie im Modellgebiet bestimmt die Anzahl der Einzugsgebiete, wenn aus ihr die Wasserscheiden abgeleitet werden. Die Einzugsgebiete wurden mithilfe des GIS Grass bestimmt. Ihre Anzahl und Größe hängt in diesem Programm von der räumlichen Auflösung und einem Grenzwert ab, der über die maximale Fläche eines Einzugsgebietes entscheidet. Insgesamt konnten zwischen 15 Einzugsgebieten unterschieden werden, 13 von diesen wurden mithilfe eines rein empirischen Verfahrens (s.u.) die zwei Kalibrierungsparameter  $f$  und  $Q_0$  zugeordnet (Abbildung 4.4).



Nr.	Fläche [km <sup>2</sup> ]	Basisabfluss $Q_0$ [m <sup>3</sup> /s]	TOPMODEL $f$ [-]	$STI_{\text{mean}}$ [-]	$z_{\text{mean}}$ [m]	$STI_{\text{grenz}}$ [-]	$Ti_{\text{max}}$ [-]	Stabw $STI$ [-]
1	700	60	5,0	10,6	2,0	20,7	17,3	1,9
2	846	80	5,0	10,6	2,0	20,7	17,6	1,9
3	1877	181	6,0	12,6	2,0	24,6	18,5	2,3
4	651	57	5,0	11,1	2,0	19,1	19,0	2,0
5	2113	198	5,0	11,0	2,0	19,0	17,8	1,9
6	1085	116	5,0	10,8	2,0	22,8	18,0	1,9
7	612	50	5,0	10,7	2,0	22,8	17,6	1,9
8	1372	105	4,0	11,2	2,0	21,2	17,5	1,8
9	754	52	5,0	11,3	2,0	19,3	18,7	1,9
10	146	10	7,0	12,6	2,0	20,7	17,5	2,7
11	416	45	3,5	10,8	2,0	18,9	15,9	1,7
12	493	50	5,0	10,8	2,0	18,9	17,5	1,9
13	311	30	4,0	10,7	2,0	18,8	17,5	1,8
14	142	10	5,0	10,7	2,0	18,7	15,5	1,9
15	501	55	6,0	12,8	2,0	20,9	19,1	2,1

Abbildung 4.4: Einzugsgebiete im Modellgebiet. In der darunter befindlichen Tabelle sind die spezifischen topographischen Parameter für jedes Einzugsgebiet angegeben.

$STI_{\text{mean}}$  ist der mittlere bodentopographische Index,  $Ti_{\text{max}}$  der maximale topographische Index, Stabw steht für die Standardabweichung und die Bezeichnung  $STI_{\text{grenz}}$  für einen Wert des STI, ab dem der Grundwasserspiegel innerhalb eines Einzugsgebietes null oder negativ wird. Zu der praktischen Bedeutung der Parameter in Abb. 4.4 sei auf die Kapitel 5 und 6 verwiesen. Es fällt auf, dass lediglich das Sieg- und das Agger-Einzugsgebiet vollständig innerhalb des quadratischen Modellgebietes liegen. TOPLATS benötigt für die Parametrisierung des lokalen Grundwasserspiegels (siehe Gleichung 3.5) den STI und den TI. Je größer die Standardabweichung des STI innerhalb eines Einzugsgebietes, desto höher ist die Wahrscheinlichkeit, dass einige Pixel aufgrund eines negativen Grundwasserspiegels dauerhaft gesättigt sind (gleichbedeutend mit einem Fluss oder See). Deshalb wurden die nicht messbaren Parameter  $f$  und  $Q_0$  in den 13 Einzugsgebieten, die nicht über den Abfluss kalibriert werden konnten, so gewählt, dass die Anzahl dauerhaft gesättigter Pixel möglichst niedrig gehalten wurde. Diese dürften auf der 1km-Auflösung in dem Untersuchungsgebiet nur in

den unmittelbar am Rhein gelegenen Flächen auftreten. Problematisch ist insbesondere das großflächige Einzugsgebiet Nr.3, in dem die Standardabweichung des STI innerhalb des Einzugsgebietes groß ist.



## Kapitel 5

# Kalibrierung und Validation von TOPLATS

## 5.1 Kalibrierung

In diesem Kapitel wird zunächst die Kalibrierung von TOPLATS dargestellt. Anschließend wird die Güte dieses hydrologisch-energetischen Modells getestet. Hierzu werden punktuelle und flächenbezogene Messungen mit den Simulationen verglichen. Hydrologische Modelle werden i.d.R. über den Abfluss eines größeren Flusses im Einzugsgebiet kalibriert, wenn Messungen zum Vergleich vorliegen. Eine Störgröße ist der anthropogene Einfluss. So wird die Höhe des Flusspegels durch Talsperren beeinflusst. Dieser Faktor kann in den physikalischen Modellen nicht ohne Zusatzkenntnisse berücksichtigt werden. In dem Einzugsgebiet der Sieg z.B. befindet sich die Wahnbachtalsperre (vgl. Huneke 2001). In dieser Arbeit wurde TOPLATS für das Sieg- und das Agger-Einzugsgebiet mit Abflussdaten der gleichnamigen Flüsse kalibriert. In den anderen 13 Einzugsgebieten standen Pegelmessungen nicht zur Verfügung, so dass die Kalibrierungsparameter in TOPLATS  $f$  und  $Q_0$  über die Höhe des modellierten Grundwasserspiegels angepasst wurden (vgl. Kapitel 4.1.3). Der Parameter  $f$ , die Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe (siehe Gleichung 3.7), kann über das gesamte Einzugsgebiet nicht gemessen werden. Der Basisabfluss bei Sättigung  $Q_0$  (siehe Gleichung 3.10) ist ebenfalls nicht messbar, beeinflusst jedoch die Simulation des Abflusses ebenso stark (Abbildung 5.1).

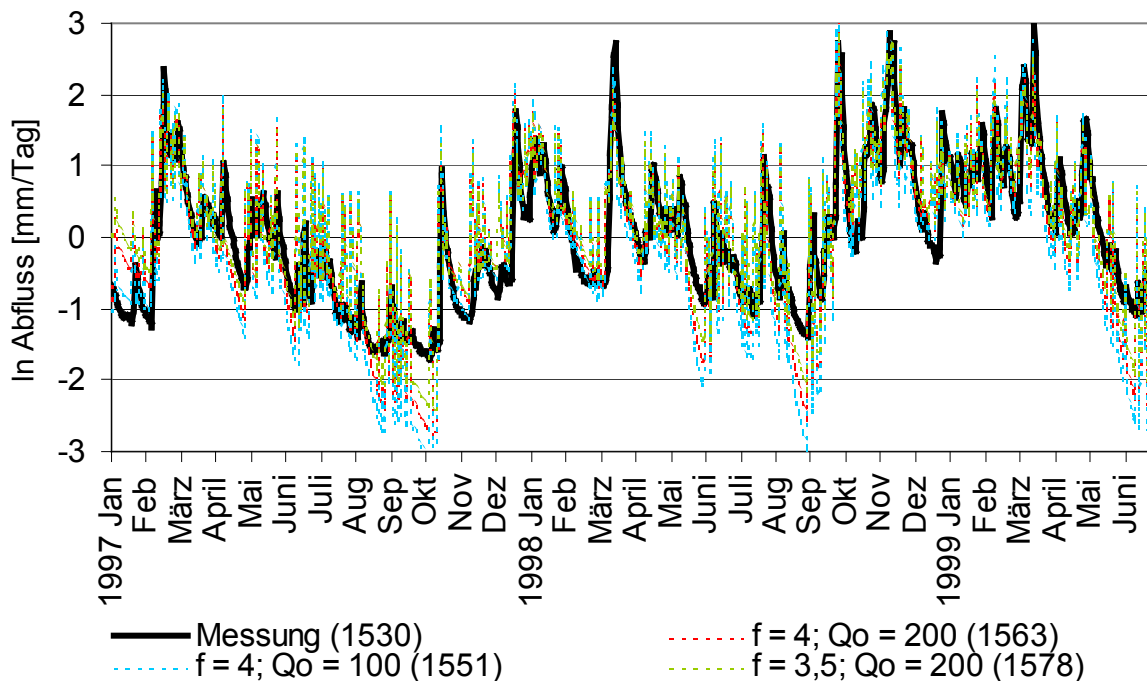


Abbildung 5.1: Messung und Simulation des täglichen Abflusses im Sieg-Einzugsgebiet mit variierenden Kalibrierungsparametern für den Zeitraum Januar 1997 bis Juni 1999. In Klammern sind die Abflusssummen für den gesamten Zeitraum in  $m^3/s$  dargestellt.

Angetrieben wurde TOPLATS für das Sieg-Einzugsgebiet im Zeitraum 1997 bis 1999 mit stündlichen Messungen des Meteorologischen Institutes in Bonn (MIUB) und zeitlich täglich aufgelösten Niederschlagsmessungen von 20 Stationen, die den Tagesgang der Messung vom MIUB erhielten. Je höher  $Q_0$  gewählt wird, desto größer wird der simulierte Abfluss. Mit kleinerem  $f$  steigt der Gesamtabfluss, da der Basisabfluss zunimmt und die Verdunstung entsprechend geringer wird. In allen Simulationen gibt es in dem jeweiligen Sommer einen starken Abfall der Ganglinie, der in der Messung geringer ausfällt. Anhand dieser Kurven kann nicht eindeutig entschieden werden, welche Parameter geeigneter für die späteren Simulationen sind. Aufgrund der Gesamtsummen ist  $f$  auf 4 und  $Q_0$  auf  $200\text{m}^3/\text{s}$  gesetzt worden.

## 5.2 Validation

### 5.2.1 Abfluss

Um den Einfluss des Bodens auf die Abflusssimulation zu testen, wurden verschiedene Bodenarten in TOPLATS mit den entsprechenden bodenhydrologischen Parametern verwendet. Die simulierten Ergebnisse wurden mit Abflussmessungen im Sieg- und Agger-Einzugsgebiet verglichen. Der meteorologische Antrieb ist mit dem im obigen Kapitel beschriebenen identisch. Der Simulationszeitraum beträgt drei Jahre, beginnend im Januar 1997. Exemplarisch ist aus diesem Zeitraum das Jahr 1998 für beide Einzugsgebiete ausgewählt worden (Abbildungen 5.2 und 5.4). Bei einer Modellierung wurde der auch im LM benutzte Bodendatensatz von der FAO benutzt (Abkürzung LM1\_6), zwei weitere wurden unter Verwendung von 20 bzw. 164 Bodenarten der Geologischen Landesämter (Geol.1\_20 und Geol.1\_164) gerechnet. Der in TOPLATS als Antrieb benutzte Niederschlag ist in Abbildung 5.3 dargestellt. Auffällig bei der Betrachtung der Ganglinien sind die Abflussspitzen am Ende des Jahres, die auf den hohen Niederschlag und die im Herbst verringerte Verdunstungsrate zurückzuführen sind. Um die Güte der Abflusssimulationen bewerten zu können, wurde der Model Efficiency (ME) nach Nash & Sutcliffe (1970) verwendet, der in der Hydrologie für die Validation von simulierten Abflussganglinien benutzt wird. Er berechnet sich wie folgt:

$$ME = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (5.1)$$

$x_i$  ist die gemessene Variable,  $y_i$  die simulierte Variable und  $\bar{x}$  der arithmetische Mittelwert der Messung. Ein Wert von 1,0 für den ME zeigt eine perfekte Übereinstimmung von simulierter und gemessener Kurve, Werte ab 0,5 bis 0,7 sind zufriedenstellend, ab 0,8 gilt der ME als gut. Grundsätzlich ist die Messung und die Simulation von TOPLATS in der zeitlichen Phase um bis zu zwei Tage verschoben. Die Abflussspitzen der modellierten Werte treten früher auf als in der Messung. Dies zeigt sich auch an den Werten des ME in allen drei Simulationen. Ohne Phasenverschiebung beträgt der ME 0,03 für die Simulation LM1\_6, der mit 0,6 höchste Wert, wird bei einer Phasenverschiebung der simulierten Kurve um drei Tage erreicht. Unter Verwendung des Bodens der Geologischen Landesämter in TOPLATS verändert sich die simulierte Abflussganglinie und damit der ME. Dieser liegt in Geol.1\_20 bei 0,27 ohne Zeitverschiebung der Kurven und steigt auf 0,72 wenn die simulierte Kurve um drei Tage nach hinten verschoben wird. Damit ist der modellierte Abfluss mit zufriedenstellend bis gut zu bewerten, wenn die Phasenverschiebung berücksichtigt

wird. Für die Simulation Geol.1\_164 ist der ME negativ, da dieser Index hohe Abweichungen von der Messung stärker gewichtet.

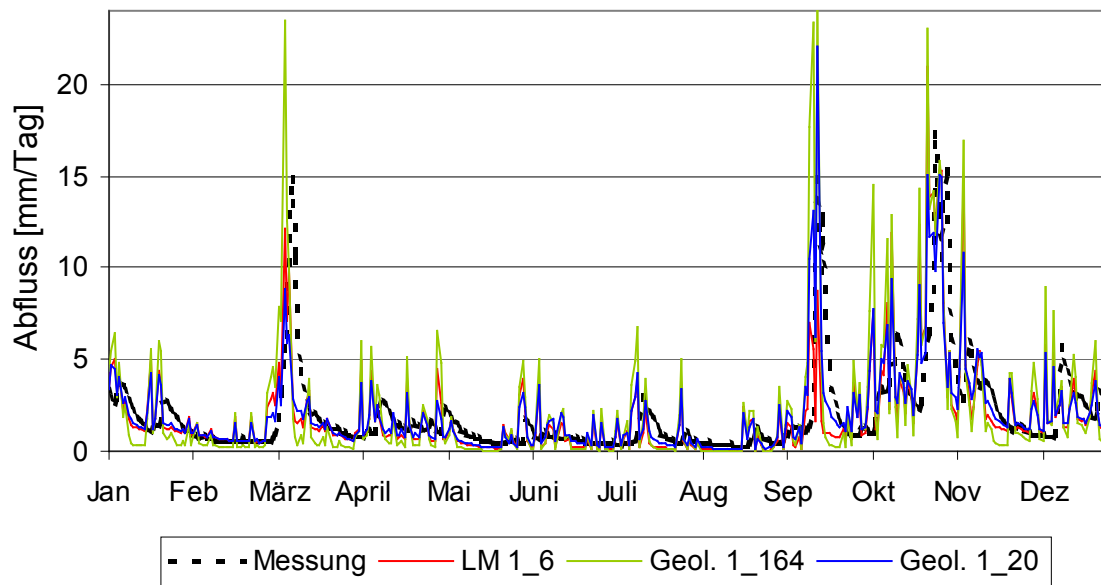


Abbildung 5.2: Gemessener und unter Verwendung verschiedener Bodendatensätze simulierter täglicher Abfluss im Sieg-Einzugsgebiet im Jahr 1998.

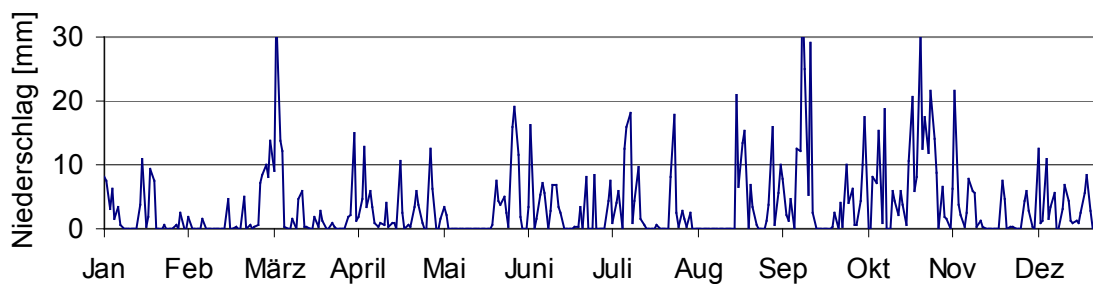


Abbildung 5.3: Gemittelter Tagesniederschlag im Sieg-Einzugsgebiet im Jahr 1998.

Die in allen Simulationen auftretende Phasenverschiebung hängt mit dem fehlenden Routing-Schema in TOPLATS zusammen, so dass ein in den Rasterzellen gebildeter Oberflächenabfluss direkt und ohne Verzögerung den Auslass des Einzugsgebiets erreicht. Außerdem sind die simulierten Abflussspitzen häufig größer als die Messwerte. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen auch die Studien von Seuffert (2001), Koch (2001) und Giertz (2004). Die Überschätzung der Simulation bei starken Niederschlägen gilt insbesondere für die Simulation Geol.1\_164. Einige der 164 verwendeten Bodenarten (insbesondere betonierte Flächen) weisen bodenhydrologische Besonderheiten auf, die Probleme bei der Simulation verursachen. Bei den verwendeten Bodenarten ist die Amplitude der modellierten Abflusskurve oftmals größer als die Messung. Deutlich besser verläuft die Ganglinie bei den auf 19 Bodenarten aggregierten Werten. Die Amplitude liegt hier deutlich näher an den gemessenen Werten. Die Kurve der Modellierung LM1\_6 verläuft tendenziell ähnlich, liegt im Sieg-Einzugsgebiet jedoch meistens unter den gemessenen hohen Abflussspitzen. Eine große Sensitivität der simulierten Abflussganglinie in TOPLATS aufgrund variierender Bodenparameter stellt auch Giertz (2004) in einer Studie fest. In dieser werden die Parameter Sättigungsfeuchte und initialisierter Grundwasserstand als dominierende Faktoren für die Abflussbildung ausgemacht. Im Agger-Einzugsgebiet sind die Unterschiede im Vergleich

zur Messung geringer, wie an den Abflusssummen in Tabelle 5.1 und Tabelle 5.2 sowie in Abbildung 5.4 erkennbar ist.

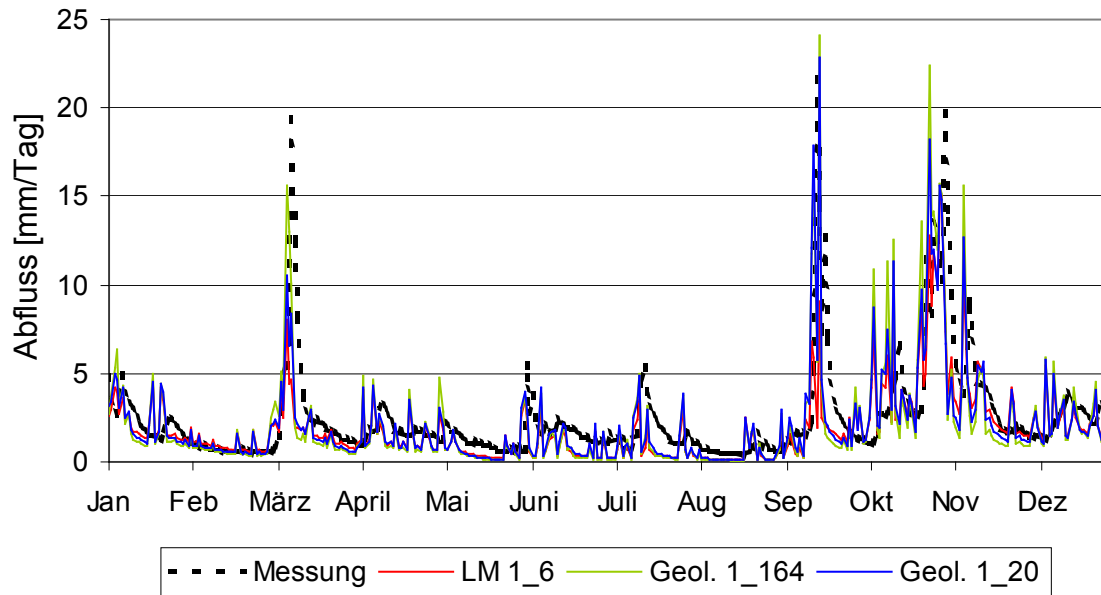


Abbildung 5.4: Wie Abbildung 5.2, aber für das Agger-Einzugsgebiet.

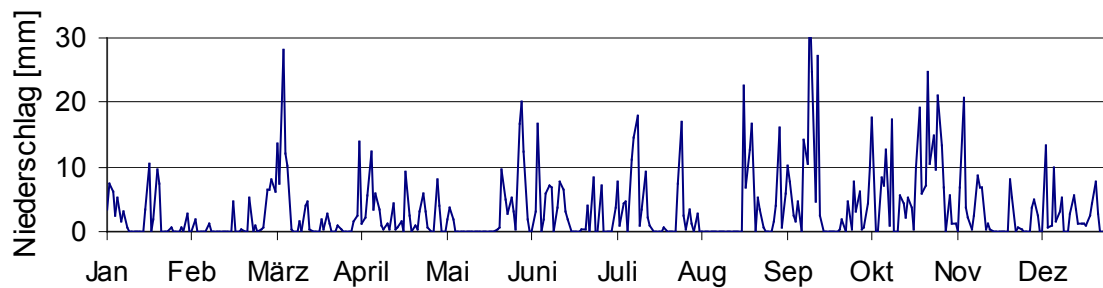


Abbildung 5.5: Wie Abbildung 5.3, aber für das Agger-Einzugsgebiet.

Assimilierter Boden	Niederschlag Messung [mm]	Abfluss Messung [mm/Jahr]	Abfluss Simulation [mm/Jahr]	Diff. Abfluss Mess.-Sim. [mm/Jahr]	Verdunstung Messung N-A [mm/Jahr]	Verdunstung Simulation [mm/Jahr]	Diff. Verdunstung Mess.-Sim. [mm/Jahr]
<b>LM 1_6</b>							
1997	891	355	<b>358</b>	-3	536	488	48
1998	1327	727	<b>707</b>	20	600	618	-18
1999	880	448	<b>387</b>	61	432	588	-156
<b>Geol. 1_164</b>							
1997	891	355	<b>509</b>	-154	536	411	125
1998	1327	727	<b>815</b>	-88	600	539	61
1999	880	448	<b>401</b>	47	432	496	-64
<b>Geol. 1_20</b>							
1997	891	355	<b>428</b>	-73	536	432	104
1998	1327	727	<b>773</b>	-46	600	559	41
1999	880	448	<b>504</b>	-56	432	515	-83

Tabelle 5.1: Gemessene und unter Verwendung verschiedener Bodendatensätze simulierte, jährlich aufsummierte Wasserhaushaltsgrößen im Sieg-Einzugsgebiet im Zeitraum 1997 bis 1999.

<b>Assimilierter Boden</b>	Niederschlag Messung [mm]	Abfluss Messung [mm/Jahr]	<b>Abfluss Simulation</b> [mm/Jahr]	Diff. Abfluss Mess.-Sim. [mm/Jahr]	Verdunstung Messung N-A [mm/Jahr]	Verdunstung Simulation [mm/Jahr]	Diff. Verdunstung Mess.-Sim. [mm/Jahr]
<b>LM 1_6</b>							
1997	947	424	<b>412</b>	12	523	535	-12
1998	1417	882	<b>771</b>	111	535	646	-111
1999	929	551	<b>443</b>	108	378	486	-108
<b>Geol. 1_164</b>							
1997	947	424	<b>480</b>	-56	523	467	56
1998	1417	882	<b>864</b>	18	535	553	-18
1999	929	551	<b>446</b>	105	378	483	-105
<b>Geol. 1_20</b>							
1997	947	424	<b>457</b>	-33	523	490	33
1998	1417	882	<b>904</b>	-22	535	513	22
1999	929	551	<b>450</b>	101	378	479	-101

Tabelle 5.2: Wie Tabelle 5.1, aber für das Sieg-Einzugsgebiet.

Der berechnete ME liegt für Simulation LM1\_6 und das Agger-Einzugsgebiet ohne Zeitverschiebung bei 0,27 und erreicht den höchsten Wert mit 0,63, bei einer Verschiebung der simulierten Kurve um zwei Tage. Auch in diesem Einzugsgebiet wird der simulierte Abfluss durch den Boden der Geologischen Landesämter verbessert. Der maximale ME in Geol.1\_20 liegt jedoch diesmal bei einer Phasenverschiebung von zwei Tagen und erreicht einen als gut zu bezeichnenden Wert von 0,74. Die geringere Verschiebung der simulierten und der gemessenen Abflussganglinien ist auf das kleinere Einzugsgebiet zurückzuführen, in dem sich das fehlende Routing-Schema weniger stark auswirkt. Aus der Messung von Abfluss und Niederschlag kann mit der einfachen Wasserhaushaltsgleichung die in den Tabellen dargestellte, gemessene und simulierte Verdunstung berechnet werden. Die in LM1\_6 berechnete Abflusssumme ist niedriger als in Geol.1\_20. Grund hierfür ist u.a. die mittlere Wasserdurchlässigkeit des in diesen Simulationen verwendeten Bodens. Sie liegt für den FAO-Boden im Sieg-Einzugsgebiet bei 45 cm Wasser pro Tag, während dieser Wert für die 20 Bodenarten der Geologischen Landesämter mit 31 cm Wasser pro Tag deutlich geringer ausfällt. An diesem Beispiel wird erkennbar, wie groß die Einflüsse der Bodenarten – mit den entsprechenden bodenhydrologischen Parametern – auf die Wasserhaushaltskomponente Abfluss sind.

Seuffert (2001) hat das Modell TOPLATS für den gleichen Zeitraum und dasselbe Gebiet für eine Kalibrierung benutzt. Hier wurden jedoch andere Werte des topographischen Index ermittelt und andere Vegetationsparameter abgeleitet. Der in ihrer Studie benutzte Boden der FAO ist dagegen mit dem in LM1\_6 verwendeten identisch. Trotzdem weichen die Ergebnisse des simulierten Abflusses im Agger-Einzugsgebiets von Seuffert aufgrund der verschiedenen Vegetation und des TI um teilweise mehr als 100 mm für das Jahr 1998 ab. So beeinflusst der topographische Index zu Beginn der Simulationen die Verteilung des Grundwasserspiegels (vgl. Kapitel 3 und 4) und – über einen längeren Zeitraum betrachtet – auch die Bodenfeuchte bzw. die Retention.

## 5.2.2 Bodentemperatur

Die Bodentemperatur in tiefer gelegenen Schichten beeinflusst die Temperatur an der Erdoberfläche durch Wärmeleitung und wirkt sich damit auch auf die in den SVAT-Modulen berechneten Energieflüsse aus. Für die Validation der Bodentemperatur und der Energieflüsse stehen mehrwöchige Messungen an der Obstversuchsgutanlage in Klein-Altendorf KLA (vgl. Abbildung 6.1) und an der Station Vershoven zur Verfügung. Die beiden Orte sind ca. fünf Kilometer voneinander entfernt. Mit TOPLATS wurden jeweils für

diese Orte Modellierungen durchgeführt, wobei der Antrieb mithilfe der dortigen meteorologischen Messstationen erfolgte. Die Initialisierung der Bodentemperatur wurde durch die Messung bereitgestellt. Die Niederschlagsmessung und Messung der Strahlung stammt vom Meteorologischen Institut, das ca. 20 km entfernt von KLA gelegen ist. Die dominierende Landnutzung in KLA ist Obst, in Vershoven Weizen. Die Vegetationsparameter, z.B. der LAI mit einem vor Ort gemessenen Wert von 1,5, wurden in TOPLATS entsprechend angepasst (vgl. Maurer 2003). Gestartet wurde das Modell für beide Orte jeweils mit einer oberen Bodenfeuchte von 0,25 sowie 0,3  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  in der tieferen Bodenzone. Die Abbildung 5.6 zeigt das Ergebnis der Simulation und der Messung der Bodentemperatur in KLA an.

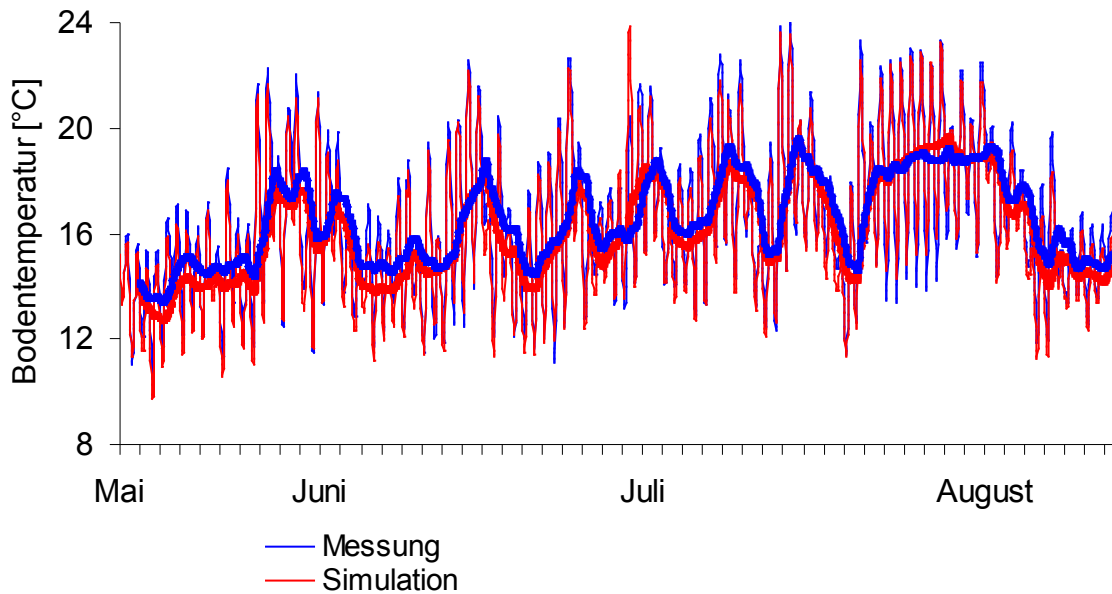


Abbildung 5.6: Gemessene und simulierte stündliche Werte der Bodentemperatur in 20 cm Tiefe in KLA für den Zeitraum 13.5. bis 19.8.1999. Die dick markierten Linien sind das gleitende Mittel über zwei Tage, die dünnen Linien Stundenwerte, die aus der Messung interpoliert wurden bzw. aus dem Output von TOPLATS stammen.

Der für diese Modellierung berechnete ME (vgl. Gl. 5.1) liegt bei hohen 0,93, so dass die Übereinstimmung der Kurven von Simulation und Messung als sehr gut bewertet werden kann. Die Messung liegt tendenziell jedoch immer rund 0,5 °C bis 2 °C oberhalb der Simulation. TOPLATS wurde zum Vergleich auch mit der am MIUB gemessenen Lufttemperatur angetrieben. Die Ergebnisse zeigen allerdings wesentlich größere Differenzen im Vergleich zur Messung an (nicht dargestellt). Das bedeutet, dass die initialisierte Bodentemperatur für ein größeres Modellgebiet einen großen Fehler aufweisen kann, da die 2m-Temperatur nur an wenigen Orten gemessen wird. Die für den Standort Vershoven durchgeführte Modellierung der Bodentemperatur verdeutlicht eine schlechtere Übereinstimmung mit der Messung, da die Abweichungen an einigen Tagen größer sind als in KLA (Abbildung 5.7). Der berechnete ME erreicht nur einen Wert von 0,36. Die Ursachen für die Abweichungen, insbesondere am 27. und 28. Mai könnten in einer zu großen modellierten Bodenfeuchte liegen, da sie die bodenthermischen Eigenschaften bestimmt.

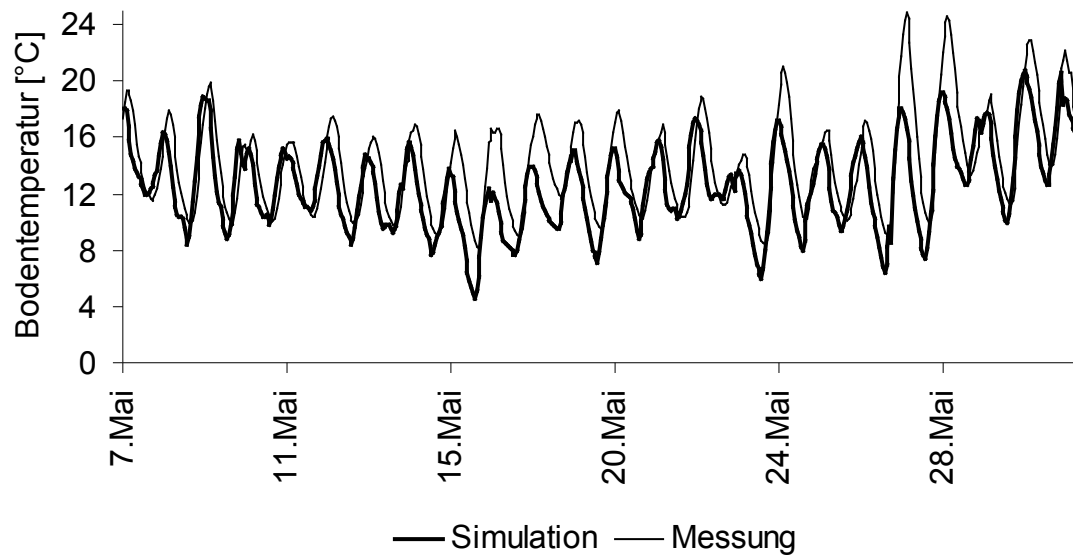


Abbildung 5.7: Gemessene und simulierte stündliche Werte der Bodentemperatur in 20 cm Tiefe in Vershoven für den Zeitraum 7.5. bis 31.5.1999.

### 5.2.3 Energieflüsse

Die Energieflüsse an der Erdoberfläche beeinflussen die atmosphärische Turbulenz. Zur Validation dieser Flüsse stehen ebenfalls Messungen in KLA und am Gut Vershoven zur Verfügung. Die Energieflüsse in Bodennähe sind jedoch selbst mit einer aufwendigen Messapparatur nur schwierig exakt zu messen (vgl. Maurer 2003), so dass die Güte der Simulationen mit TOPLATS nur eingeschränkt bewertet werden kann. Die Flüsse fühlbare und latente Wärme wurden mithilfe der Bowen-Verhältnis-Methode berechnet, die dafür notwendige Strahlungsbilanz und der Bodenwärmestrom gemessen (Maurer 2003). Der Bodenwärmestrom wurde mithilfe eines Bodenmessstabes ermittelt, der die Bodentemperaturen in unterschiedlichen Tiefen registriert hat. Die Messung weist morgens ein deutliches Maximum auf. Dieses kann dadurch erklärt werden, dass der Bodenmessstab direkter Sonneneinstrahlung ausgesetzt war, die zwischen 8 und 11 UTC durch die Apfelbäume den Boden erreichte (Maurer 2003). Die Nettostrahlung ist die zur Verfügung stehende Energie, welche am Boden in den fühlbaren und den latenten Wärmefluss sowie in den Bodenwärmestrom transformiert wird. In TOPLATS wird sie mithilfe der Oberflächenalbedo und der Oberflächentemperatur berechnet (vgl. Gleichung 3.3). Die Modellierung der Nettostrahlung deutet im Vergleich zur Messung eine häufige Überschätzung mit bis zu  $100 \text{ W/m}^2$  an (Abbildung 5.8). Die Fehlervarianz in der Messung wird durch die roten Balken gekennzeichnet und ist mit 3 % der Messhöhe angegeben. Eine Ursache für die Überschätzung könnte darin liegen, dass TOPLATS u.a. mit der langwelligen Strahlungs- und Niederschlagsmessung vom MIUB angetrieben wurde, das einige Kilometer von KLA entfernt liegt. Trotz der zu großen Nettostrahlung wird die Berechnung des latenten Wärmeflusses von TOPLATS über diesen, vergleichsweise langen Zeitraum, innerhalb der Mess- Ungenauigkeit simuliert, wie Abbildung 5.9 veranschaulicht.

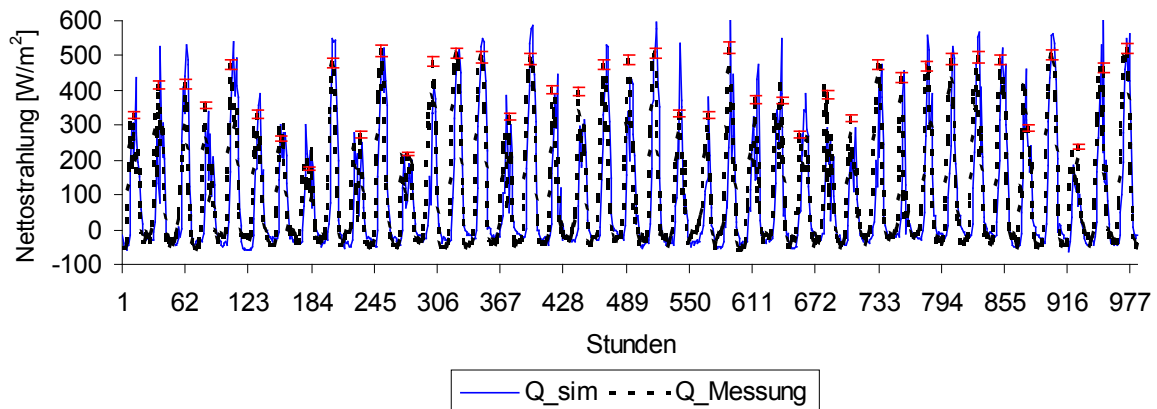


Abbildung 5.8: Gemessene ( $Q_{\text{Messung}}$ ) und modellierte ( $Q_{\text{sim}}$ ) stündliche Werte der Nettostrahlung in KLA im Zeitraum 13.5. bis 22.6.1999.

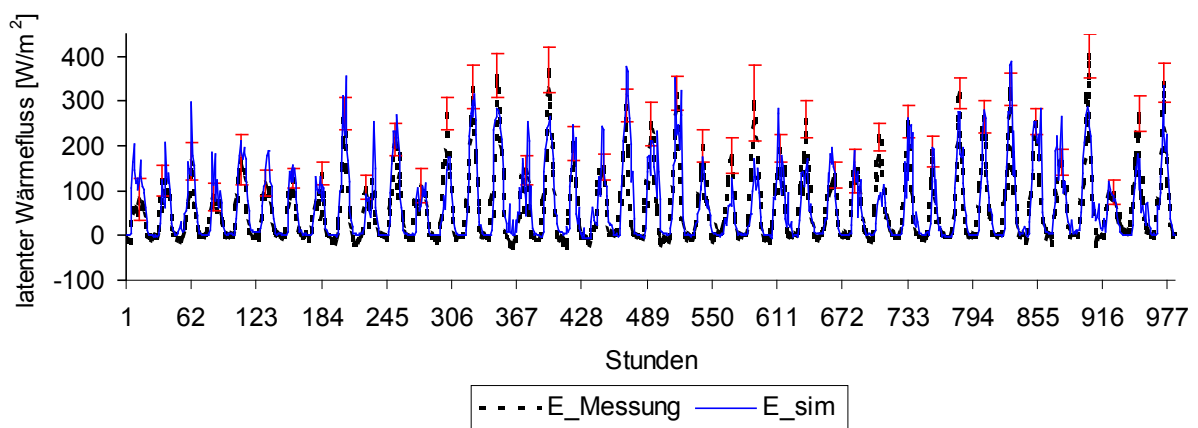


Abbildung 5.9: Wie Abbildung 5.8, aber für den latenten Wärmefluss.

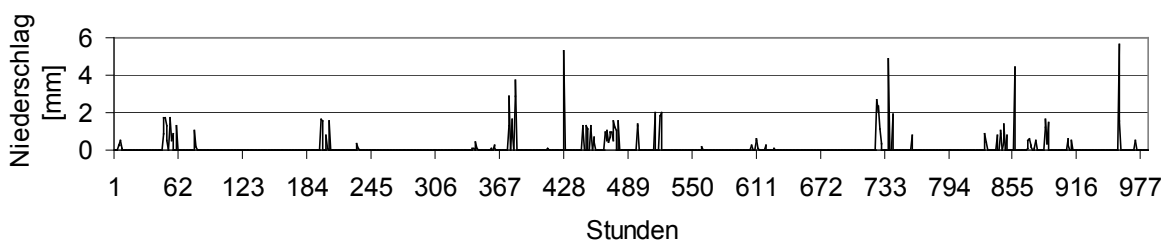


Abbildung 5.10: Messung des stündlichen Niederschlages in KLA im Zeitraum 13.5. bis 22.6.1999.

Die Abweichung des modellierten latenten Wärmeflusses an manchen Tagen könnte mit dem am MIUB gemessenen Niederschlag zu erklären sein, der an der Station KLA eventuell unterschiedlich gewesen ist. Die Fehlervarianz (in roter Farbe dargestellt) ergibt sich aus der Unsicherheit in der Strahlungsmessung (s.o.) und dem daraus folgenden Fehler in der Berechnung mit der Bowen-Verhältnis-Methode. Die Höhe der modellierten Verdunstungsrate hängt jedoch stark von der initialisierten Bodenfeuchte und von den gewählten Pflanzenparametern ab, so dass die Bestimmung jener Größe mit größeren Unsicherheiten verbunden ist. Für den gleichen obigen Zeitraum wurden Sensitivitätsstudien mit TOPLATS durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen, dass (in einem als realistisch anzusehenden Wertebereich der initialisierten Bodenfeuchte und variierender LAI-Werte, die in den Simulationen mit



TOPLATS jeweils geändert wurden) die über den Zeitraum 13.5. bis 22.6.1999 gemittelte modellierte Verdunstungsrate zwischen  $20 \text{ Wm}^2$  und  $90 \text{ Wm}^2$  liegt (vgl. Anhang). Die mittlere Verdunstung aus Abbildung 5.9 berechnet beträgt  $69 \text{ Wm}^2$ . Die Modellierung des fühlbaren Wärmeflusses (Abbildung 5.11) wird an einigen Tagen überschätzt, obwohl die Differenz zwischen der simulierten und der gemessenen Bodentemperatur (vgl. Abbildung 5.6) in 20 cm Tiefe gering ist und die Messung der 2m-Temperatur in TOPLATS verwendet wurde (Abbildung 5.12).

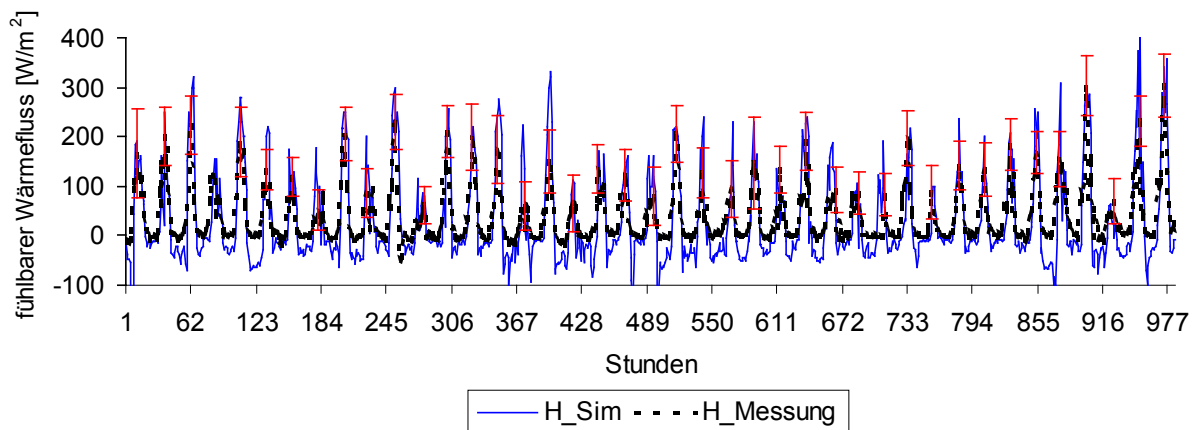


Abbildung 5.11: Wie Abbildung 5.8, aber für den Fluss fühlbarer Wärme.

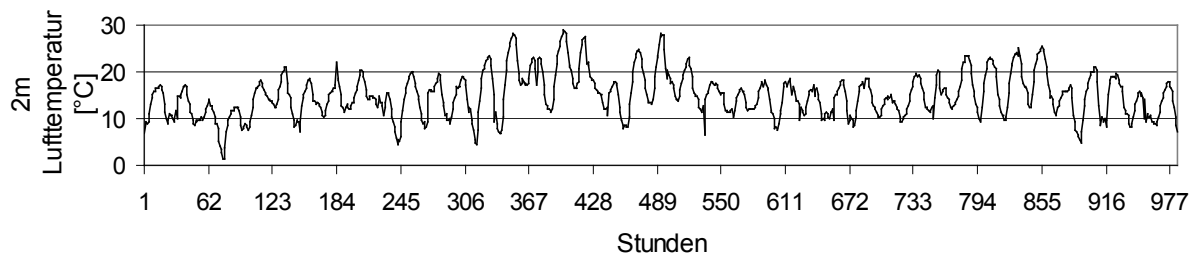


Abbildung 5.12: Wie Abbildung 5.10, aber für die 2m-Temperatur.

Ursache hierfür könnte die Oberflächentemperatur im Modell sein, die an einigen Tagen eventuell zu hoch ist, da in der Parametrisierung der fühlbare Wärmefluss direkt proportional von jener abhängt (siehe Gleichung 3.5). So könnten auch die deutlich negativen Werte in der Nacht erklärt werden, die ein Hinweis auf die potentielle Unterschätzung der modellierten nächtlichen 2m-Temperatur innerhalb der Kopplung mit dem LM ist (wie in Kapitel 7 dargestellt wird). Die Fehlervarianz zeigt jedoch, dass die Messunsicherheit mehr als  $100 \text{ Wm}^2$  ausmacht. So liegen die Maxima der simulierten Werte an den meisten Tagen trotzdem noch innerhalb des Unsicherheitsbereichs. Die Ergebnisse der Modellierung des Bodenwärmestroms von dem SVAT TOPLATS zeigen eine deutliche Unterschätzung der Maxima gegenüber der Messung (Abbildung 5.13). Jedoch ist die Messung durch direkt auf den Bodenmessstab einfallende Sonneneinstrahlung am Vormittag beeinflusst, die zu den hohen Werten im Tagesgang führen (s.o.). Am Gut Vershoven ist die Übereinstimmung mit den täglichen Maxima der Messung des Bodenwärmestroms an den meisten Tagen besser (Abbildung 5.14), obwohl die Simulation der Bodentemperatur häufig unterschätzt wird (vgl. Abbildung 5.7).

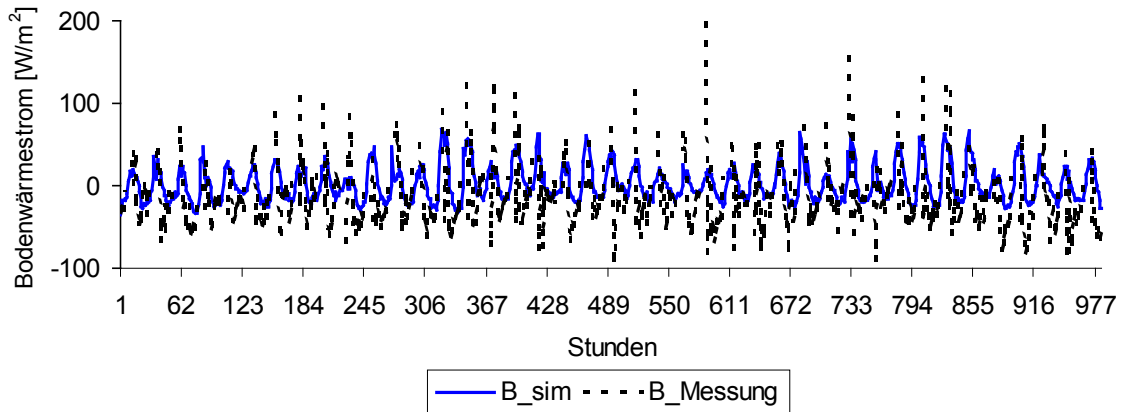


Abbildung 5.13: Wie Abbildung 5.8, aber für den Bodenwärmestrom.

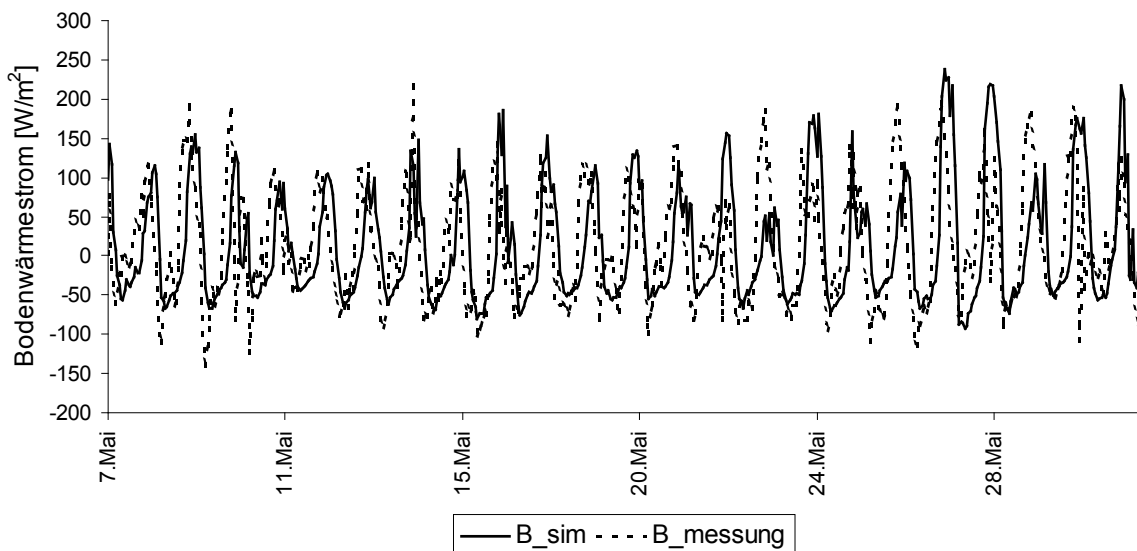


Abbildung 5.14: Gemessene ( $B_{\text{Messung}}$ ) und simulierte ( $B_{\text{sim}}$ ) stündliche Werte des Bodenwärmestroms in Vershoven im Zeitraum 7.5. bis 31.5.1999.

Damit könnte die thermische Leitfähigkeit des Bodens die Ursache dafür sein, dass der Bodenwärmestrom vergleichsweise gut simuliert wird, die Bodentemperatur in 20 cm Tiefe jedoch nicht. Der Verlauf der Kurven in der obigen Abbildung verdeutlicht außerdem eine Phasenverschiebung. So treten die täglichen Maxima in der Messung zwei Stunden vor denen der Simulation auf. Dies ist ein weiterer Hinweis darauf, dass die Wärmeleitung in den Boden im Modell und in der Messung unterschiedlich ist.

Die im Tagesgang über den mehrwöchigen Zeitraum gemittelten Energieflüsse in KLA zeigen eine gute Übereinstimmung mit der Messung (Abbildung 5.15). Die Strahlungsunterschiede zwischen Simulation ( $\text{sim}_Q$ ) und Messung ( $\text{mess}_Q$ ) treten u.a. auf, weil Messungen von zwei verschiedenen Stationen (MIUB und KLA) als meteorologischer Antrieb für TOPLATS dienen (s.o.). Bei dem latenten Wärmefluss ( $\text{sim}_E$  und  $\text{mess}_E$ ) gibt es eine gute Übereinstimmung. In der Nacht ist die simulierte Verdunstung etwas höher als die Messung, am Nachmittag differiert sie bis zu  $40 \text{ W/m}^2$ . Der fühlbare Wärmefluss ( $\text{sim}_H$ ) wird dagegen auch mittags im Durchschnitt um 30 bis  $45 \text{ W/m}^2$  im Vergleich zur Messung überschätzt. Die Kurve des fühlbaren Wärmeflusses deutet auch den möglichen Verlauf der jeweils simulierten 2m-Temperatur in der Kopplung an, die in den nachfolgenden Kapiteln

analysiert wird: Eine starke Aufheizung am Tage und eine große Auskühlung beim Sonnenuntergang. Das bedeutet, dass in TOPLATS die Strahlungswirkung der Sonne überschätzt wird, bzw. die Wärmeleitfähigkeit möglicherweise zu groß ist.

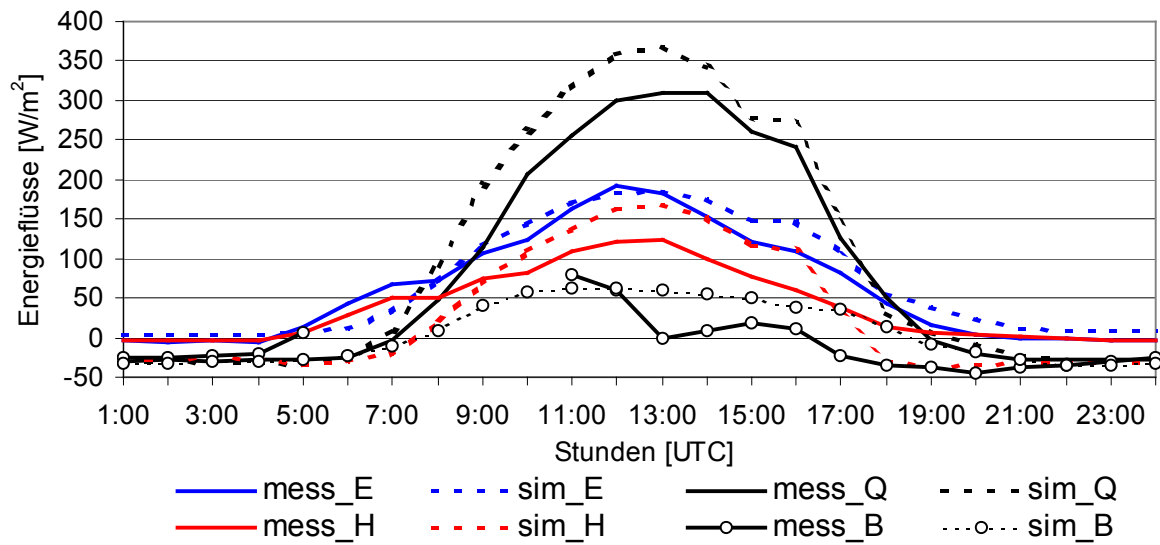


Abbildung 5.15: Im Tagesgang gemittelte simulierte und gemessene Energieflüsse in KLA im Zeitraum 13.5. bis 22.6.1999.



## Kapitel 6

# Die Bodenfeuchte als Startwert für die Modellierungen mit der Kopplung

Im operationellen Betrieb des Lokal-Modells werden beim Deutschen Wetterdienst die Startwerte der Bodenfeuchte, vor der Durchführung der numerischen Wettervorhersage, über die 2m-Temperatur im Rahmen der *Soil Moisture Analysis* generiert (Hess 2000; Schraff & Hess 2004; Wergen 2002). Hierbei wird die Bodenfeuchte als Tuning-Variable angesehen. Durch ihre Variation wird die simulierte 2m-Temperatur der vergangenen Tage an die gemessenen Temperaturen der synoptischen Stationen angepasst. Im operationellen Betrieb startet die Routinevorhersage zum Zeitpunkt 0 UTC mit Werten der Bodenfeuchte, die aus der letzten Vorhersage zuvor erzeugt wurden. Sobald die 2m-Temperaturanalysen um 12 und 15 UTC zur Verfügung stehen, werden zusätzliche 15-Stunden-Vorhersagen mit leicht geänderten Werten der Bodenfeuchte gerechnet. Aus den simulierten 2m-Temperaturen werden über einen Algorithmus, der einer Kostenfunktion gleicht, optimierte Bodenfeuchtwerte für 0 UTC berechnet. In dieser Kostenfunktion gehen die Kovarianzmatrix der Beobachtungs- und der geschätzten Fehler ein, wobei letztere nach dem Prinzip des Kalman Filters optimiert wird und externe Abweichungen z.B. durch den Niederschlag, mit einbezogen werden. Auch wenn das Verfahren die vorhandenen Messungen berücksichtigt und an das Lokal-Modell angepasst ist, wird die simulierte Bodenfeuchte im wesentlichen von der 2m-Temperatur bestimmt. In dem – in dieser Arbeit betrachteten – Untersuchungsgebiet gibt es jedoch nur sechs die Temperatur messende synoptische Stationen (vgl. Abb. 6.1), so dass ein Feld der Bodenfeuchte, das aus interpolierten Temperaturwerten erzeugt wird, relativ homogen über die Fläche verteilt ist. Die Bodenfeuchte ist jedoch hochvariabel im Raum verstreut, da sehr differenzierte physikalische Prozesse im Boden auftreten (vgl. Kapitel 3). In dieser Arbeit wird ein anderer Weg gewählt, um Startwerte der Bodenfeuchte zu erhalten. Damit die, für die numerische Wettervorhersage wichtigen Startwerte der Bodenfeuchte (Keller 2002; Maurer 2003; Seuffert 2001), möglichst realistisch vorliegen, wurde TOPLATS im westlichen Modellgebiet mit Niederschlag aus Radarmessungen angetrieben, die mit Daten von Regenwippen kalibriert wurden (s.u.). Die anderen meteorologischen Antriebsdaten (vgl. Abb. 3.2) stammen vom MIUB. Die Simulationen wurden für einen zweimonatigen Zeitraum Anfang August bis Ende September 1999 in unterschiedlichen Auflösungen der Erdoberflächenparameter durchgeführt. In dieser Zeit wurde der Zusammenhang zwischen Radar- und Niederschlagsmessung im Rahmen einer Diplomarbeit am MIUB intensiv untersucht (vgl. Grimbacher 2001). Außerdem traten hier ergiebige Niederschläge auf, die auf die Bildung von Gewittern zurückzuführen waren (s.u.), so dass sich dieser Zeitraum für Niederschlagsstudien mit dem LM eignet. Als Endprodukt der ungekoppelten TOPLATS-Simulationen standen stündliche Werte der Bodenfeuchte in verschiedenen Auflösungen als Startwerte für die Kopplung zur Verfügung. Somit wird ein realistischeres Feld erzeugt, da die Verteilung der Bodenfeuchte v.a. vom gefallenem Niederschlag abhängig ist und nicht unmittelbar von der Verteilung der 2m-Temperatur. Für die Modellierungen mit der Kopplung vor dem August 1999 wurde die regional verteilte Bodenfeuchte benutzt, die aus einer 3-Jahres-Simulation im Zeitraum 1997 bis 1999 mit TOPLATS

stammt (vgl. Kapitel 5). Hier wurde der Niederschlag aus interpolierten Wippendaten als Antrieb benutzt sowie meteorologische Messungen vom MIUB.

## 6.1 Niederschlagsantrieb für TOPLATS

Die als meteorologische Antriebsdaten benutzten Radarwerte, zur Erzeugung der Bodenfeuchte-Startwerte, stammen vom Bonner X-Band-Radar des MIUB und wurden in einer Diplomarbeit von Grimbacher (2001) verarbeitet. Die erzeugten Rohdaten des Niederschlags wurden verwendet und in dieser Studie mit Regenwippen im Modellgebiet kalibriert. Für den zweimonatigen Zeitraum August / September 1999 gibt es einen hohen Zusammenhang zwischen der Bodenmessung und dem Radar. So liegt der berechnete stationsabhängige Korrelationskoeffizient der stündlichen Werte von Wippe und Radar in den 61 Tagen zwischen 0,73 und 0,88 (nicht dargestellt). Eine Korrelation zwischen Radar und Wippe von 0,7 bis 0,8 gilt in der Literatur als gutes Ergebnis (Young et al. 1999). Die Informationen der Bodenmessung wurden für die Kalibrierung der Rohdaten des Radars benutzt. Der so produzierte Niederschlag diente als Antrieb für TOPLATS. Abbildung 6.1 zeigt die verwendeten meteorologischen Stationen und die Reichweite des Radars für den zweimonatigen Zeitraum.

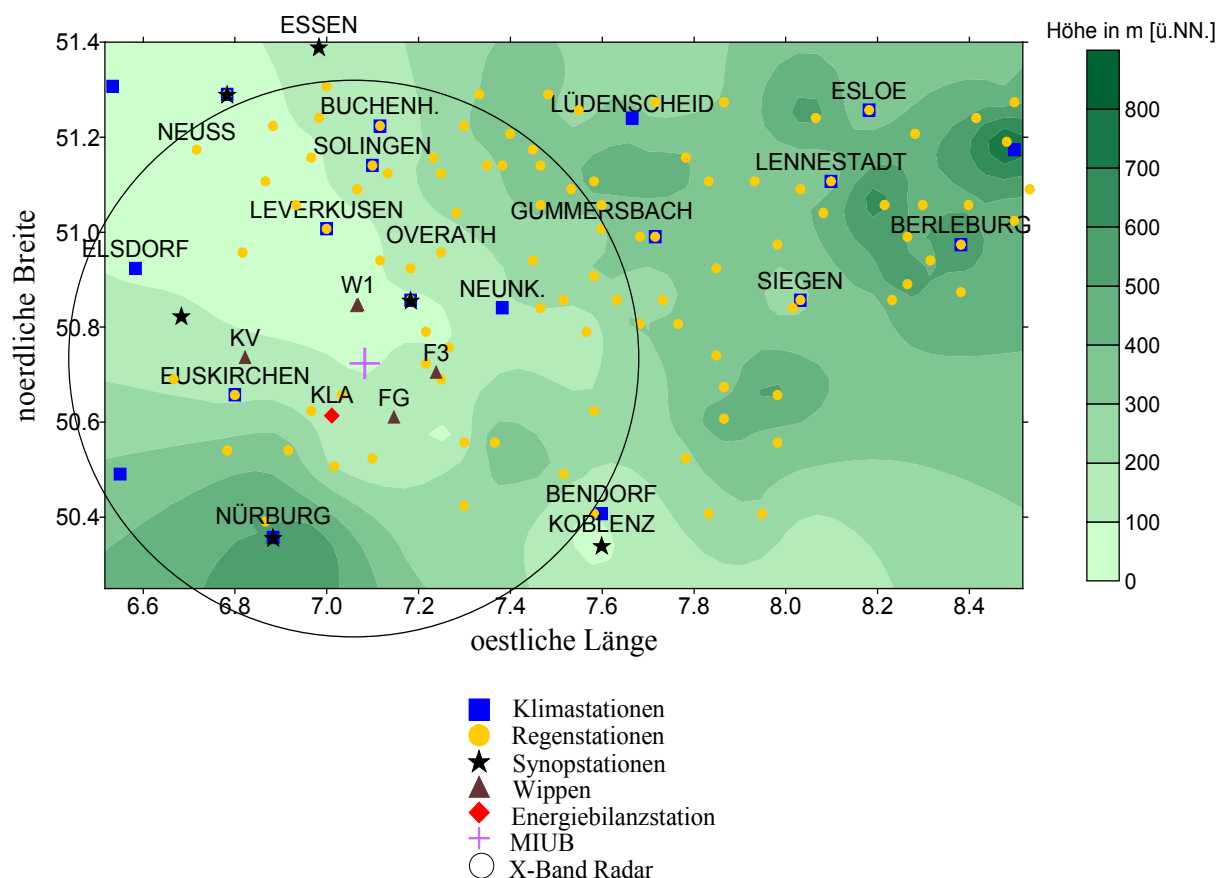


Abbildung 6.1: Meteorologische Messstationen und Reichweite des Bonner X-Band-Radars. Farblich unterlegt ist die interpolierte Höhe.

Zur Verfügung standen folgende Niederschlagsdaten: Fünf Regenwippen, neunzig Niederschlagsstationen mit täglichen registrierenden Niederschlagssummen, die stündlichen Messung am MIUB, sowie stündliche Werte des X-Band-Radars. In Abhängigkeit von der Entfernung zum Radar wurden verschiedene Regeninformationen genutzt. Da das Radar

Nahfeldeffekte zeigt (Grimbacher 2001), wurden im Radius von 5 km die Werte der Niederschlagsstation vom MIUB übernommen. Zwischen 5 km und weniger als 50 km vom Radar entfernt, wurden dessen gemessenen Werte benutzt und mit täglichen Niederschlagsmessungen kalibriert. Die Reichweite des Radars betrug im Jahr 1999 rund 50 km, so dass bei weiter entfernten Gebieten ausschließlich interpolierte Werte von 37 täglich registrierenden Niederschlagsstationen verwendet wurden, die den Tagesgang der nächstgelegenen Wippe erhielten. Die Werte der insgesamt 90 Niederschlagsstationen wurden zunächst mithilfe des ordinary-kriging-Verfahrens auf die gesamte Modellfläche interpoliert, um Daten an jedem Gitterpunkt zu erhalten. Danach wurden stündliche Werte erzeugt, indem die Pixel gewichtet wurden:

$$N[p] = \frac{\sum_{i=1}^{24} Nw(i)}{Nt[p]} \cdot N(i) \quad (6.1)$$

$N[p]$  ist der Niederschlag am Pixel  $p$ ,  $Nw_i$  der Niederschlag an der Wippe zur Stunde  $i$  und  $Nt$  der Tageswert des interpolierten Pixels, errechnet aus den 90 Niederschlagsstationen. Das kriging-Verfahren eignet sich gut zur Interpolation von Niederschlagsdaten (wenn von der grundsätzlichen Problematik der Niederschlagsinterpolation abgesehen wird), da im Gegensatz zu einfacheren Verfahren, wie z.B. der inverse-distance-Methode, sowohl die Konstellation der Nachbarpunkte als auch das räumliche Cluster mit einbezogen wird (Mächel 1989). Die Güte dieser Interpolation hängt trotzdem wesentlich von der Dichte des Messnetzes ab, die z.B. im südöstlichen Modellgebiet gering ist (vgl. Abbildung 6.1). Die Kalibrierung der stündlichen Radarwerte erfolgte über eine Gewichtung mit dem Quotienten aus der Tagesmessung und dem akkumulierten Niederschlag des Radars, für die Gebiete des höchsten gemessenen Radarniederschlags (siehe Gl. 6.1). Die Pixel in der Umgebung des lokalen Maximums der Radarmessung, die vergleichbare Werte der Bodenmessung aufweisen, wurden mit dem oben abgeleiteten Faktor gewichtet, so dass die räumliche Struktur des Radars erhalten bleibt. Ziel dieser Prozedur ist es, das räumlich hoch aufgelöste Signal der Radarmessung mit der absoluten Höhe des am Boden gefallenen Niederschlages zu verbinden. Ein großes Problem stellt die große räumliche und zeitliche Variabilität von Niederschlag dar. Diese Schwankung in der Bodenmessung mit dem Radarmessung in einen perfekten Zusammenhang zu bringen, ist praktisch nicht möglich. So registriert das Radar in dem betrachteten Zeitraum häufig geringfügigen Niederschlag, den die Wippen oder die täglichen Stationen nicht erfassen. Umgekehrt fällt an einigen Stunden Niederschlag an den Wippen, der zum gleichen Zeitpunkt jedoch vom Radar unterschätzt wird (vgl. Abbildung 6.3). Außerdem liegen die meisten Bodenmessungen nur täglich vor, während für das Radar stündliche Werte zur Verfügung stehen. Die räumlich hoch aufgelöste Information des Radars wurde mit dem obigen Verfahren mithilfe der Bodenmessungen genutzt und dessen zeitliche Variabilität an die Wippen angepasst. Die Tagessummen von Radar- und interpolierter Messung wurden nach Struktur und Intensität analysiert und dann entschieden, ob für den entsprechenden Tag die Rohwerte des Radars (Fall 1, s.u.), interpolierte Werte (Fall 2a und b) oder zu kalibrierende Werte (Fall 3) genommen werden sollten. Diese Methode differenziert zwischen folgenden Fällen:

- 1) Die räumliche Verteilung und die absolute Höhe der Bodenmessung und des Radars unterscheiden sich kaum.
- 2a) Das Radar misst keinen Niederschlag, wohl aber die Messung.
- 2b) Das Radar und die interpolierte Messung unterscheiden sich stark hinsichtlich räumlicher Verteilung und absoluter Höhe des Niederschlages.
- 3) Die räumlichen Muster sind ähnlich, die absolute Höhe unterscheidet sich.

Das Ergebnis der Kalibrierung des Radarniederschlags zeigt die Abbildung 6.2. Während der 61 Tage trat in der Bodenmessung an 24 Tagen kein Regen auf. An 14 Tagen wurden für das gesamte Modellgebiet interpolierte Werte übernommen und an 23 Tagen konnten Radarwerte genutzt werden.

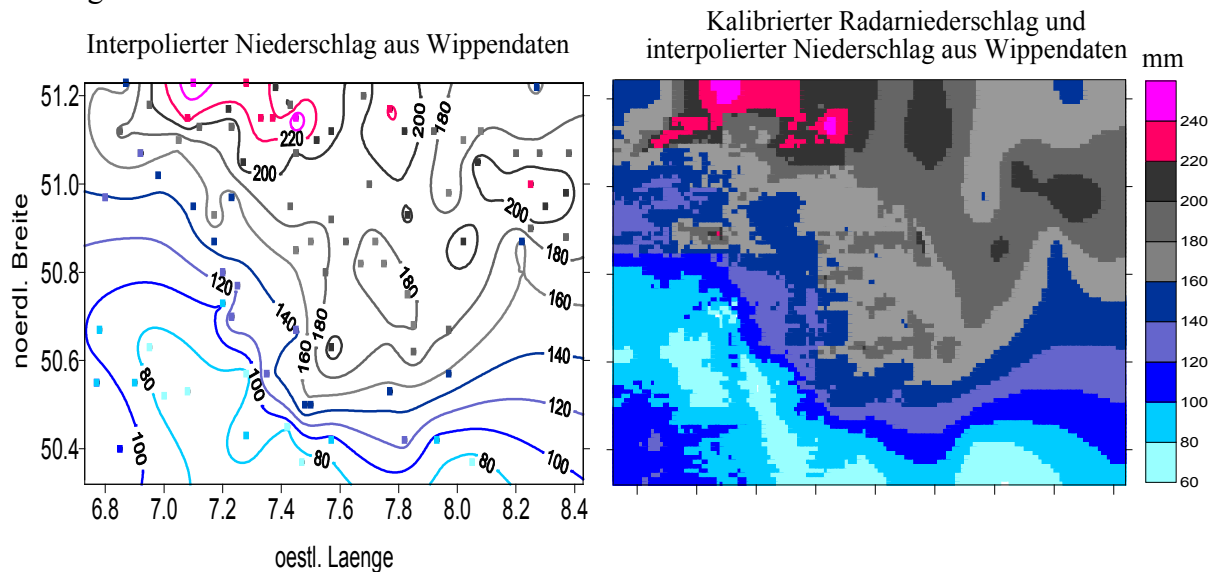


Abbildung 6.2: Interpolierte Boden- und kalibrierte Radarmessung, kumuliert im Zeitraum August und September 1999. Die Rechtecke in der linken Abbildung sind die 90 Niederschlagsstationen, zwischen denen interpoliert wurde und deren Niederschlagshöhe farblich gekennzeichnet ist. Die Linien stellen die mit der ordinary-kriging-Methode interpolierten Messwerte dar.

Hierbei konnten immerhin an 8 Tagen vollständig die Rohwerte des Radars übernommen werden. Die restlichen 15 Tage mussten mit Bodenmessungen kalibriert werden; hier gab es größere Niederschläge, bei denen die Dämpfung des Radars eine Rolle spielte. Die Dämpfung tritt auf, wenn hintereinander liegende Zellen mit intensivem Niederschlag das Radarecho stören, so dass weiter entfernte Zellen in der Intensität unterschätzt werden (Grimbacher 2001). Mit einer Kalibrierung des Radars kann dieser Effekt zum Teil aufgehoben werden, falls genügend Bodenmessungen zur Verfügung stehen. Die Dämpfungseffekte bei hohem Niederschlag werden z.B. am 10.8. oder 14.8.1999 deutlich, an denen die Tagessumme der Radarmessung deutlich unter der Messung liegt (Abbildung 6.3).

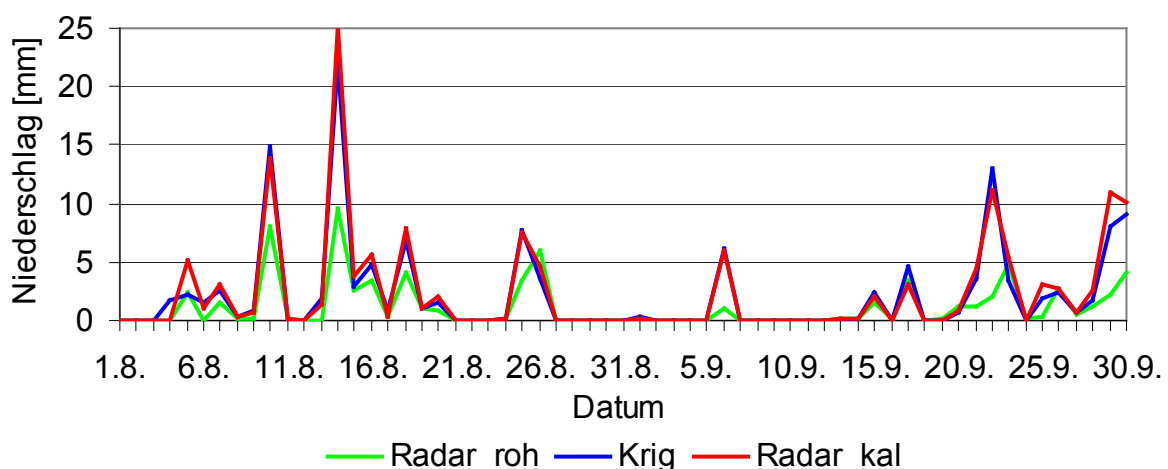


Abbildung 6.3: Mittlere Tagessummen von Radar- und interpolierter Bodenmessung im Gebiet der Reichweite des Radars zwischen August und September 1999.



Die Gesamtsumme des Niederschlags (vgl. Abb. 6.2) beträgt für die ursprünglichen Radar-daten (Radar\_roh in Abb. 6.3) lediglich 71 mm, die der interpolierten Messung aus Wippen-daten errechnet (Krig) 136 mm und die des kalibrierten Radars (Radar\_kal) 148 mm. Die erzeugten Niederschlagsprodukte dienen nicht nur zur Produktion der wichtigen Startwerte der Bodenfeuchte, sondern auch zur Validation der Niederschläge in den Fallstudien (vgl. Kapitel 7).

## 6.2 Simulationen der Bodenfeuchte mit TOPLATS

In diesem Unterkapitel werden die modellierten Werte der Bodenfeuchte mit TOPLATS in dem Zeitraum August bis September 1999 vorgestellt, die für die Kopplung bei fünf bzw. sechs verschiedenen Fallstudien (vgl. Kap. 7) als Antriebsdaten benutzt wurden. Außerdem werden vier Simulationen mit TOPLATS im Sieg-Einzugsgebiet über einen Dreijahreszeitraum beschrieben, wobei die Ergebnisse der Modellierung in der 1000m-Auflösung (1000m in Abbildung 6.4) als Anfangswert für eine Studie im Mai 1999 (Fallstudie I) dient.

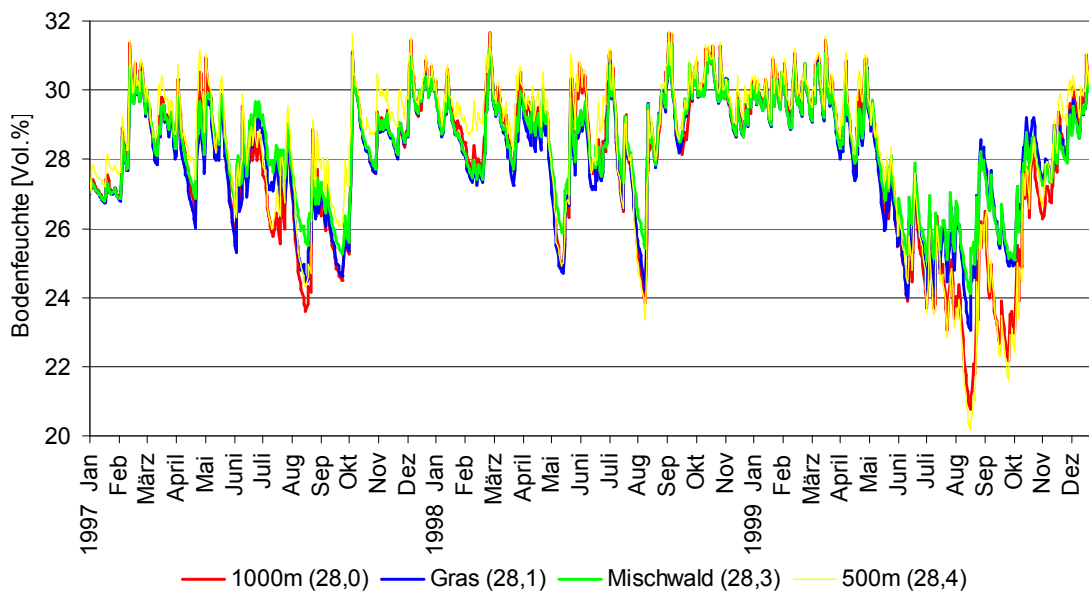


Abbildung 6.4: Simulierte Bodenfeuchte in der oberen Bodenzone bei verschiedenen Landnutzungsparametern und räumlichen Auflösungen im Zeitraum 1997 bis 1999, gemittelt im Sieg-Einzugsgebiet. In Klammern sind die Mittelwerte über den Zeitraum angegeben.

Die Abbildung macht deutlich, dass die berechnete Bodenfeuchte, die zu einem ausgewählten Zeitpunkt als Startwert für numerische Modellierungen in der Wettervorhersage dienen kann, abhängig von der Modellkonfiguration ist. Um den Einfluss des räumlich verteilten meteorologischen Forcings (Niederschlag) in dem Modell auszuschalten, wurden in den vier Simulationen nur stündliche Messungen vom MIUB berücksichtigt. Zwei Modellierungen wurden jeweils mit einer Auflösung vom 1000 m und einer homogenen Vegetation, Gras und Mischwald, gerechnet, sowie zwei weitere mit TOPLATS in 1000m- und 500m-Auflösung bei heterogener Landnutzung. Bei dem Vergleich der Kurven fällt auf, dass die Bodenfeuchte bei homogener Vegetation im Sommer im Gebietsmittel über der mit heterogener Landnutzung liegt. Im Sommer 1999 werden die Unterschiede mit bis zu 4 vol. % maximal. Dies ist insofern bedeutsam, als dass im Zeitraum August und September 1999 Simulationen mit der Kopplung von TOPLATS und dem LM durchgeführt wurden (vgl. Kap. 7). Wenn also die Startwerte der von TOPLATS (mit der 3-Jahres Simulation)

produzierten Bodenfeuchte für den zweimonatigen Zeitraum (in dem die Kopplung verwendet wurde; vgl. Kap. 7) benutzt worden wären, gäbe es eine deutlich trockenere Bodenfeuchte im Gebietsmittel für das Sieg-Einzugsgebiet. Jedoch ist lediglich eine Fallstudie (Fallstudie I) gerechnet worden, in der jene Bodenfeuchte für das gesamte Modellgebiet aus der ungekoppelten dreijährigen Simulation mit TOPLATS benutzt wurde. Die Ursachen für die Differenzen der gemittelten Bodenfeuchte in Abbildung 6.4 sind mit den Variablen in Gleichung 3.11 zu erklären, welche diese Größe in TOPLATS bestimmen. So liegt die gemittelte Verdunstung in den Sommermonaten bei den Simulationen mit heterogener Vegetation (Gras und Mischwald) in beiden räumlichen Auflösungen mit  $30 \text{ W/m}^2$  deutlich über den zwei anderen Modellrechnungen. Entsprechend ist der Wasserfluss in den Boden über die Versickerung und die Infiltration in beiden Simulationen reduziert. Hinzu kommt, dass der Grundwasserspiegel gegenüber den Modellierungen mit homogener Landnutzung in den Sommermonaten deutlich niedriger ist. Der Unterschied des mittleren Grundwasserspiegels beträgt für die Monate August und September 1999 jeweils 40 cm. Damit ist die Anzahl der Gitterpunkte, die wegen des Grundwasserspiegels vollständig gesättigt sind, niedriger und die gemittelte Bodenfeuchte geringer. Im gesamten Untersuchungsgebiet mit allen 15 Einzugsgebieten sind die Differenzen zwischen den verschiedenen Simulationen mit unterschiedlicher Skala erkennbar, wobei das Gebietsmittel nur geringfügig abweicht (Abbildung 6.5).

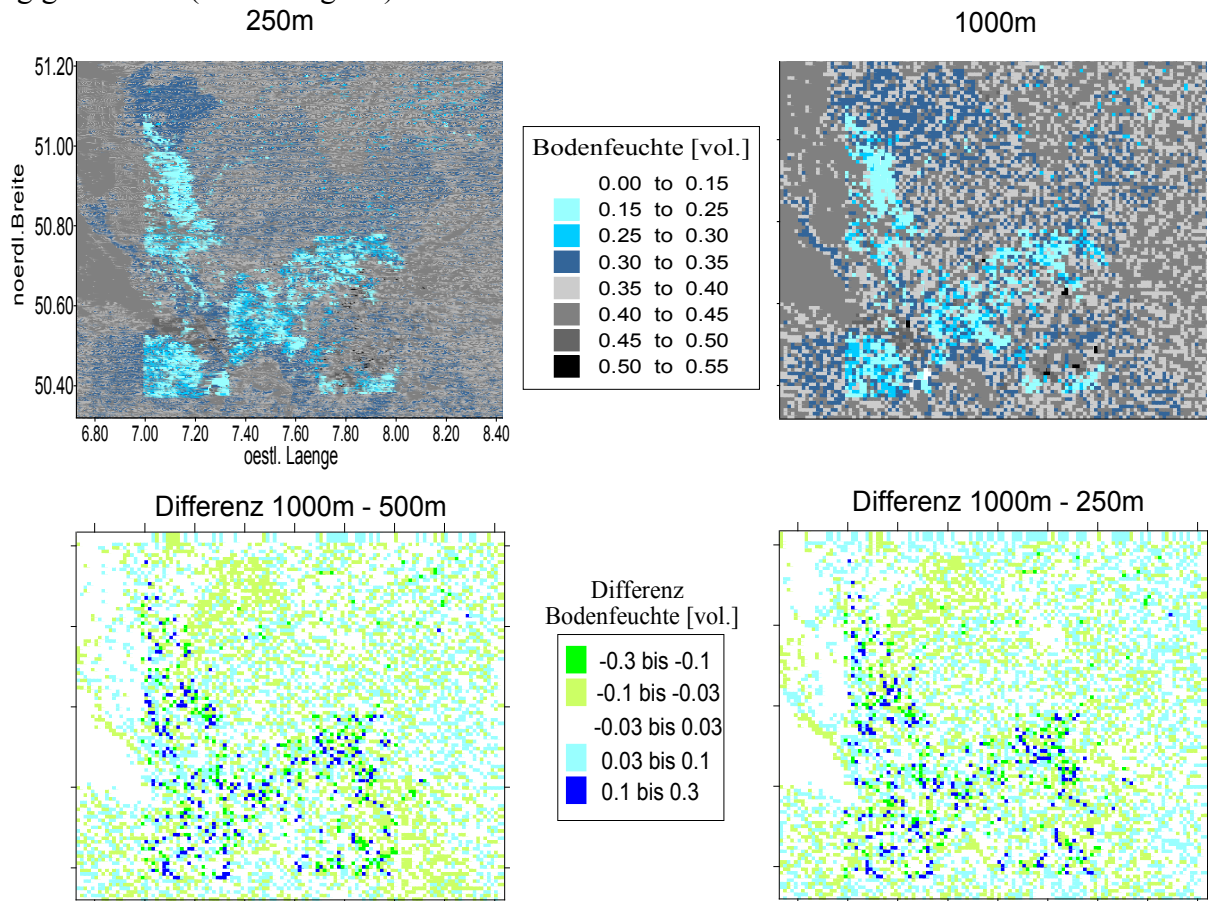


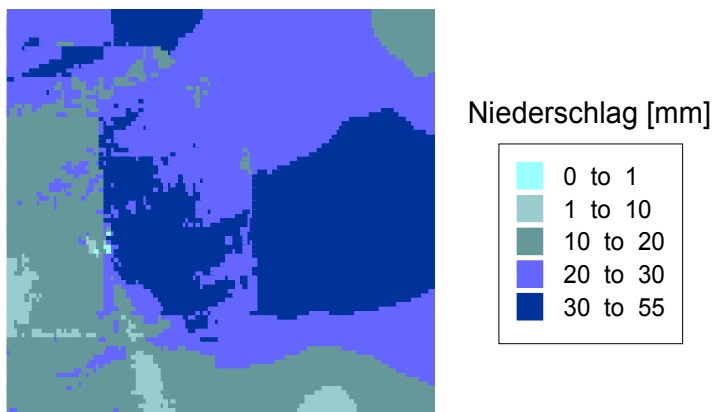
Abbildung 6.5: Im Zeitraum August bis Ende September 1999 modellierte gemittelte Bodenfeuchte in der oberen Bodenzone in verschiedenen räumlichen Auflösungen. Außerdem sind die Differenzen dargestellt, die jeweils auf der 1000m-Auflösung gebildet worden sind. In der feineren Skala wurde auf die gröbere Auflösung gemittelt.

37,6 vol. % beträgt das Gesamtmittel in der größten Skala, bei der 500m-Auflösung sind es 37,5 vol. % (nicht dargestellt) und bei 250 m 37,3 vol. %. Die Unterschiede der Mittelwerte

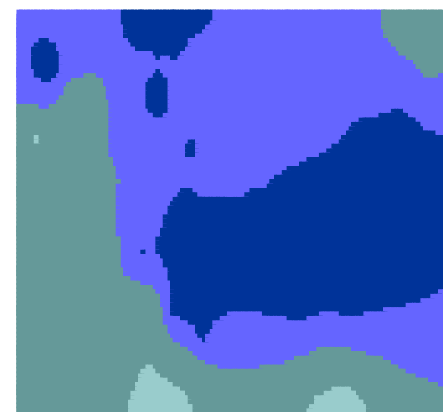
bei den drei Auflösungen sind jeweils signifikant ( $> 99\%$  Signifikanzniveau). Angetrieben wurde TOPLATS für diesen Zeitraum mit dem kalibrierten Bonner X-Band-Radar, interpolierten Daten von Niederschlagswippen und Messungen des MIUB (vgl. Kap. 6.1). Der Radarniederschlag unterscheidet sich in den verschiedenen Auflösungen nicht, da die Ursprungsauflösung 1000 m beträgt. Die regionale Verteilung der verschiedenen Bodenarten (vgl. Abbildung 4.1) macht sich in der Simulation der Bodenfeuchte bemerkbar. Außerdem sind im Nordwesten in der 1000m-Auflösung Umriss eines Einzugsgebiets erkennbar (vgl. Abbildung 4.4), in dem durch die Kalibrierungsparameter bedingt, andere Werte der Bodenfeuchte errechnet werden. In der 250m-Auflösung wird der große Einfluss des topographischen Index deutlich (vgl. Abbildung 4.3), der in Regionen mit relativ homogenem Boden (z.B. im Westen des Modellgebietes) den größten Einfluss auf die Simulation der Bodenfeuchte über einen längeren Zeitraum ausübt.

Die Simulationen machen also deutlich, dass – bei gleichem Niederschlagsantrieb in TOPLATS – die räumliche Auflösung in der TOPLATS gerechnet wurde, eine Rolle bei der regionalen Verteilung der Bodenfeuchte spielt! Da die Kopplung ebenso in unterschiedlichen Auflösungen gerechnet wurde (vgl. Kap. 7), wurden die Startwerte in der jeweils vorher mit TOPLATS gerechneten Auflösung benutzt. Der Niederschlagsantrieb ist jedoch auch wichtig bei der räumlichen Verteilung der modellierten Bodenfeuchte. Zum Vergleich mit der Simulation, in der TOPLATS mit Radar- und Bodenmessungen angetrieben wurde, wurde zusätzlich eine Modellierung durchgeführt, in der ausschließlich interpolierte Niederschlagsdaten verwendet wurden, um die Unterschiede des Niederschlags-Forcings auf die simulierte Bodenfeuchte zu testen. Aus dem zweimonatigen Zeitraum wurde ein Tag ausgewählt, an dem viel Niederschlag in der Messung auftrat (Abbildungen 6.6a, b).

a) Kalibrierter Radarniederschlag und interpolierter Niederschlag aus Wippendaten



b) Interpolierter Niederschlag aus aus Wippendaten

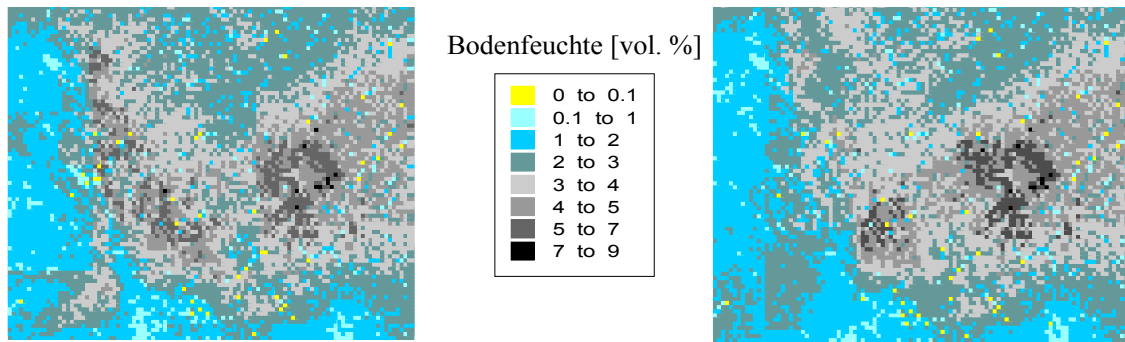


Abbildungen 6.6a, b: Kumulierter Radar- und interpolierter Niederschlag im Modellgebiet zwischen den Terminen 13.8.1999 um 0 UTC und 14.8.1999 um 23 UTC.

Der kalibrierte Radarniederschlag (Abbildung 6.6a) dokumentiert in einigen Bereichen deutliche Unterschiede im Vergleich zu dem interpolierten Niederschlag (Abbildung 6.6b). Die Niederschlagswerte sind hoch und erreichen im mittleren und östlichen Modellgebiet bis zu 55 mm in 24 Stunden. Dieser in TOPLATS als Antrieb verwendete Niederschlag hat deutliche Auswirkungen auf die Verteilung der simulierten Bodenfeuchte (Abbildungen 6.7a, b).

Diff. Bodenfeuchte 14.8.-13.8. (Radar + Wippen)

Diff. Bodenfeuchte 14.8.-13.8. (Wippen)



Abbildungen 6.7a,b: Differenzen der Bodenfeuchte in der oberen Bodenzone im Modellgebiet für Simulationen mit verschiedenen Niederschlagsantrieben, errechnet aus den Terminen 14.8.1999 um 23 UTC und 13.8.1999 um 0 UTC.

Die Bilder verdeutlichen eine Zunahme der oberen Bodenfeuchte innerhalb von 24 Stunden um bis zu 9 vol. % in beiden Modellierungen. Dieser Zuwachs fällt vergleichsweise gering aus, da ein Tag zuvor auch Niederschlag aufgetreten ist, der den Boden bereits angefeuchtet hat (vgl. Abbildung 6.3). Damit zeigt sich der große Einfluss des Niederschlags auf die Verteilung der Bodenfeuchte auch im Modell. Die Unterschiede in den Simulationen sind in Abhängigkeit von der Niederschlagsmessung deutlich im Bereich der Reichweite des Radars erkennbar und ein Indikator dafür, wie wichtig hoch aufgelöste Niederschlagsdaten bei der Modellierung der Bodenfeuchte sind!

Wie stark schließlich der Einfluss der verwendeten räumlichen Auflösung der externen Parameter auf die Modellierung des latenten Wärmeflusses (der stark von der Verteilung der Bodenfeuchte abhängt) ist, zeigt Abbildung 6.8.

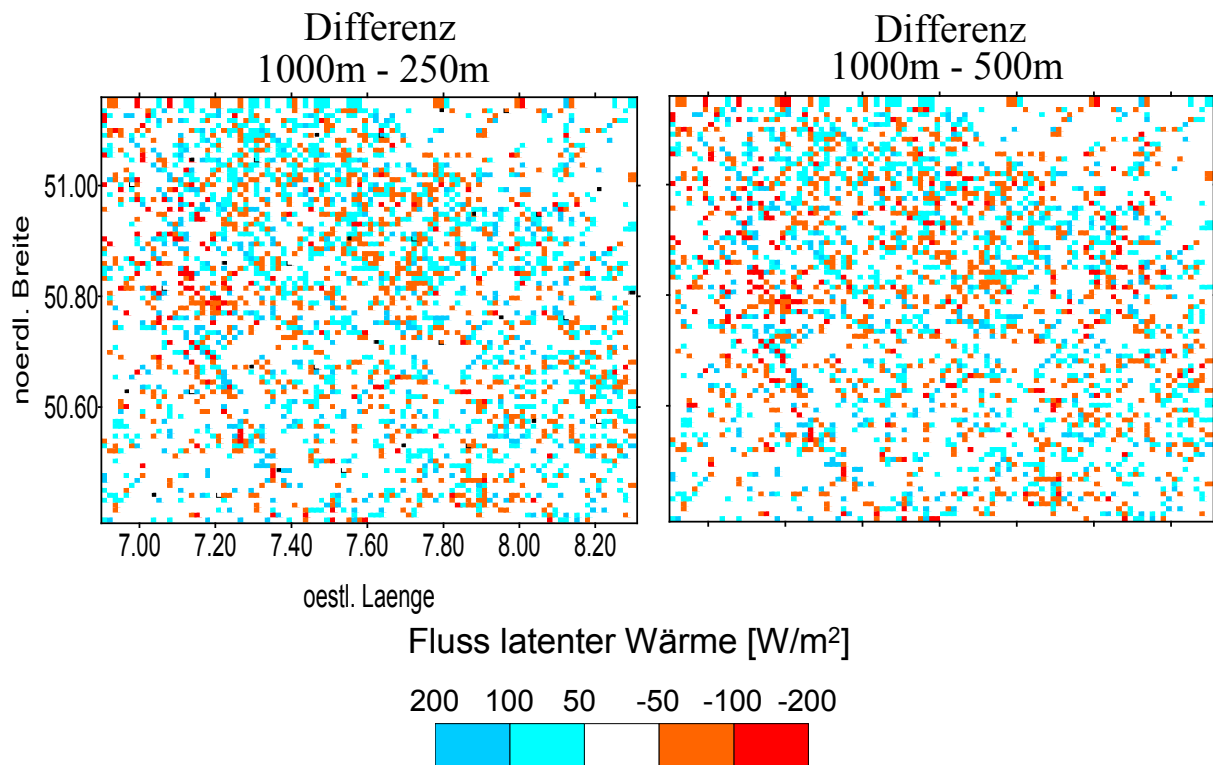


Abbildung 6.8: Differenzen des im Zeitraum August bis Ende September 1999 um 14:00 UTC gemittelten latenten Wärmeflusses für unterschiedliche räumliche Skalen.

Wie für Abbildung 6.5 durchgeführt, wurden die Simulationsergebnisse von TOPLATS in der 500m- und der 250m-Auflösung jeweils auf die zu vergleichende Skala gemittelt und dann die Differenzen gebildet. Die Unterschiede der Verdunstungsrate bei den räumlichen Auflösungen in TOPLATS werden durch die Differenzen in den prozentualen Anteilen der externen Parameter verursacht. Im Gebietsmittel der Verdunstung gibt es folgende Unterschiede: Der Mittelwert auf der 1000m-Skala beträgt  $75 \text{ W/m}^2$ , auf der 500m-Skala  $72,1 \text{ W/m}^2$  und in der höchsten Auflösung  $70,2 \text{ W/m}^2$ . Die Unterschiede zwischen den Mittelwerten sind signifikant ( $> 99 \%$  Signifikanzniveau). In der 1000m-Auflösung ist die gemittelte Verdunstung größer als in den höheren Auflösungen, da der mittlere topographische Index und damit die gemittelte Bodenfeuchte größer ist. Die Unterschiede in der Verdunstungsrate können sich beim lokalen Wettergeschehen bemerkbar machen (vgl. Kapitel 7). Damit zeigt sich, dass die räumliche Auflösung der externen Parameter in TOPLATS signifikante Auswirkungen auf die Verteilung der Bodenfeuchte und der Verdunstung hat. Aus diesem Grund wurden die Simulationen mit der Kopplung (vgl. Kap.7) in unterschiedlichen Auflösungen gerechnet, um zu testen, ob auch signifikante Änderungen in der Atmosphäre und besonders in der Bildung des Niederschlags auftreten.



## Kapitel 7

# Modellierungen mit dem Lokal-Modell und der Kopplung

In diesem Kapitel werden Ergebnisse aus Simulationen mit der Kopplung und dem LM vorgestellt. Zuerst werden die modellierten Energieflüsse von TERRA und TOPLATS in den beiden Modellversionen anhand einer Fallstudie miteinander verglichen. Daraufhin werden die Simulationen der 2m-Temperatur und 2m-Feuchte anhand der Ergebnisse aus sämtlichen durchgeführten Fallstudien verifiziert, die im darauffolgenden Kapitel, in denen der Niederschlag betrachtet wird, einzeln vorgestellt werden. Hier werden dann die Wirkungen der Erdoberfläche bzw. der Energieflüsse auf die Atmosphäre und insbesondere auf die Niederschlagsbildung analysiert.

## 7.1. Synoptische Beschreibung der Fallstudien und verwendete Modellkonfigurationen

### 7.1.1 Modellkonfigurationen

Die Kopplung wurde jeweils mit verschiedenen räumlichen Auflösungen der Landoberflächenparameter simuliert und die Startwerte der Bodenfeuchte in der 1000m-Auflösung variiert. Das LM wurde nur in der 1000m-Auflösung gerechnet, wobei dieses mit verschiedenen Anfangswerten der Bodenfeuchte und der Bodentemperatur sowie mit anderen bodenphysikalischen Parametern getestet wurde, die auch in der Kopplung verwendet wurden. Die Simulationen werden zur Vereinfachung abgekürzt (Tabelle 7.1). **TOP1000**, **TOP500** und **TOP250** stehen für eine Simulation mit der Kopplung von LM und TOPLATS in der entsprechenden räumlichen Auflösung der Oberflächenparameter in Metern. Ein angehängter Index bei der Abkürzung TOP1000 bezieht sich auf die Bodenfeuchte. **PWP** bedeutet, dass die Höhe der Bodenfeuchte in den Bodenschichten zu Beginn der Simulation in jeder Rasterzelle von der Bodenart abhängig und identisch mit dem Permanenten Welkepunkt ist. Die Indizes **-10%** bzw. **-5%** heißen, dass die Startwerte – der von TOPLATS in der ungekoppelten Version produzierten Bodenfeuchte – um jeweils 5 bzw. 10 vol. % pro Pixel zu Beginn der Modellierung künstlich reduziert worden sind. Das ungekoppelte LM in der Version 2.19 wird als **LM219** abgekürzt. Dieses wurde optional mit veränderten Bodenparameter und Startwerten benutzt. Der Index **art** bedeutet, dass die Bodenarten der Geologischen Landesämter verwendet wurden (vgl. Kapitel 4). Das Kürzel **t\_s** steht für die Bodentemperatur, die mithilfe der Messung in Klein-Altendorf gewichtet, im LM als Initialisierung verwendet worden ist (s.u.). Das Anhängsel **feuchte** steht für eine Benutzung der Startwerte der Bodenfeuchte, die vom ungekoppelten TOPLATS produziert worden sind. Das Anhängsel **PWP** in Verbindung mit dem Kürzel LM219 steht ebenso für die Bodenfeuchte, die auf den Permanenten Welkepunkt pro Gitterpunkt gesetzt wurde. Allerdings sind bei dieser Modellierung die räumliche Verteilung und die bodenphysikalischen Parameter benutzt worden, die auch in der Kopplung mit TOPLATS verwendet wurden.

Modelle	Modifikation gegenüber dem Referenzmodell	Modellabkürzung	Fallstudie
Lokalmodell	Referenzmodell	LM219	I - VII
Lokalmodell	Bodenparameter	LM219_art	II
Lokalmodell	Bodenparameter und initialisierte Bodentemperatur	LM219_art_ts	II
Lokalmodell	initialisierte Bodentemperatur	LM219_ts	I
Lokalmodell	initialisierte Bodenfeuchte	LM219_feuchte	IV
Lokalmodell	Bodenparameter, initialisierte Bodentemperatur und Bodenf.	LM219_art_ts_feuchte	III, IV
Lokalmodell	Bodenparameter, initialisierte Bodentemperatur und Bodenf.	LM219_art_ts_PWP	II
Kopplung	SVAT, Bodenparameter	TOP1000	I - VII
Kopplung	SVAT, Bodenparameter, räumliche Auflösung	TOP500	I, II, III, V
Kopplung	SVAT, Bodenparameter, räumliche Auflösung	TOP250	I, II, III, V
Kopplung	SVAT, Bodenparameter, Bodenfeuchte	TOP1000_PWP	I, II, V
Kopplung	SVAT, Bodenparameter, Bodenfeuchte	TOP1000-10%	II
Kopplung	SVAT, Bodenparameter, Bodenfeuchte	TOP1000-5%	II
Fallstudie I = 20.5. bis 21.5.1999 Fallstudie II = 24.8. bis 26.8.1999 Fallstudie III = 12.9. bis 14.9.1999 Fallstudie IV = 17.7. bis 19.7.1999 Fallstudie V = 24.9. bis 26.9.1999 Fallstudie VI = 17.8. bis 18.8.1999 Fallstudie VII = 23.7. bis 25.7.1999			

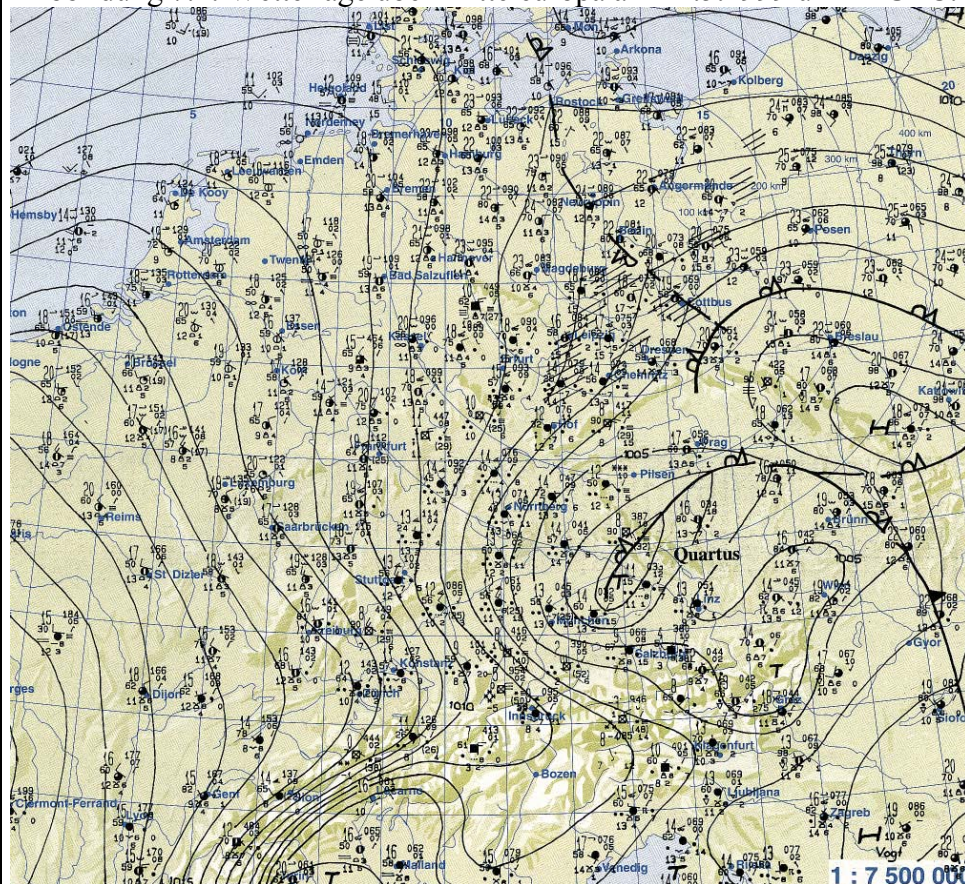
Tabelle 7.1: Verwendete Modelle mit den entsprechenden Abkürzungen, die für verschiedene Simulationen um die angegebenen Veränderungen gegenüber dem operationellen Lokal-Modell LM219 modifiziert wurden.

LM219 bezeichnet den jeweiligen Referenzlauf, der die Simulation des operationellen Wettervorhersagemodells in 1000m-Auflösung repräsentiert. Die Ergebnisse von TOP1000 zeigen im direkten Vergleich mit LM219, wie groß der Einfluss der SVAT-Module bei dem verwendeten Boden auf die Wetterprognose ist. Die Simulationen TOP500 und TOP250 sollen zeigen, ob eine Erhöhung der räumlichen Auflösung der Kopplung zu wesentlichen Veränderungen in den atmosphärischen Variablen führt. Um die Wirkung der initialisierten Bodenfeuchte zu testen, wurden die Modellläufe der Kopplung und des LM in der 1000m-Auflösung mit verschiedenen Anfangswerten dieser Variablen gestartet (TOP1000\_PWP und LM219\_art\_ts\_PWP). In diesen Modellierungen ist die Verteilung der Bodenfeuchte abhängig von der Bodenart. Ob hierbei die damit ausgelösten Veränderungen in der Atmosphäre graduell von der Bodenfeuchte abhängen, wurde in zwei Modellläufen geprüft, in denen die Werte der von TOPLATS (offline) produzierten Bodenfeuchte um 5 und 10 vol. % reduziert wurden (TOP1000-10% und TOP1000-5%). Die Unterschiede in den Ergebnissen zeigen den Schwankungsbereich z.B. in der Niederschlagsprognose an, der durch die Variation der i.d.R. nicht gemessenen Bodenfeuchte ausgelöst wird. Um die Ergebnisse der SVAT-Modelle direkt miteinander vergleichen zu können, wurden im LM in mehreren Simulationen die gleichen bodenphysikalischen Eigenschaften und die Startwerte der Bodenfeuchte und der Bodentemperatur aus der Kopplung verwendet. Damit die Wirkung dieser drei Einflussfaktoren explizit untersucht werden kann, wurden die Simulationen LM219\_art, LM219\_art\_ts und LM219\_art\_ts\_feuchte bzw. LM219\_art\_ts\_PWP gerechnet und mit LM219 bzw. TOP1000 verglichen. Die Simulation LM219\_feuchte dient dazu um zu testen, wie sich die Prognose der 2m-Temperatur im LM verändert, wenn die Bodenfeuchte aus TOPLATS verwendet wird. LM219\_ts wird in Fallstudie I gerechnet, in der die Energieflüsse und die Grenzschichtvariablen für das Pixel bewertet werden, das sich am Standort Klein-Altendorf befindet.



## 7.1.2 Synoptische Beschreibung der Fallstudien

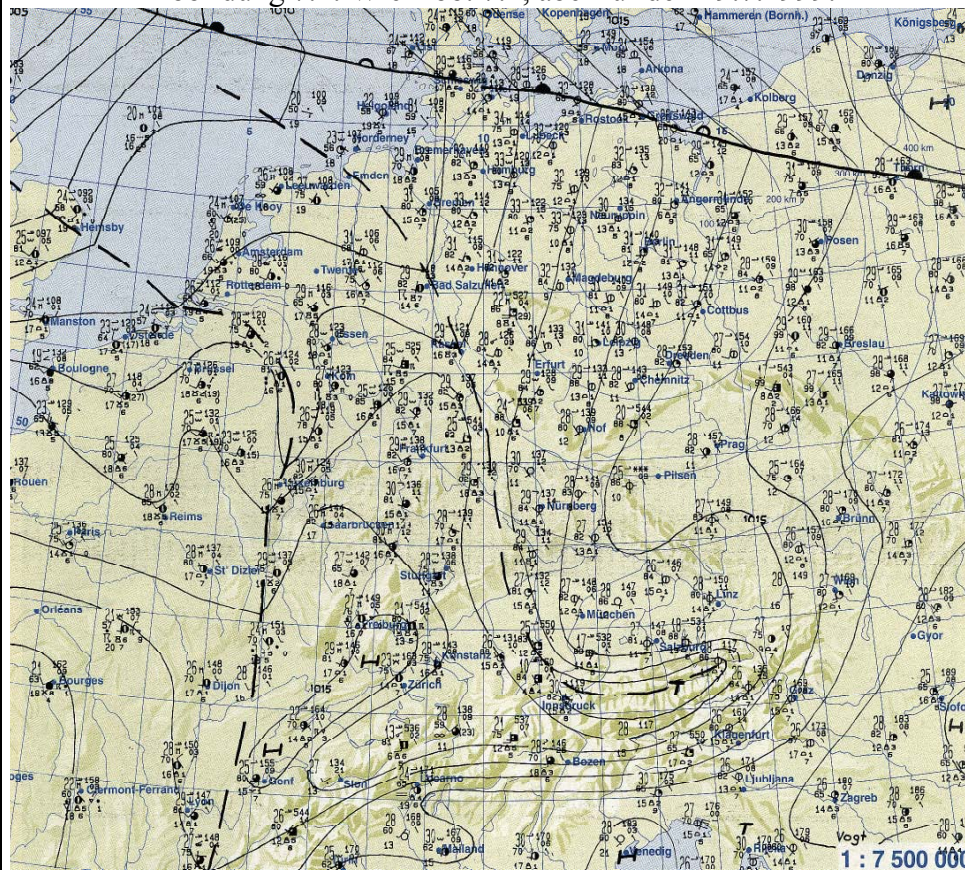
Abbildung 7.1: Wetterlage über Mitteleuropa am 21.5.1999 um 12 UTC.



*Synoptische Beschreibung für den Zeitraum 20.5. bis 21.5.1999 (Fallstudie I)*

Das Wetter in Deutschland ist in diesem Zeitraum durch ein Hochdruckgebiet über Skandinavien und durch eine nach Osten wandernde Okklusion gekennzeichnet, die am 20.5. noch den Westen Deutschlands mit beeinflusst. Am darauffolgenden Tag baute sich nach Abzug der Okklusion eine Hochdruckzone auf, die zur Wolkenauflösung führte.

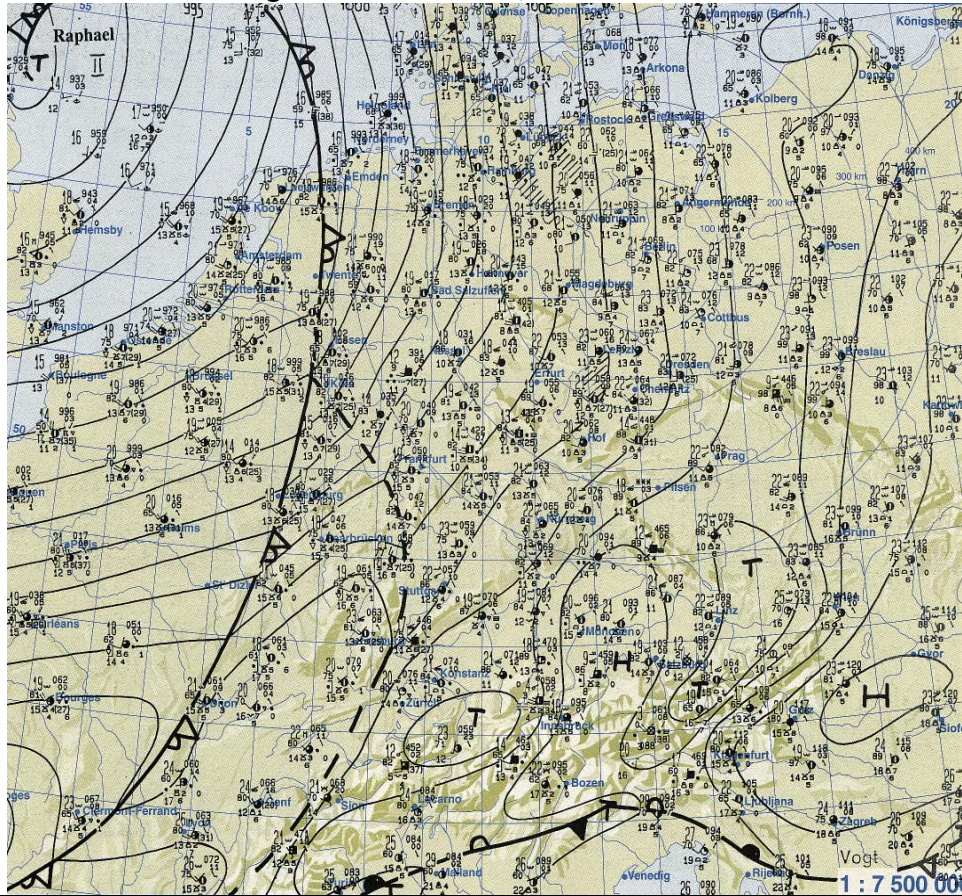
Abbildung 7.2: Wie Abb. 7.1, aber für den 19.7.1999.



*Synoptische Beschreibung für den Zeitraum 17.7. bis 19.7.1999 (Fallstudie IV)*

Deutschland lag am 17.7.1999 im Einflussbereich eines Hochdruckgebietes mit Zentrum über dem östlichen Mitteleuropa. Auf dessen Rückseite wurde am 17.7 und 18.7. sehr warme Luft subtropischen Ursprungs in das Modellgebiet geführt. Der Wind wehte in Bodennähe schwach bis mäßig. Am 19.7. erreichten vom nördlichen Atlantik ausgehende Kaltluftvorstöße Westeuropa, die zu einer Labilisierung der Atmosphäre und örtlichen Gewittern über dem Raum Köln führten (Berliner Wetterkarten Nr. 166-169, 1999).

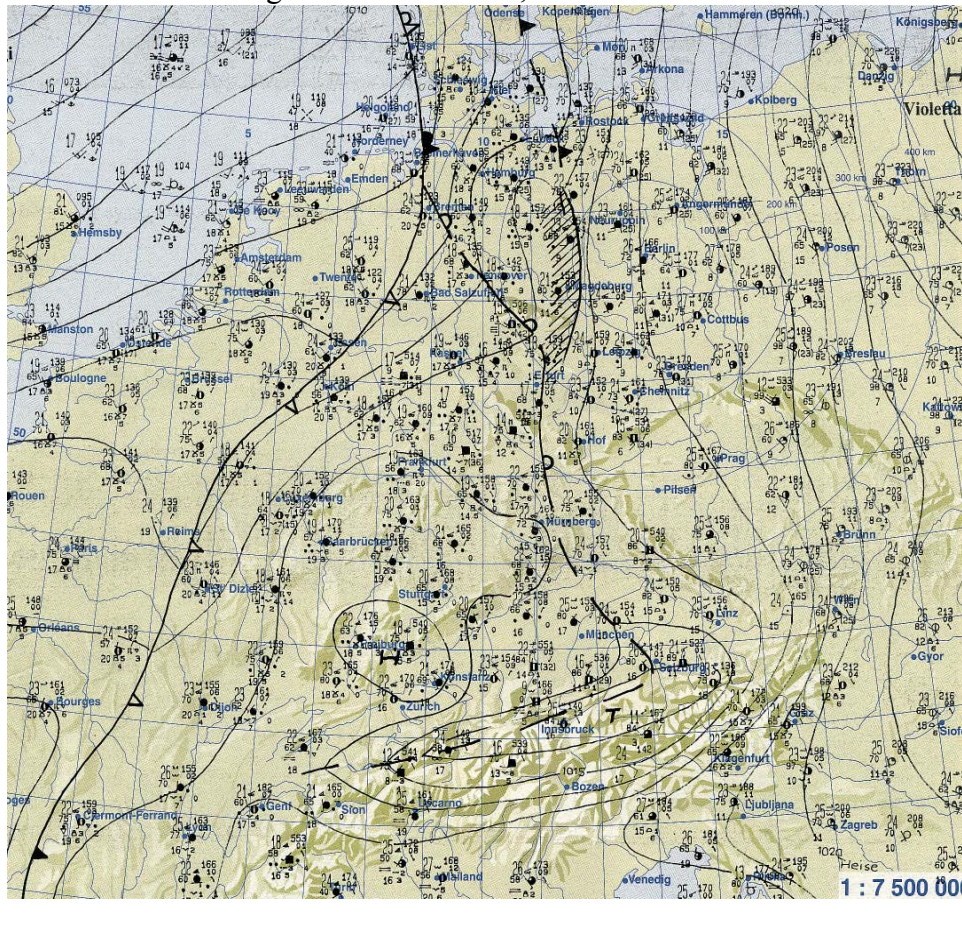
Abbildung 7.3: Wie Abb. 7.1, aber für den 18.8.1999.



*Synoptische Beschreibung für den Zeitraum 17.8. bis 18.8.1999 (Fallstudie VI)*

Deutschland lag im Einflussbereich eines Tiefdruckgebiets über Großbritannien. Die über Westdeutschland befindliche Okklusion brachte Schauer und Gewitter im Westen. Die Temperaturen erreichten nur maximal 20 °C in Köln. Der Wind wehte mäßig bis frisch (Berliner Wetterkarten Nr. 189-191, 1999).

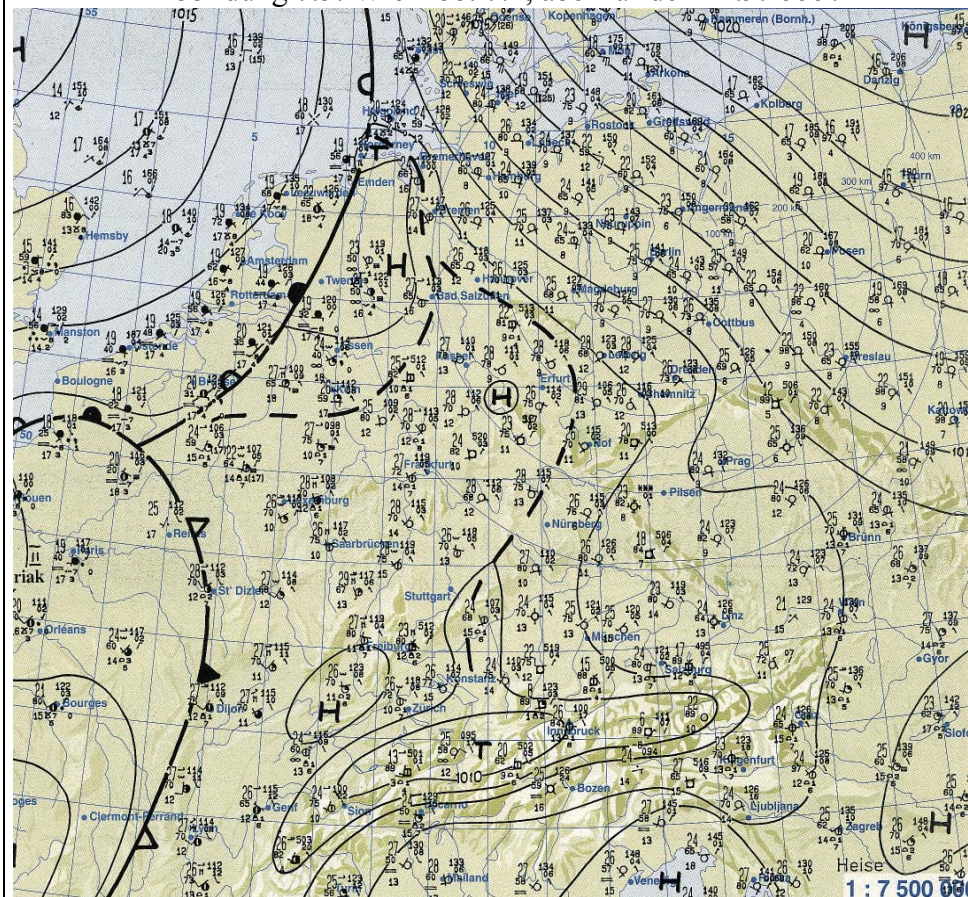
Abbildung 7.4: Wie Abb. 7.1, aber für den 26.8.1999.



*Synoptische Beschreibung für den Zeitraum 24.8. bis 26.8.1999 (Fallstudie II)*

Eine ausgedehnte Hochdruckzone erstreckte sich am 24.8.1999 vom Nordatlantik ausgehend über das Modellgebiet, in deren Folge sich ein ausgeprägter Strahlungstag mit hohen Temperaturen und niedrigen Windgeschwindigkeiten entwickelte. Am nächsten Tag zog das Hoch Richtung Osten weiter. Dadurch wurde das Modellgebiet durch den Warmsektor eines Tiefs mitten über Frankreich beeinflusst, in dem sich im Verlauf des 26.8. Konvergenzlinien und daraus resultierend Gewitter bildeten (Berliner Wetterkarten Nr.194-197, 1999).

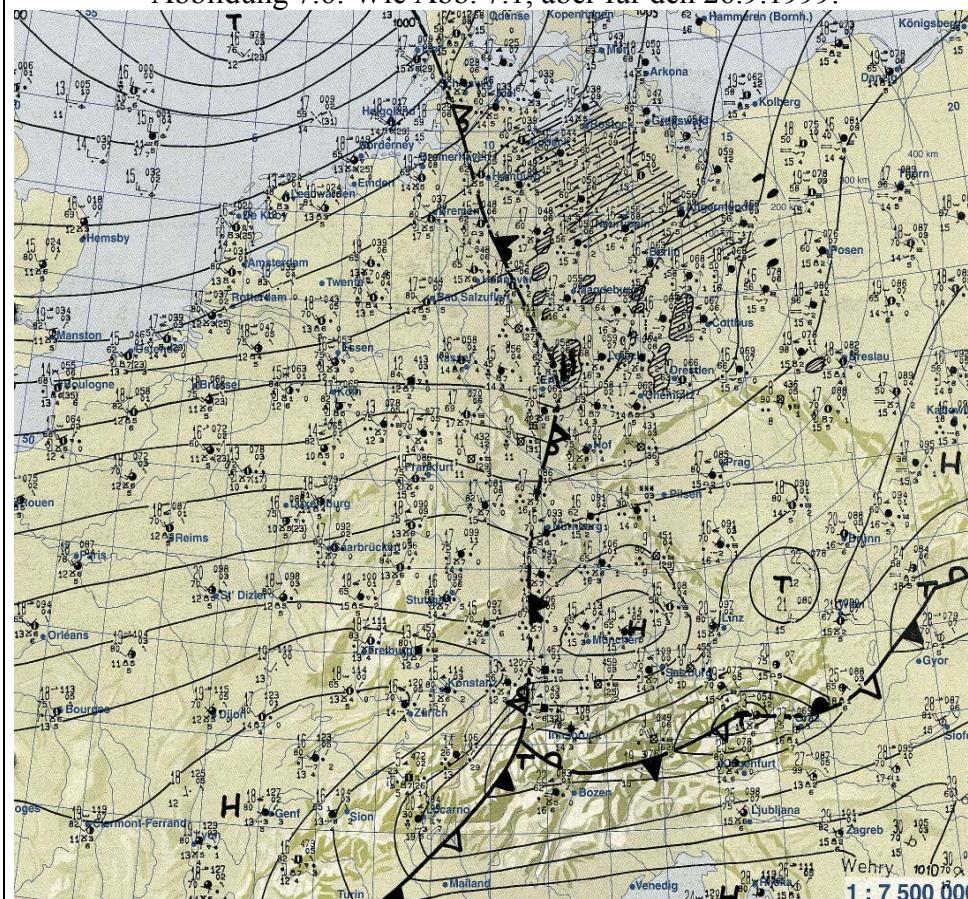
Abbildung 7.5: Wie Abb. 7.1, aber für den 14.9.1999.



*Synoptische Beschreibung für den Zeitraum 12.9. bis 14.9.1999 (Fallstudie III)*

Deutschland lag zu Beginn der Fallstudie am Rande einer ausgeprägten Hochdruckzone, welche zu langanhaltendem Sonnenschein, hohen Temperaturen und niedrigen Windgeschwindigkeiten über mehrere Tage hinweg geführt hat. Eine Kaltfront über Westeuropa verlagerte sich nur sehr langsam in Richtung Osten, streifte am 14.9. den westlichen Bereich des Modellgebietes und führte hier zu örtlicher Gewitterbildung (Berliner Wetterkarten Nr.207-209, 1999).

Abbildung 7.6: Wie Abb. 7.1, aber für den 26.9.1999.



*Synoptische Beschreibung für den Zeitraum 24.9. bis 26.9.1999 (Fallstudie V)*

Im Zuge einer Kaltfront gab es am 23.9.1999 ergebnisreiche Niederschläge im Untersuchungsgebiet (so dass der Boden zu Beginn in den Modellen relativ feucht sein sollte). Ein Tiefdruckgebiet über den britischen Inseln brachte am 24.9. und 25.9. für diese Jahreszeit sehr warme Luft in das Modellgebiet. Am 26.9. gab es im Zuge einer aus Frankreich heranziehenden frontalen Welle großflächige Niederschläge bei schwachem bis mäßigem Wind (Berliner Wetterkarte Nr.217-219, 1999).

## 7.2 Verifikation der Modellergebnisse anhand von Punktmessungen

### 7.2.1 Energieflüsse und Grenzschicht (Fallstudie I)

In diesem und dem nächsten Unterkapitel werden die Modellergebnisse von LM und Kopplung mit punktuellen Messungen verglichen. Die Verifikation der bodennahen meteorologischen Variablen in den hoch aufgelösten Modellläufen ist jedoch mit Einschränkungen verbunden, da die vorhandenen Messungen an den Klimastationen stark von den lokalen Gegebenheiten des Standortes abhängen, die u.U. nicht repräsentativ für eine größere Fläche sind. So kann es zu systematischen Unterschieden der im Modell verwendeten externen Parametern mit der vor Ort existierenden Landoberfläche kommen. Dies gilt vor allem für das operationelle Lokal-Modell mit einer Auflösung von 7 km, welches in dieser Arbeit mit einer höheren Auflösung von 1000 m verwendet wurde. Eine Beschreibung der grundsätzlichen Schwierigkeiten der Verifikation von Punktmessungen und die genaue Beschreibung der Landoberfläche an den verwendeten Stationen findet sich im Anhang A-5.

Die Energieflüsse, insbesondere die fühlbaren und latenten Wärmeflüsse, sind nach den Ausführungen in Kapitel 2 von der Bodenfeuchte abhängig und beeinflussen die Grenzschicht. Daneben spielen aber auch die Vegetationsparameter eine große Rolle (Keller 2002). Im Gegensatz zu den vorher dargestellten Ergebnissen, in denen das SVAT TOPLATS mit Messungen angetrieben wurde, gibt es in diesen Fallstudien mit dem Lokal-Modell eine Beeinflussung der simulierten Energieflüsse auf die Atmosphäre, welche wiederum auf den Boden rückwirkt. Für die Verifikation der Energieflüsse wurde eine 48h-Simulation mit dem operationellen LM in 1km-Auflösung und mit der Kopplung in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen durchgeführt, sowie eine weitere Simulation gerechnet, in der eine andere Bodentemperatur zur Initialisierung in TERRA benutzt wird. Die Ergebnisse der Modellierung der Energieflüsse werden im Folgenden mit Messungen an der Obstversuchsgutanlage KLA (vgl. Kapitel 5) verglichen. Als Fallstudie ist der Zeitraum 20.5. bis 21.5.1999 ausgewählt worden, weil hier einige Messungen durchgeführt wurden und die Wolkenbedeckung sehr gering gewesen ist (vgl. Maurer 2003; Seuffert 2001). Als Startwert in der Kopplung dient die von TOPLATS in der ungekoppelten Version produzierte, regional verteilte Bodenfeuchte aus der 3-Jahres-Simulation (vgl. Kapitel 6). Die zu initialisierende mittlere Bodentemperatur wird von der Messung in KLA bereitgestellt. Die Vegetationsparameter für den Standort KLA und in der Umgebung weisen im LM (und in der Kopplung) Werte auf, die für die Landnutzungsform Obst repräsentativ sind. Die Simulationen in Abbildung 7.7 verdeutlichen, dass die Energieflüsse in der Kopplung und im LM sehr unterschiedlich sind. Die Nettostrahlung als Quelle für die anderen Energieflüsse, wird in allen Simulationen gegenüber der Messung (mit einer 3-prozentigen Fehlervarianz angegeben) mit mehr als  $100 \text{ W/m}^2$  deutlich überschätzt. Die gleiche Tendenz haben schon Simulationen mit der offline-Version von TOPLATS in Kapitel 5 deutlich gemacht und auch für den gleichen Tag durchgeführte Modellierungen von Maurer (2003) und Seuffert (2001). Allerdings verdeutlichen mit einem Flugzeug durchgeführte Messungen in der Umgebung von KLA Werte der Nettostrahlung mit bis zu  $650 \text{ W/m}^2$  (Maurer 2003). Da keine Wolkenbedeckung in diesem Zeitraum modelliert wird, müssen die Eigenschaften des Bodens für die Unterschiede in der Nettostrahlung verantwortlich sein. Die absorbierte Strahlung am Boden wird von dem Bodenwassergehalt in der oberen Schicht beeinflusst. Außerdem wird die Nettostrahlung durch die langwellige Ausstrahlung des Bodens verändert, die von der Bodentemperatur abhängig ist. Die Bodentemperatur ist in der Kopplung höher als im LM, so dass die Nettostrahlung im Maximum unwesentlich geringer ist.

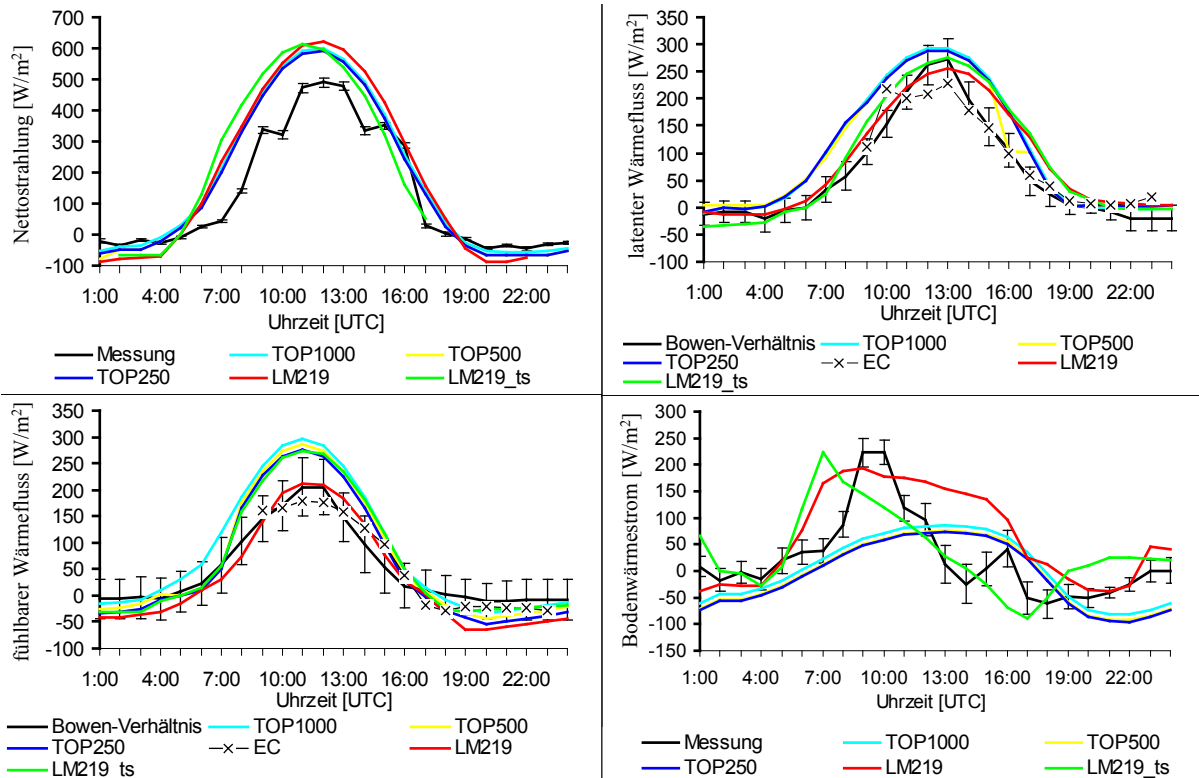


Abbildung 7.7: Gemessene und simulierte Energieflüsse in KLA am 21.5.1999.

Die Ursache hierfür sind höhere Bodentemperaturen zu Beginn der Simulation und während des Tages. Die Unterschiede in der Simulation der Nettostrahlung machen für diese Fallstudie jedoch nur maximal  $8 \text{ W/m}^2$  aus. Die Differenzen zwischen TOP1000, TOP500 und TOP250 sind dagegen mit maximal  $5 \text{ W/m}^2$  nochmals geringer. In der Modellierung LM219\_ts ist auch eine leichte Abnahme des Maximums in der Nettostrahlung zu verzeichnen, wesentlicher ist jedoch die Phasenverschiebung der Kurve um ca. eine halbe Stunde. Der Strahlungsinput, der in TERRA und TOPLATS einfließt, ist also leicht unterschiedlich. Die Transformation der Strahlung in die anderen Energieflüsse unterscheidet sich jedoch deutlich wie der Fluss latenter Wärme in Abbildung 7.7 zeigt. Die Höhe der Verdunstung wurde indirekt über die Bowen-Verhältnis-Methode ermittelt, d.h. aus der Messung des Bodenwärmestroms und der Strahlung (Maurer 2003). Die Fehlerbalken zeigen die aus der Strahlungsmessung resultierende Fehlerabweichung in der Berechnung der Verdunstung über jene Methode an. Außerdem liegt für diesen Tag eine Turbulenzmessung vor, mit dessen Hilfe über die Eddy-Korrelationsmethode (EC) die Verdunstung und der fühlbare Wärmefluss bestimmt werden konnten. Je nach Methode ergeben sich Unterschiede in den Maxima am Mittag von bis zu  $100 \text{ W/m}^2$ . Der Messfehler kann somit hoch werden, so dass es nicht nur in den Simulationen große Schwankungen gibt. Der latente Wärmefluss wird in TOPLATS für mehr Oberflächen pro Pixel bestimmt als in TERRA. Außerdem unterscheidet sich in KLA die effektive Sättigung im Boden, die im gekoppelten TOPLATS durchschnittlich 60 % und im LM 40 % ausmacht. Die simulierten Energieflüsse in LM219 liegen im Bereich der Messung mit der Eddy-Korrelationsmethode (vgl. Abbildung 7.7), während die Berechnungen mit der Kopplung gut mit der Messung mithilfe der Bowen-Verhältnis-Methode übereinstimmen. Die Verdunstungsrate liegt in der Kopplung für alle Auflösungen maximal  $30 \text{ W/m}^2$  über der im LM. Dies ist wahrscheinlich das Resultat aus der höheren Bodentemperatur und effektiven Sättigung. Eine höhere räumliche Auflösung (TOP500 und TOP250) in KLA zeigt nur in der Nacht deutlichere Unterschiede zu

TOP1000, tagsüber liegen diese unter  $5 \text{ W/m}^2$ . Die Modellierung des latenten Wärmeflusses steigt im Vergleich zu der in LM219 deutlich an, wenn eine mit einer Messung gewichtete Bodentemperatur in TERRA verwendet wird (LM219\_ts), die rund  $4 \text{ }^\circ\text{C}$  höher ist als in den Analysen des DWD. Die Verdunstung liegt mittags aber noch rund  $15 \text{ W/m}^2$  unter den Werten in der Kopplung. Der fühlbare Wärmefluss ist in der Kopplung jeweils deutlich größer als im LM. Diese Größe hängt unmittelbar von der Bodentemperatur ab. Sie liegt in den Kopplungssimulationen über dem Maximalbereich der mit der Bowen-Verhältnis-Methode ermittelten Messung, während es in TERRA eine bessere Übereinstimmung gibt. Der in TOPLATS berechnete Bodenwärmestrom liegt deutlich unter der Messung und weist außerdem einen anderen Tagesgang auf. In TERRA ist dieser Fluss bis zum Mittag deutlich größer. Die Unterschiede kommen durch unterschiedliche Parametrisierungen und initialisierte Bodentemperaturen zustande. Der Kurvenverlauf in LM219\_ts stimmt gut mit der Messung überein, da diese in der Modellierung auch verwendet werden. Für den gleichen Ort und Zeitpunkt wurde bereits von Seuffert (2001) mit der Kopplung eine Fallstudie durchgeführt, die aber auf anderen Oberflächendaten und einer anderen LM-Version basierte. Während der Bodenwärmestrom, die Nettostrahlung und der Fluss latenter Wärme in der obigen Arbeit ähnliche Größenordnungen erreichten, ist der mit der Kopplung berechnete Fluss fühlbarer Wärme in dieser durchgeführten Fallstudie deutlich größer. Ursache hierfür ist die zu Beginn der Simulation höhere mittlere Bodentemperatur in der Kopplung, die aus der Messung in KLA generiert wurde.

Die verschiedenen Energieflüsse am Boden beeinflussen den Zustand der Grenzschicht. Messungen der Grenzschicht liegen in der Nähe von KLA auch für den 21.5.1999 vor. Zur Validation der Modellläufe stehen Daten zur Verfügung, die im Rahmen des SFB 350 bei sechs Fesselsondenaufstiegen ermittelt wurden (Maurer 2003). Die Sonden befanden sich, an einem Ballon angebracht, in einer Höhe zwischen 25 m und 150 m. Die Kampagne wurde an einem Waldrand rund 7 km nördlich von KLA durchgeführt, eine Befliegung fand am gleichen Tag statt. Zum Versuchsaufbau in Klein-Altendorf und an der Waldlichtung sowie für Informationen über die Befliegung sei auf die Dissertation von Maurer (2003) verwiesen. An dem Ort der Waldlichtung liegen im LM und in der Kopplung vergleichbare Werte der Vegetationsparameter vor. In der Grenzschicht besitzt das LM inklusive der diagnostischen 2m-Werte drei Schichten bis in 150 m Höhe. Die simulierten Werte sowie deren zeitliche Veränderung wurden mithilfe des ordinary-kriging-Verfahrens interpoliert (Abbildung 7.8). Die spezifische Feuchte ist in TOP1000 höher und damit näher an der Messung als in LM219. Die Unterschiede sind auf eine höhere Verdunstungsrate in der Kopplung zurückzuführen, die wie in KLA am Standort der Waldlichtung (Tagesmaximum  $363 \text{ W/m}^2$ ) und im Gesamtmittel des Modellgebiets (max.  $284 \text{ W/m}^2$ ) über der im LM liegt (Flächenmittel max.  $240 \text{ W/m}^2$ , Tagesmaximum am Standort TS  $251 \text{ W/m}^2$ ). Die spezifische Feuchte in TOP1000 ist im Vergleich zur Messung morgens größer und verringert sich am Nachmittag auf unter  $0,3 \text{ g/kg}$ . Die Messung zeigt jedoch einen umgekehrten Tagesgang mit einem Minimum am Mittag an. Das Lokal-Modell hingegen ist nochmals deutlich trockener mit bis zu  $1 \text{ g/kg}$  im Vergleich zur Messung. Die in TOP1000 und LM219 auftretenden Windgeschwindigkeiten sind nahezu identisch, so dass die Unterschiede in den Grenzschichtvariablen u.a. auf die Energieflüsse am Boden zurückzuführen sind. Auch die potentielle Temperatur wird mit der Kopplung besser wiedergegeben und stimmt sehr gut mit der Messung überein. Dies ist auf den größeren fühlbaren Wärmefluss zurückzuführen, der am Standort TS in der Kopplung um 12 UTC ein Tagesmaximum von  $283 \text{ W/m}^2$  und im Gebietsmittel Werte bis  $306 \text{ W/m}^2$  erreicht. Im LM dagegen werden an den Tagesmaxima im Mittel nur  $260 \text{ W/m}^2$  und an der Waldlichtung  $245 \text{ W/m}^2$  errechnet. Die Nettostrahlung über dem Waldgebiet ist rund  $50 \text{ W/m}^2$  größer als in KLA, wie Flugzeugmessungen ergeben haben (Maurer 2003).

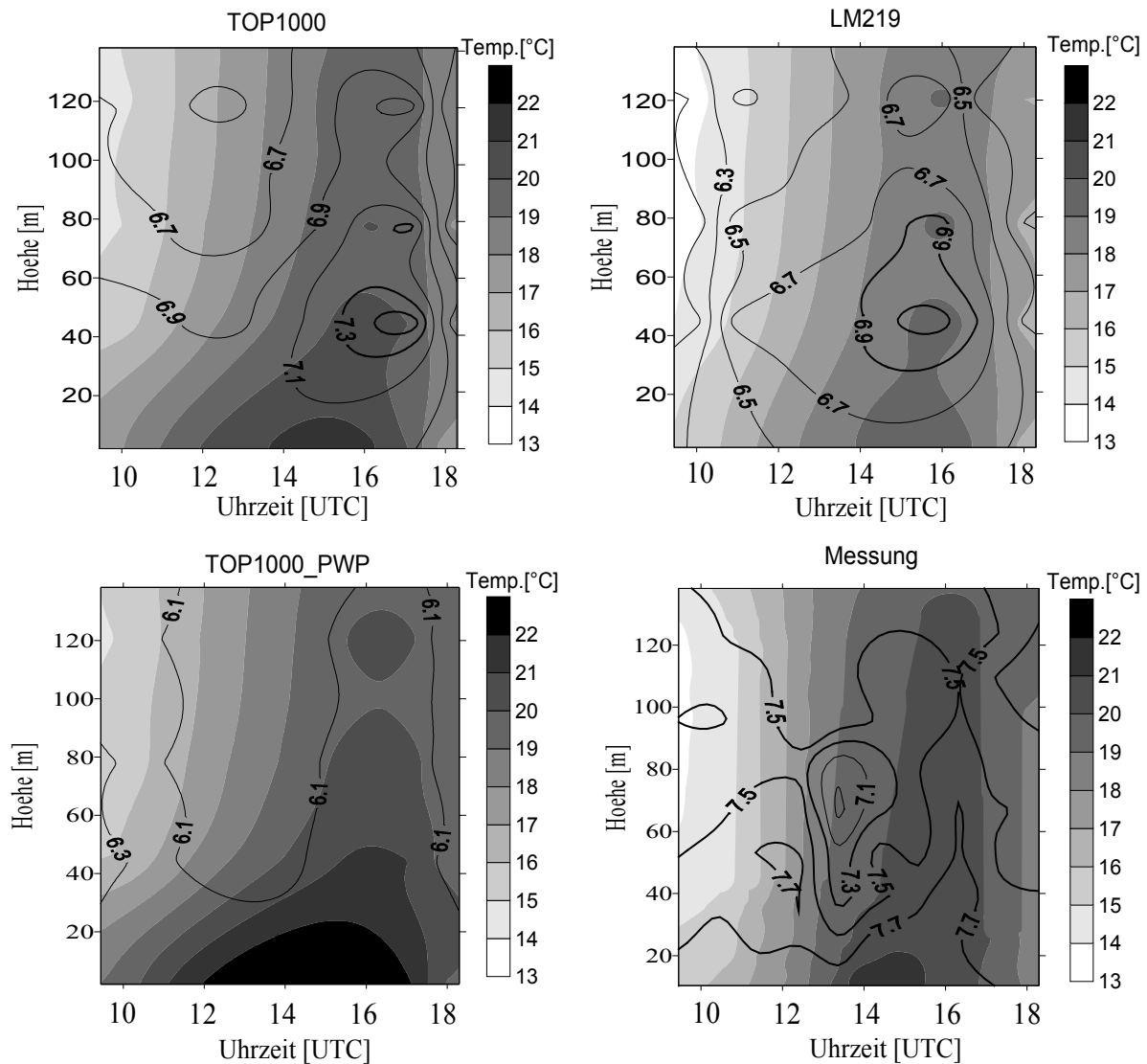
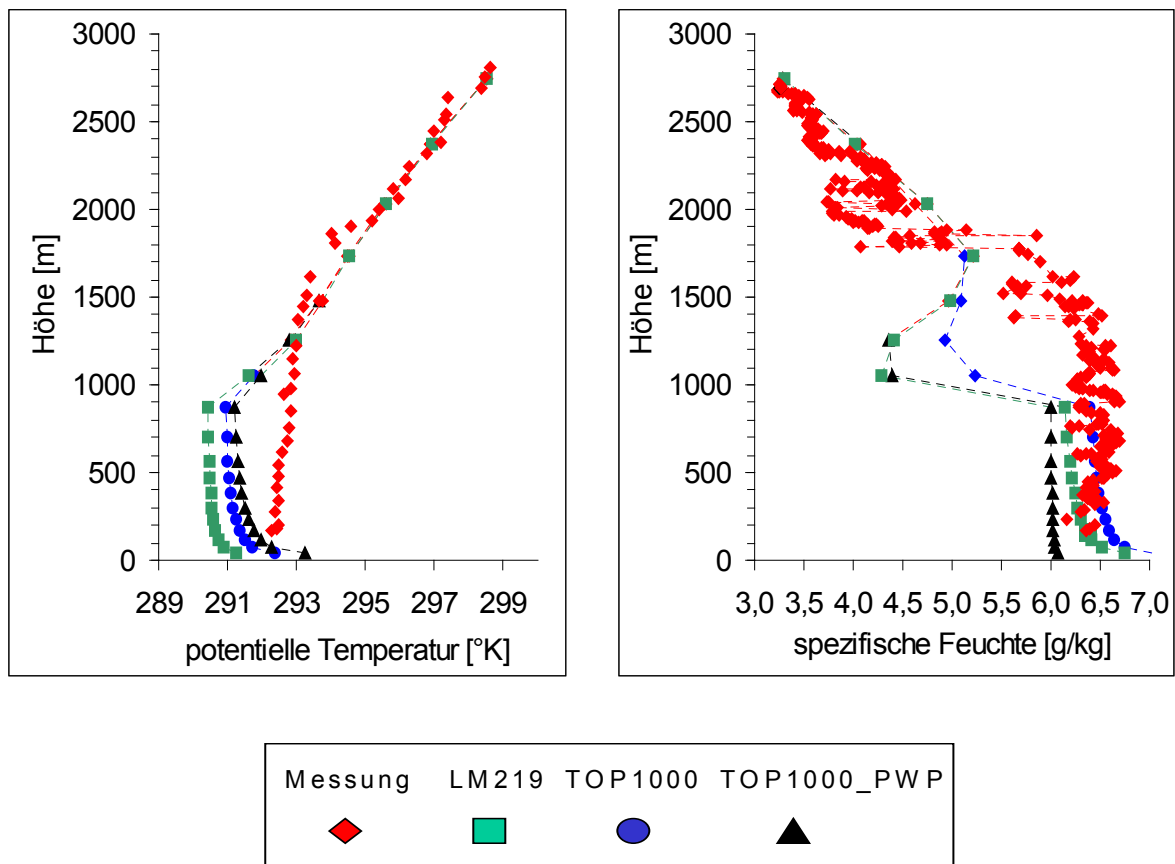


Abbildung 7.8: Zeit-Höhen-Querschnitte von gemessener und simulierter potentieller Temperatur und spezifischer Feuchte an der Waldlichtung TS am 21.05.1999.

Dies ist mit der geringeren Albedo des Waldes zu erklären, die im Datensatz, auf den TOPLATS zugreift, bei dieser Landnutzungsform berücksichtigt wird (Obstpixel 0,2, Waldflächen 0,15; vgl. Tabelle 4.4). In TERRA gibt es dagegen keine Differenzierung der Albedo in Abhängigkeit von der Landnutzung. Über trockenem Boden (TOP1000\_PWP, in Abbildung 7.8) verändern sich die Energieflüsse in der Kopplung stark zu Gunsten des fühlbaren Wärmeflusses, so dass die potentielle Temperatur gegenüber TOP1000 erhöht ist. Die Feuchtigkeit in TOP1000\_PWP mit Werten bis unter 6,1 g/kg ist aufgrund der reduzierten Verdunstung am Boden in der unteren Grenzschicht signifikant geringer. Die veränderten Energieflüsse wirken sich auf die potentielle Temperatur und spezifische Feuchte bis in eine Höhe von ca. 1500 m aus, wie Abbildung 7.9 dokumentiert. Der Tagesgang der spezifischen Feuchte in der Atmosphäre, der in der Messung mit einem Minimum am Mittag (in Abbildung 7.8) erkennbar ist, wird von keiner Simulation erfasst. Dies ist mit der unterschiedlichen Stabilität in der Atmosphäre zu erklären, die in den Simulationen jeweils labil ist und zu einer Durchmischung in der Grenzschicht geführt hat, während die Messung eine stabile Schichtung am Vormittag und am Nachmittag anzeigt (vgl. Abbildung 7.9). Die

spezifische Feuchte wird in TOP1000 – wie in der unteren Grenzschicht – bis in eine Höhe von 1,8 km im Vergleich zur Messung besser als mit dem LM berechnet.



Abbildungen 7.9: Vertikalprofile von simulierter und gemessener potentieller Temperatur und spezifischer Feuchte in der Umgebung von KLA am 21.5.1999 um 14 UTC.

Das LM ist wie im obigen Beispiel deutlich trockener und kälter als die Kopplung bis in eine Höhe von 1,3 km. Allerdings zeigt auch die Kopplung keine befriedigende Modellierung der potentiellen Temperatur und ist gegenüber der Messung ab ca. 200 m Höhe deutlich zu kalt. In TOP1000\_PWP ist die Grenzschicht wärmer, aber auch labil geschichtet, und die spezifische Feuchte wird wesentlich schlechter wiedergegeben. Die Güte der Verifikation einer Variablen in der Grenzschicht und in größeren Höhen ist aufgrund von advektiven Einflüssen allerdings eingeschränkt (der mittlere Wind in den Modellen zwischen 0 m und 120 m beträgt rund 3 m/s). Die Flugzeugmessung gibt nur einen Anhaltspunkt über den tatsächlichen Zustand in der Atmosphäre an einem festen Ort, da es sich mit hoher Geschwindigkeit über diesen hinweg bewegt. Entsprechend ist die Variation der gemessenen spezifischen Feuchte – auch aufgrund der Messmethode – in den unterschiedlichen Höhen groß (Maurer 2003). Geringe Abweichungen in der Temperatur oder in der spezifischen Feuchte können jedoch in speziellen synoptischen Situationen z.B. über das Auftreten von konvektivem Niederschlag entscheiden (Williams, E. & N. Renno 1993), so dass hier eine große Herausforderung an die Modelle und die Messung gestellt wird.



### 7.2.2 2m-Temperatur und 2m-Feuchte (Fallstudien I bis VI)

Die 2m-Temperatur und -Feuchte sind meteorologische Variablen, die – im Gegensatz zu den Energieflüssen – sehr gut gemessen werden können. Deren Simulation in einem großen Modellgebiet ist dagegen ähnlich schwierig, da jene Variablen von den Energieflüssen, insbesondere vom fühlbaren Wärmefluss bzw. der Bodentemperatur, abhängen. So macht die vom Deutschen Wetterdienst durchgeführte Verifikation der 2m-Temperatur mit dem operationellen Lokal-Modell Schwächen im Vergleich zu den Messungen deutlich. Der RMSE (*Root Mean Square Error*) der prognostizierten 2m-Temperatur für das Jahr 2002 beträgt bei der 48h-Prognose 2,5 °C im Vergleich zu Messungen an Klimastationen. Außerdem wird die Toleranzgrenze der 2m-Temperatur von  $\pm 2\text{K}$ , in Abhängigkeit der Vorhersagedauer, nur in 60 % bis 65 % der betrachteten Fälle erreicht (Deutscher Wetterdienst 2005: <http://www.dwd.de/de/FundE/Analyse/Verifikation/scripts/HTT.html>). Ob die Kopplung in der Lage ist, die 2m-Temperatur besser als das operationelle Lokal-Modell mit einer Auflösung von 1000 m vorherzusagen, wird in diesem Abschnitt untersucht. Die vorherigen Kapitel haben gezeigt, dass zwischen der Kopplung und dem LM große Unterschiede in den berechneten Energieflüssen bestehen. Erwartungsgemäß gibt es auch große Differenzen bei der Simulation der 2m-Temperatur, die entsprechend aus der Bodentemperatur und der untersten Modellschicht abgeleitet wird. Abbildung 7.10 verdeutlicht diese Unterschiede.

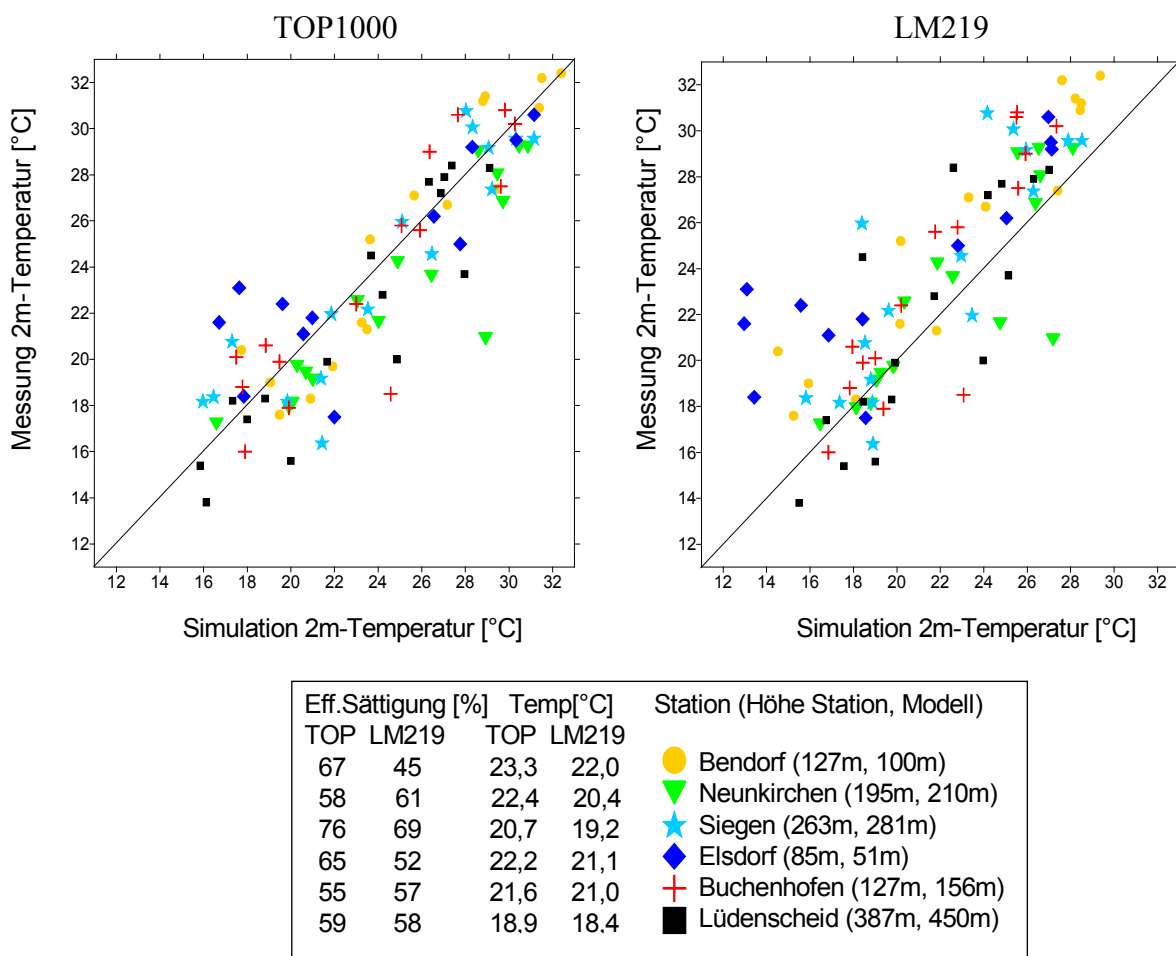


Abbildung 7.10: Gemessene und mit der Kopplung und dem LM simulierte Werte der 2m-Temperatur an sechs Klimastationen um 14:30 UTC für sechs Fallstudien. Darunter angegeben sind die Mittelwerte der effektiven Sättigung und der 2m-Temperatur, errechnet aus allen Mittagsterminen für die jeweiligen Stationen. Die Anzahl der angezeigten Werte beträgt jeweils 93.

Die dargestellten Werte (Mittel aus 14 und 15 UTC) sind das Ergebnis aus insgesamt sechs verschiedenen Fallstudien mit Prognosezeiten von mindestens 48 Stunden Dauer. Die Fallstudien werden in Kapitel 7.3 genauer beschrieben. Die Ergebnisse der Temperaturwerte der Modelle wurden über eine (im Anhang beschriebene) Mittelung von benachbarten Gitterpunkten berechnet. Es wurden hierbei nur solche Termine mit einbezogen, an denen kein Niederschlag in den Rasterzellen auftritt. Die Kopplung berechnet eine höhere 2m-Temperatur als LM219 und liegt damit näher an der Messung (s.u.). Die Unterschiede zwischen TOP1000 und LM219 treten auf, da die physikalischen Parametrisierungen für die Energieflüsse und die Beschreibung des Bodens in TERRA und TOPLATS verschieden sind, andere Werte der Bodenfeuchte und Bodentemperatur als Startwerte für die Simulationen verwendet wurden und an den Klimastationen Siegen und Buchenhofen deutlich verschiedene Blattflächenindizes zugrunde liegen (vgl. Tabelle im Anhang). Die Bodenfeuchte kann nicht der einzige Faktor für die Höhe der 2m-Temperatur in der Kopplung sein. Dies zeigt sich daran, dass die effektive Sättigung in TOP1000 im Mittel an vier der sechs Klimastationen größer als in LM219 ist (vgl. Abbildung 7.10). Wenn in TERRA die gleiche effektive Sättigung im Boden wie in TOPLATS benutzt worden wäre, hätte sich die modellierte 2m-Temperatur noch weiter verringert und die Differenzen zur Messung wären noch größer geworden. Zu ähnlichen Ergebnissen der starken negativen Korrelation von Bodenfeuchte und 2m-Temperatur im LM kommen auch Maurer (2003) und Seuffert (2001). Der berechnete Bias korrigierte RMSE (für Abbildung 7.10) für die Kopplung liegt mit 1,3 °C signifikant (95 % Signifikanzniveau) niedriger als der mit 1,6 °C für das LM errechnete. Der Korrelationskoeffizient liegt für TOP1000 errechnet bei 0,89 und für LM219 bei 0,81. Bedingt durch die höhere Verdunstungsrate in der Kopplung gegenüber der im LM in den sechs Fallstudien an den betrachteten Stationen und im Gesamtmittel für das Modellgebiet (vgl. Kapitel 7.3), ist auch die simulierte spezifische Feuchte in 2 m Höhe jeweils größer (Abbildung 7.11). Der RMSE liegt für die Ergebnisse der Kopplung berechnet bei 1,5 g/kg, im Vergleich zum RMSE der Werte aus dem LM (1,6 g/kg) ist jener aber nicht signifikant niedriger.

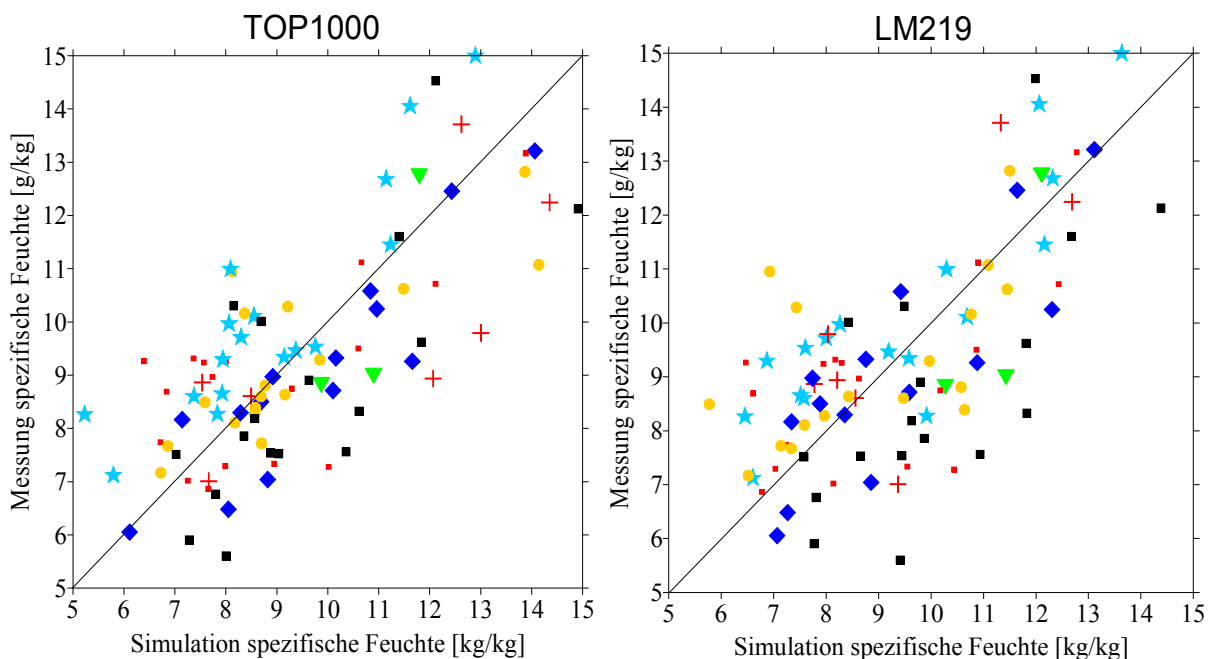


Abbildung 7.11: Wie Abbildung 7.10, aber für die spezifische Feuchte. Die mittlere effektive Sättigung in der Kopplung beträgt 62 % gegenüber 57 % im LM. Die durchschnittliche spezifische Feuchte in der Kopplung liegt bei 9,4 g/kg, im LM bei 9,3 g/kg. Die Anzahl der simulierten und gemessenen Werte beträgt 93, der Korrelationskoeffizient in TOP1000 0,7 und in LM219 0,68.

Hauptursachen für die größere spezifische Feuchte in der Kopplung in Bodennähe sind eine höhere effektive Sättigung und Bodentemperatur, die entsprechend zu der größeren Verdunstung führen. Durch die Kopplung wird die Simulation der 2m-Temperatur und der 2m-Feuchte somit verbessert. Zu positiven Änderungen in Simulationsergebnissen kommen ebenfalls Peters-Lidard et al. (2002) durch eine Kopplung von TOPLATS mit dem Atmosphärenmodell MM5. Die gleichen Tendenzen der simulierten 2m-Temperatur wie an den Klimastationen zeigen sich auch an den Stationen Köln, Bonn und KLA, wo stündliche meteorologische Messungen vorliegen. Zur Verifikation der 2m-Temperatur wurde die im Anhang (A-5) beschriebene Methode benutzt. Das LM berechnet tagsüber an allen drei Stationen eine deutlich zu kalte 2m-Temperatur, während die in der Kopplung wärmer ist (Abbildungen 7.12 bis 7.17). Die effektive Sättigung liegt in der Kopplung an den drei Stationen in allen sechs dargestellten Fallstudien über der in TERRA (vgl. Kapitel 7.3). Mittags ist die Temperatur im LM an bestimmten Tagen um mehr als 6 °C kälter als die Messung, wie auch die Abbildungen 7.13, 7.15 und 7.17 dokumentieren, in denen der Bias des jeweiligen Tagesmaximums zwischen Simulation und Messung errechnet wurde. Die Berechnung der Biaswerte in den jeweiligen Abbildungen für die drei Stationen bezieht sich auf die Rasterzelle im Modell, die der Messung am nächsten liegt. In Bonn (vgl. Abbildung 7.12) treten am 17.8. und 18.8.1999 deutliche Unterschiede in der 2m-Temperatur im Flächenmittel der Nachbarumgebung und an dem Pixel des Messstandortes auf, da in den Gitterpunkten jeweils unterschiedliche Niederschläge fallen. Die Mittelung der Nachbarpixel in den obigen Abbildungen deutet jeweils die gleiche Tendenz wie das unmittelbar an der Messung gelegene Pixel an, nämlich dass die Kopplung näher an den Messwerten liegt als das LM. Die räumliche Auflösung der Oberflächenparameter in der Kopplung (TOP1000, TOP500 und TOP250) wirkt sich nur an manchen Tagen signifikant auf die Modellierung der 2m-Temperatur aus.

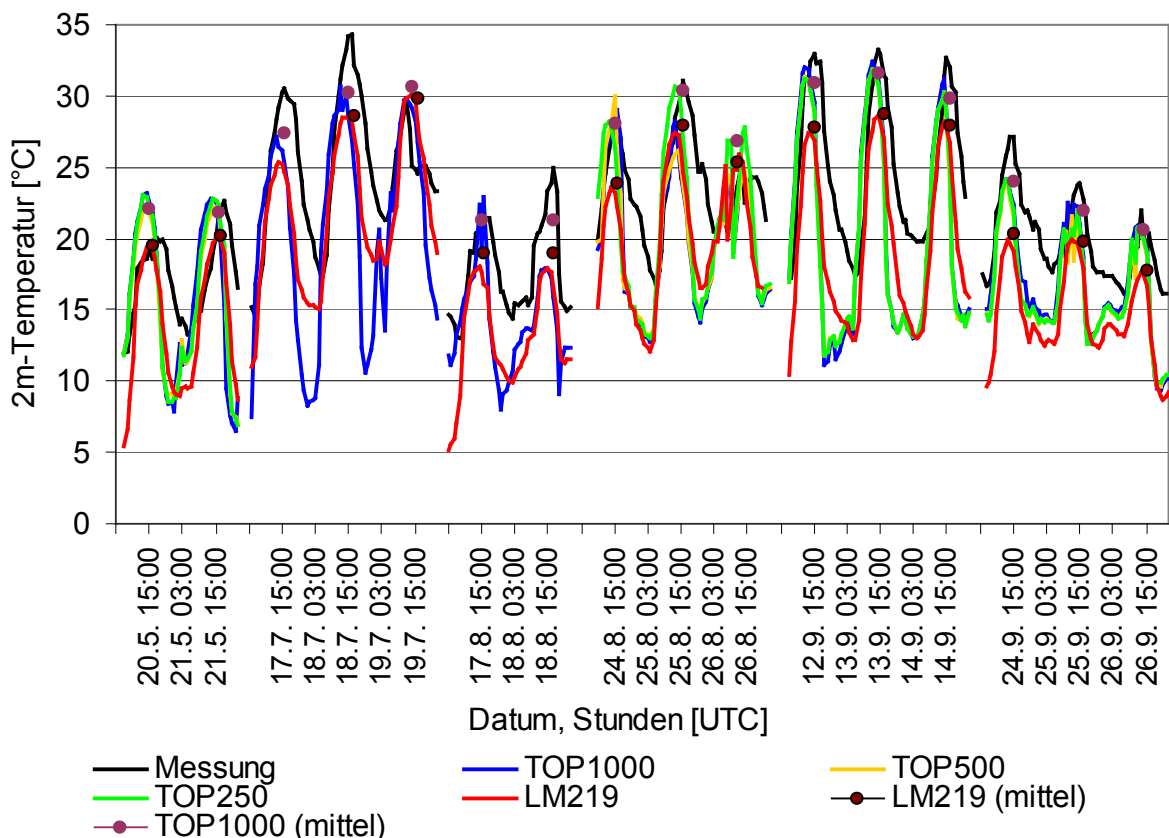


Abbildung 7.12: Messung und Simulationen der stündlichen 2m-Temperatur an der Station Bonn für unterschiedliche Fallstudien. Die Punkte geben den Mittelwert aus benachbarten Rasterzellen an.

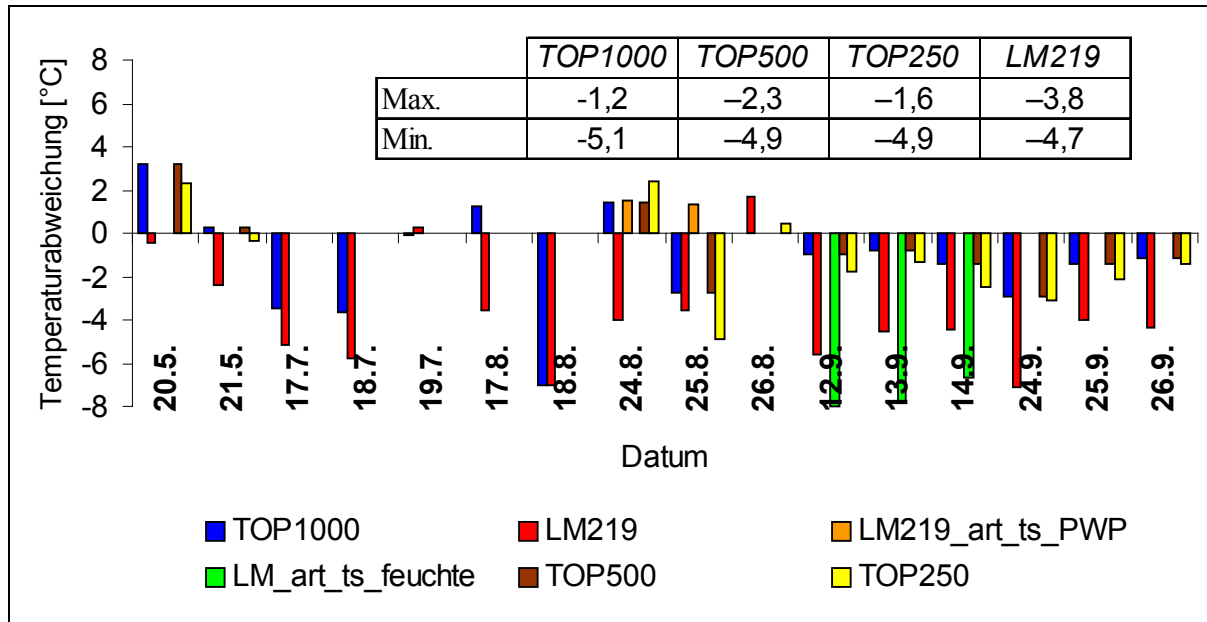


Abbildung 7.13: Bias zwischen den täglichen Maxima von modellierter 2m-Temperatur und der Messung an der Station Bonn für unterschiedliche Fallstudien. Die darin enthaltene Tabelle zeigt den Mittelwert über alle maximalen und minimalen Biaswerte für die Modellierungen an.

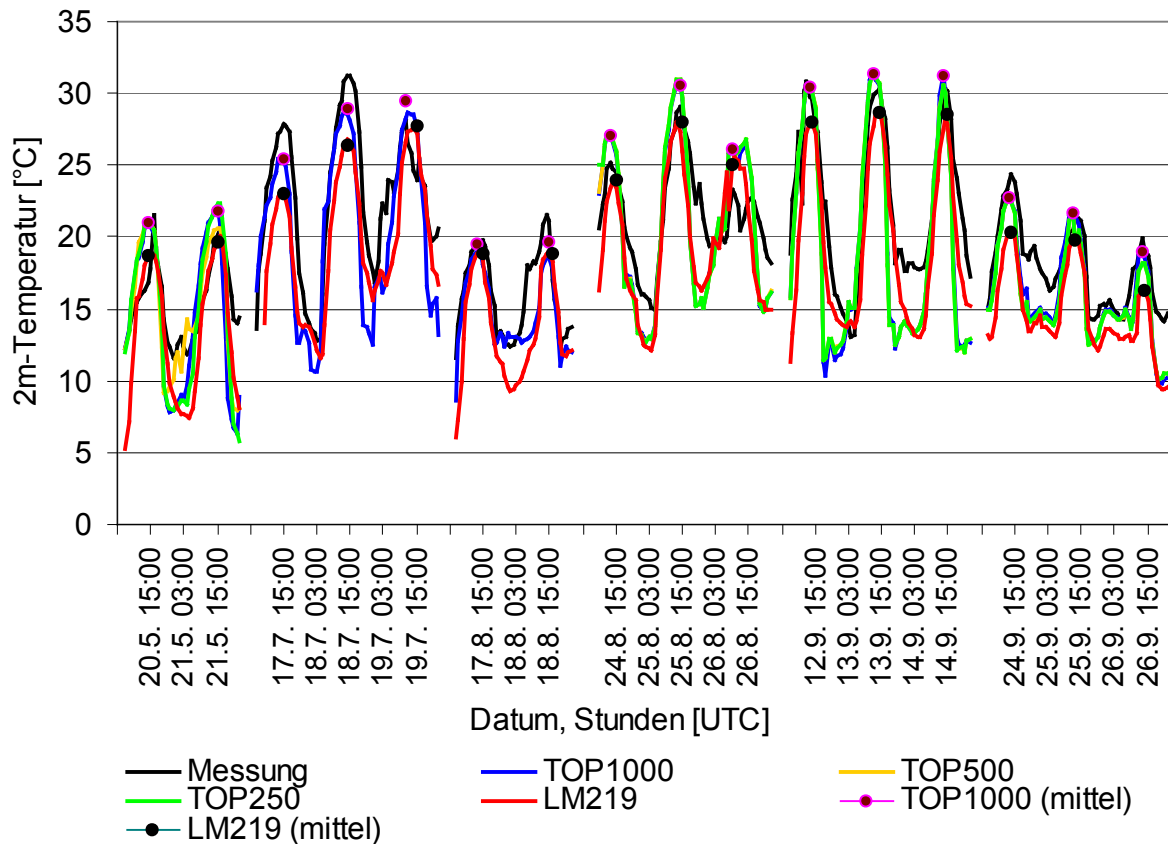


Abbildung 7.14: Wie Abbildung 7.12, aber für die Station KLA.

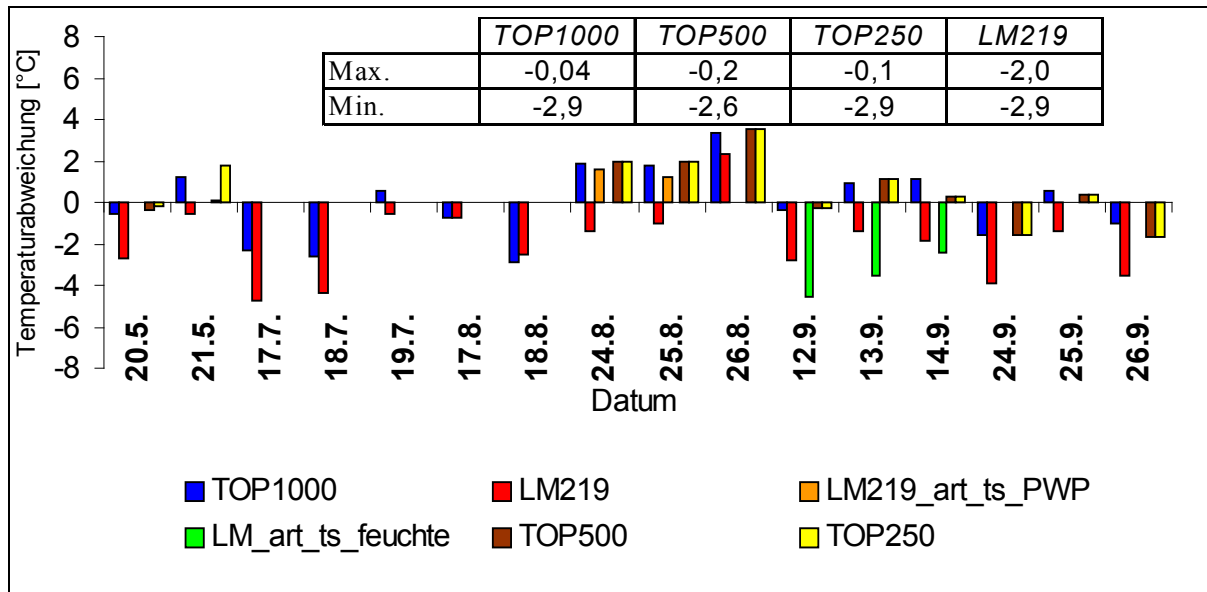


Abbildung 7.15: Wie Abbildung 7.13, aber für die Station KLA.

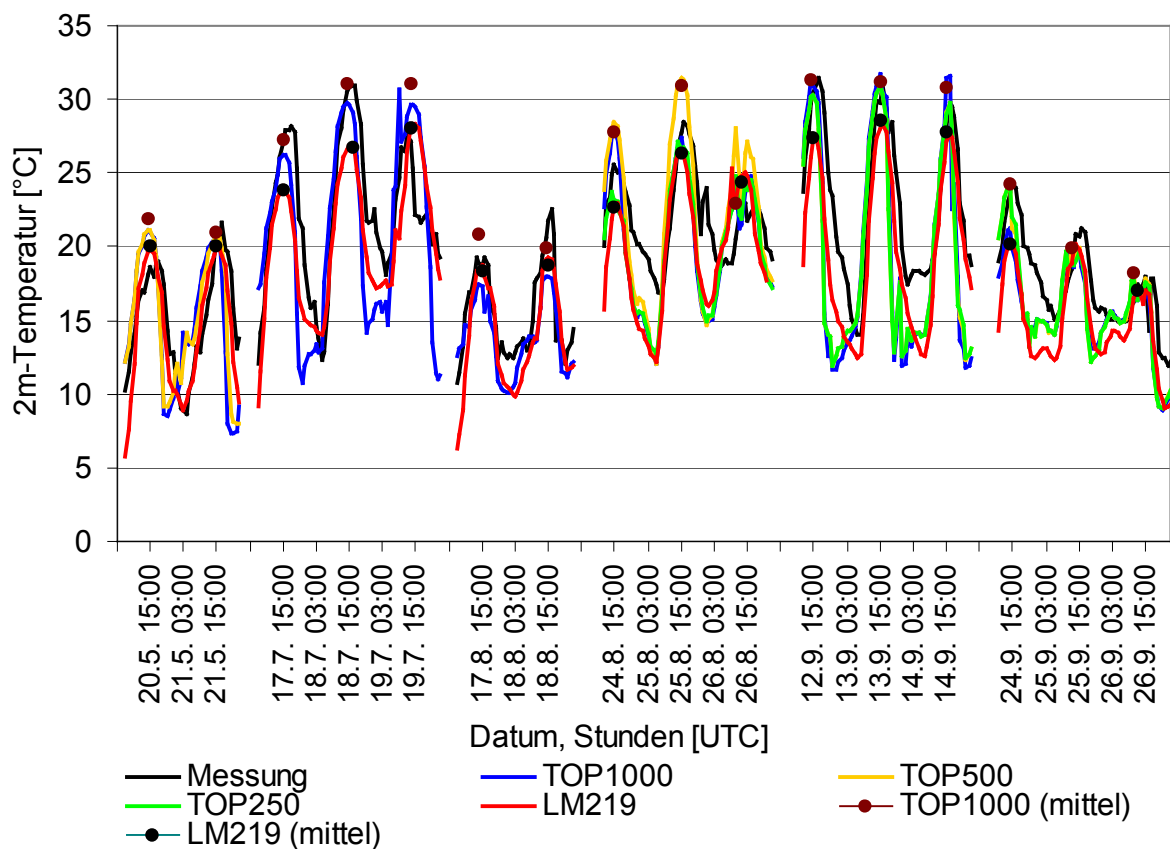


Abbildung 7.16: Wie Abbildung 7.12, aber für die Station Köln.

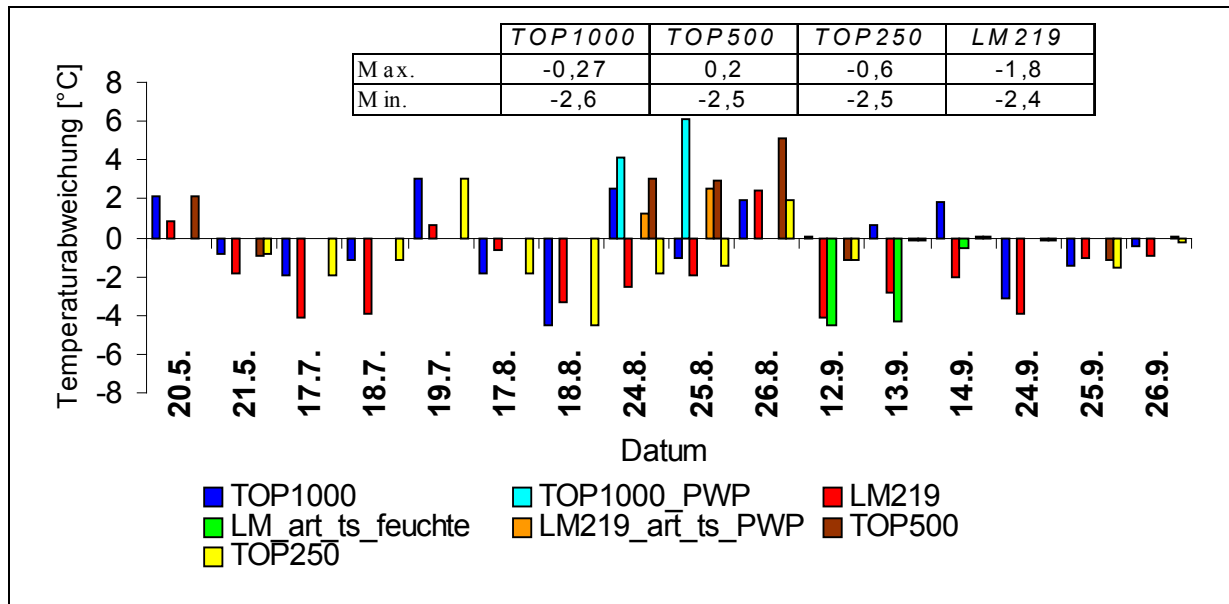


Abbildung 7.17: Wie Abbildung 7.13, aber für die Station Köln.

Am 18.8. und 26.8. und zwischen dem 25.9. und 26.9. ist Niederschlag temporär auch an den drei betrachteten Orten gefallen (s.u.). Da jedoch der Bias des Temperaturmaximums (der in den Modellen an unterschiedlichen Stunden auftritt) mit berücksichtigt wird, spielt der unterschiedlich gefallene Niederschlag keine Rolle. Während der Nacht ist die 2m-Temperatur im Vergleich zur Messung sowohl in TERRA größere als auch in TOPLATS zu niedrig. Die Unterschätzung der nächtlichen 2m-Temperatur in angekoppelten SVAT-Modulen wird auch in anderen Studien festgestellt (Peters-Lidard 2002; Seuffert 2002).

Wie sensitiv die modellierte 2m-Temperatur auf bodenphysikalische Parameter, Bodentemperatur und Bodenfeuchte reagiert, zeigen die Ergebnisse der durchgeführten Simulationen LM219\_art\_ts\_feuchte, LM219\_PWP und TOP1000\_PWP in den Fallstudien II und III (s.o.). In LM219\_art\_ts\_feuchte liegt die berechnete 2m-Temperatur im Vergleich zu LM219 niedriger, weil die initialisierte Bodenfeuchte höher ist (um 15 % effektiver Sättigung). Umgekehrt steigt die Temperatur bei sehr trockenem Boden (TOP1000\_PWP und LM219\_art\_ts\_PWP) an. Im LM führt die initialisierte trockene Bodenfeuchte zu einer maximalen Erhöhung der Temperatur um bis zu 4 °C, in der Kopplung sind es sogar bis zu 7 °C. Weitere Simulationen mit dem LM und der Kopplung mit veränderten bodenphysikalischen Parametern und einer geänderten Bodentemperatur, bei gleichzeitiger Verwendung mittelfeuchten Bodens zu Beginn der Modellierungen (nicht dargestellt), zeigen den großen Einfluss der Bodenfeuchte auf die 2m-Temperatur innerhalb desselben SVAT-Moduls. Die initialisierte Bodenfeuchte ist jedoch nicht die einzige Ursache für die unterschiedlichen Temperaturen in der Kopplung und in dem Lokal-Modell. Einerseits ist in der Kopplung der Zusammenhang zwischen diesen Variablen nicht so stark wie in TERRA (Abbildung 7.18). Andererseits ist die effektive Sättigung in TOPLATS höher, und trotzdem ist die modellierte 2m-Temperatur größer. Die negativen Korrelationskoeffizienten zwischen normierter Bodenfeuchte und Temperatur sind für die Ergebnisse aus dem LM größer. Dies hängt mit den Startwerten der Bodenfeuchte zusammen, jedoch auch mit den einfacheren Parametrisierungen in TERRA, insbesondere die der Vegetation. Wenn die zu initialisierende Bodenfeuchte in den LM-Modellierungen denen der Kopplung angepasst wird (LM219\_feuchte), ist der Korrelationskoeffizient immer noch deutlich höher als in der Kopplung (vgl. 17.7. bis 19.7.).

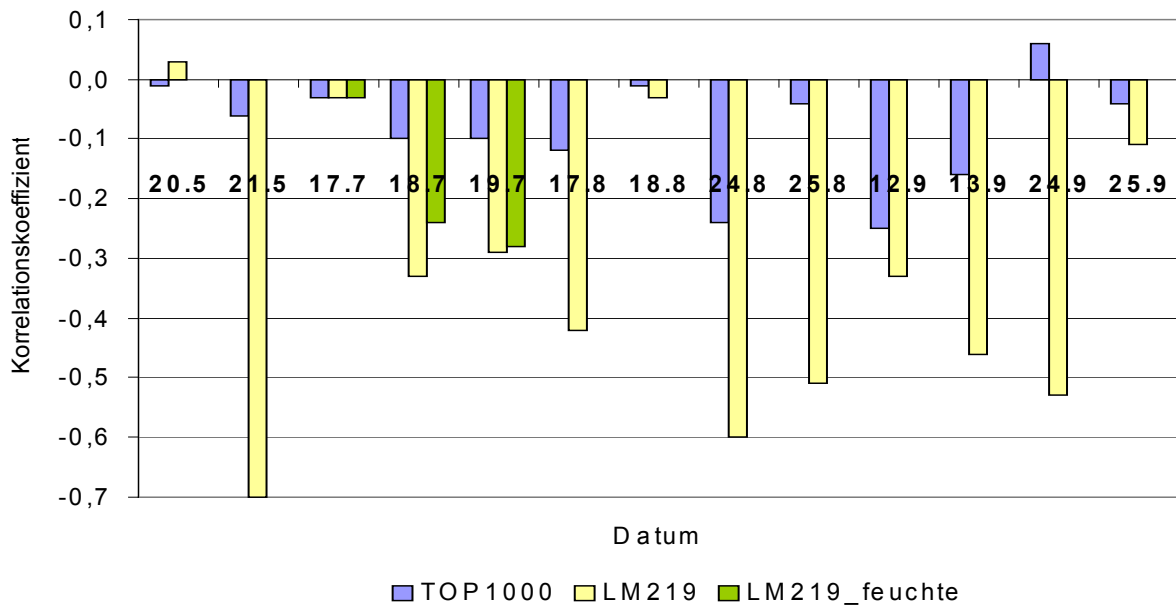


Abbildung 7.18: Korrelationskoeffizienten zwischen Bodenfeuchte und 2m-Temperatur um 14 UTC für unterschiedliche Simulationen aus sechs verschiedenen Fallstudien.

## 7.3 Konvektive Niederschlagsereignisse

Die Niederschlagsprognose des Lokal-Modells ist im Vergleich zur Vorhersage anderer meteorologischer Variablen relativ unsicher (DWD 2002; Ebert et al. 2003). So wird im Jahr 2002 bei der 48h-Vorhersage mit dem LM nur in 42 % der betrachteten Fälle richtig prognostiziert, ob Niederschlag an ausgewählten Stationen und Terminen überhaupt fällt. Für die 24h-Simulation liegt dieser Wert mit 52 % etwas höher (abrufbar im Februar 2005 unter: <http://www.dwd.de/de/Funde/Analyse/Verifikation/scripts/HRR.html>). Hierbei zeigt sich, dass die Vorhersagegüte im Sommer zwischen Juni und August unter 40 % liegt, da die Modellierung des konvektiven Niederschlags grundsätzlich nochmals schwieriger ist (Ebert et al. 2003). Die Ursache hierfür liegt u.a. daran, dass die sehr heterogenen Energieflüsse an der Erdoberfläche bei diesen konvektiven Wetterlagen eine größere Rolle spielen. Der folgende Abschnitt soll klären, wie die Bodenfeuchte und die Energieflüsse die Bildung des Niederschlages beeinflussen. Hierbei wird auch diskutiert, ob die Kopplung besser als das LM in der Lage ist, den Niederschlag im Vergleich zur Messung mit dem Radar vorherzusagen und welche Variablen entscheidend sind. Es werden Fallstudien beschrieben, in denen Niederschläge aufgrund von Konvektion oder in Verbindung mit einer Front gefallen sind. Zunächst werden drei konvektive Wetterlagen betrachtet (Fallstudien II bis IV), in denen der Zusammenhang zwischen bodennahen Energieflüssen und der Atmosphäre stark ist. Dann werden zwei weitere Fallstudien vorgestellt, in denen Niederschlag bei höheren Windgeschwindigkeiten auftritt. In den Fallstudien wurden Simulationen mit dem LM und der Kopplung in unterschiedlichen Modellkonfigurationen durchgeführt.

### 7.3.1 Fallstudie II

Für diese Fallstudie wurden zehn Simulationen gerechnet: Sechs Modellierungen mit der Kopplung bzw. TOPLATS in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen und veränderter initialisierter Bodenfeuchte, sowie vier LM-Simulationen mit operationell verwendeten und geänderten Erdoberflächenparametern. Zunächst werden die Unterschiede in der Bodenfeuchte und in den bodennahen Energieflüssen und danach deren Einflüsse auf die

Atmosphäre und den Niederschlag betrachtet. Abbildung 7.19 zeigt, dass die effektive Sättigung in den verschiedenen Modellierungen schon zu Beginn sehr unterschiedlich ist.

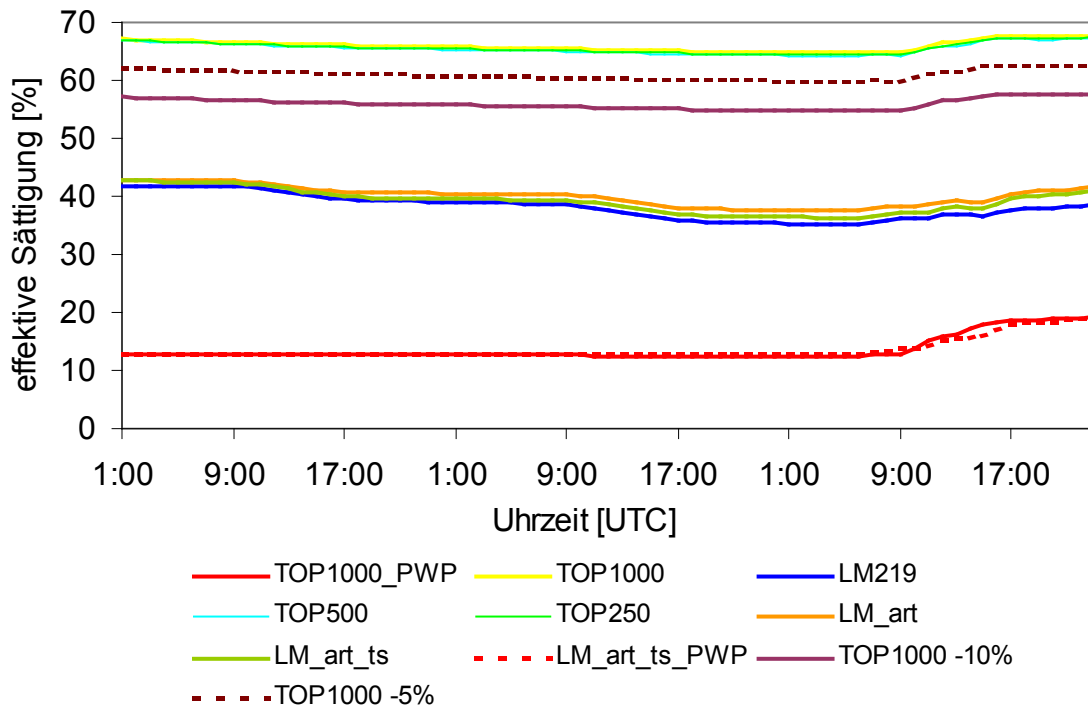


Abbildung 7.19: Simulierte effektive Sättigung in der oberen Bodenzone, gemittelt im Modellgebiet im Zeitraum 24.8. bis 26.8.1999.

Die Startwerte der normierten Bodenfeuchte (siehe Gleichung 2.1) in der Kopplung mit unterschiedlichen räumlichen Auflösungen liegen um rund 25 % höher als in LM219. Ursachen hierfür sind die unterschiedlichen Methoden zur Generierung der Startwerte der Bodenfeuchte, die im operationellen Dienst über ein Tuning-Verfahren und für die Kopplung in dieser Studie mit dem ungekoppelten TOPLATS erzeugt wurden (vgl. Kapitel 6). Die simulierten Kurven von TOP500 und TOP250 unterscheiden sich dagegen kaum im Vergleich zu TOP1000. Die Implementierung veränderter bodenphysikalischer Parameter (die auch in der Kopplung benutzt werden) in das Bodenmodul des LM (LM219\_art) führt im Mittel über den Zeitraum zu einer Erhöhung der durchschnittlichen Sättigung des Bodens um 4 %. Der Grund hierfür liegt u.a. in der verringerten Wasserdurchlässigkeit in den Untergrund und am vermehrten Niederschlag am dritten Tag in dieser Simulation. Die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte wird entsprechend durch die Implementierung modifiziert, da in TERRA die bodenhydrologischen Parameter wie Porenvolumen, Feldkapazität und residuale Bodenfeuchte verändert werden. Wenn zusätzlich die wärmere Bodentemperatur von der Messung in KLA in den Analysen verwendet wird (LM 219\_art\_ts), dann steigt die simulierte Verdunstung, der Boden trocknet stärker aus und die normierte Bodenfeuchte sinkt entsprechend um 2 % gegenüber LM219\_art. Damit wird deutlich wie groß der Einfluss der Startwerte der Bodenfeuchte ist. Schließlich werden die größeren Unterschiede in den Modellierungen offensichtlich durch die Initialisierungswerte hervorgerufen. Wenn TERRA und TOPLATS mit den gleichen Startwerten der Bodenfeuchte und der Bodentemperatur initialisiert und nahezu identische bodenphysikalische Parameter verwendet werden, gleichen sich die Kurven an, wie TOP1000\_PWP und LM\_art\_ts\_PWP verdeutlichen. Im modifizierten LM steigt die normierte Bodenfeuchte mit einsetzendem Niederschlag ab 10 UTC am dritten Tag geringfügig an (s.u.). Die künstliche Austrocknung des Bodens hat auch große Auswirkungen auf die Energieflüsse (Abbildung 7.20).



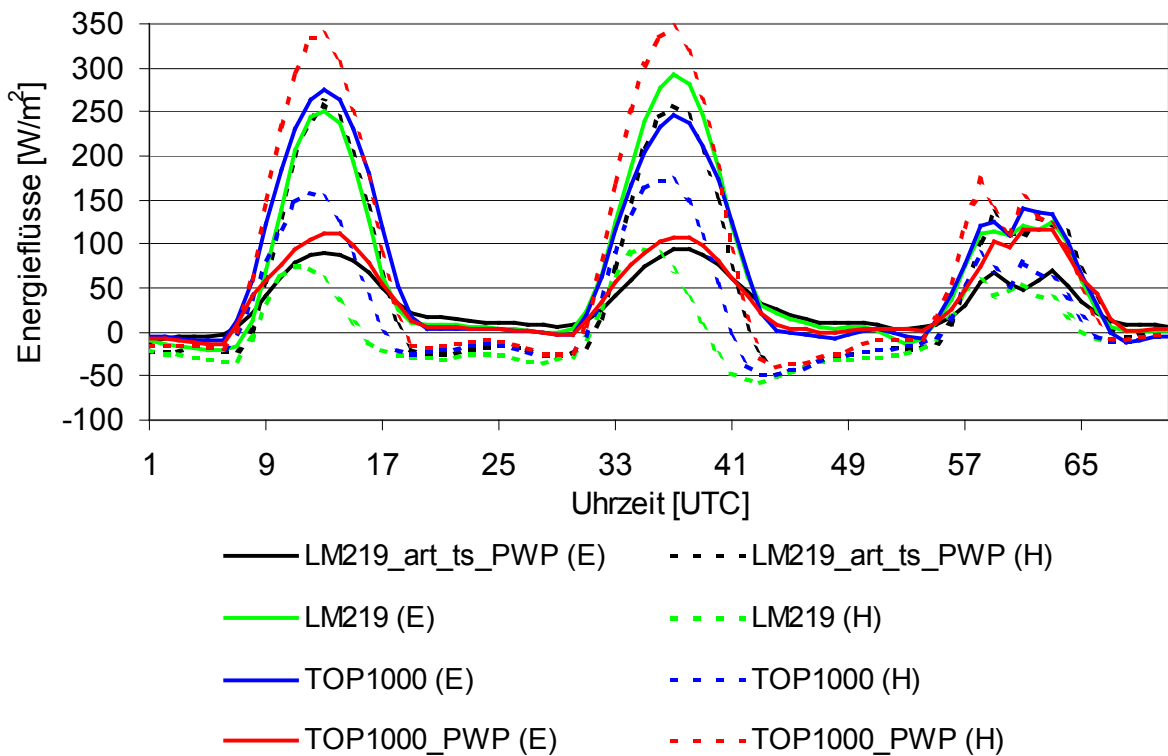


Abbildung 7.20: Wie Abbildung 7.19, aber für den latenten (E) und den fühlbaren (H) Wärmefluss.

Durch den trockeneren Boden ist der fühlbare Wärmefluss sowohl in TOP1000\_PWP als auch in LM219\_art\_ts\_PWP höher, entsprechend sinkt der Fluss latenter Wärme. Ursache für den unterschiedlichen Verlauf der entsprechenden Kurven der fühlbaren Wärmeflüsse ist vor allem die höhere Bodentemperatur. Die Strahlungsbilanz am Boden verändert sich ebenso. Die Absorption der kurzwelligigen Strahlung über dem trockenen Boden ist wegen der höheren Albedo geringer (vgl. Kapitel 2.2) und die langwellige Ausstrahlung des Bodens aufgrund der höheren Bodentemperatur größer. Die beiden Effekte führen in der Bilanz zu einer verringerten Nettostrahlung über trockenem Boden. Damit steht in der Kopplung wegen der höheren Bodenfeuchte, im Gegensatz zu dem operationellen LM, mehr Energie für die anderen Flüsse zur Verfügung. Die Differenz in der Nettostrahlung zwischen LM219\_art\_ts\_PWP und LM219 liegt im Maximum am Mittag des zweiten Tages bei durchschnittlich  $-38 \text{ W/m}^2$ . Die Albedo des trockenen Bodens in LM219\_art\_ts\_PWP liegt, gemittelt über das Modellgebiet und über 72 h, bei 16,2 %. In LM219 erreicht diese wegen des feuchteren Bodens nur 15,6 %. Die Differenz in der Nettostrahlung zwischen den Simulationen TOP1000\_PWP und TOP1000 ist  $-40 \text{ W/m}^2$ . Der Bodenwärmestrom unterscheidet sich jedoch stärker mit durchschnittlich  $130 \text{ W/m}^2$  am Tag in 60 % gesättigtem Boden und weniger als  $20 \text{ W/m}^2$  in trockenem Boden. Das Bowen-Verhältnis (H/E) vergrößert sich bei trockenem Boden deutlich. In LM219 beträgt dieses um 13 UTC 0,3 gegenüber 2,9 in LM219\_art\_tws\_PWP. Somit gibt es eine positive Rückkopplung der höheren Bodenfeuchte mit der Nettostrahlung, sowie eine starke Veränderung des Bowen-Verhältnisses (vgl. Abbildung 2.1). Die Autoren Ek und Holtslag (2003), Findell & Eltahir (1999) und Eltahir (1998) kommen zu ähnlichen Werten im veränderten Bowen-Verhältnis. Im Vergleich zur Modellierung LM219 ist der fühlbare Wärmefluss in TOP1000 an den Tagesmaxima 50 bis  $80 \text{ W/m}^2$  größer. Die Höhe der Verdunstung zeigt dagegen – mit Ausnahme über jeweils trockenem Boden – an den ersten beiden Tagen uneinheitliche Ergebnisse in den Maxima der verschiedenen Simulationen. Die Werte in TOP1000 sind am ersten Tag größer als in

LM219, einen Tag später ist es umgekehrt. Der Fluss fühlbarer Wärme steigt erwartungsgemäß an allen Tagen über jeweils trockenem Boden an, da dieser direkt proportional zur Differenz aus Luft- und Bodentemperatur ist. Bei identischen Startwerten und gleicher Bodenbeschreibung sind die Energieflüsse in den SVAT trotzdem verschieden, so dass die Ursachen in den unterschiedlichen Parametrisierungen liegen, die in TERRA und TOPLATS verwendet werden (vgl. Kapitel 3). So liegt der fühlbare Wärmefluss in TOP1000\_PWP weit über der in LM219\_art\_ts\_PWP. Die Verdunstung ist in der Kopplung bei diesen Modellierungen nur etwas höher. Die geänderten Energieflüsse am Boden wirken sich auch auf die Grenzschicht bzw. auf die Turbulenz aus. Die turbulente kinetische Energie TKE ist hierfür ein guter Indikator (Abbildung 7.21).

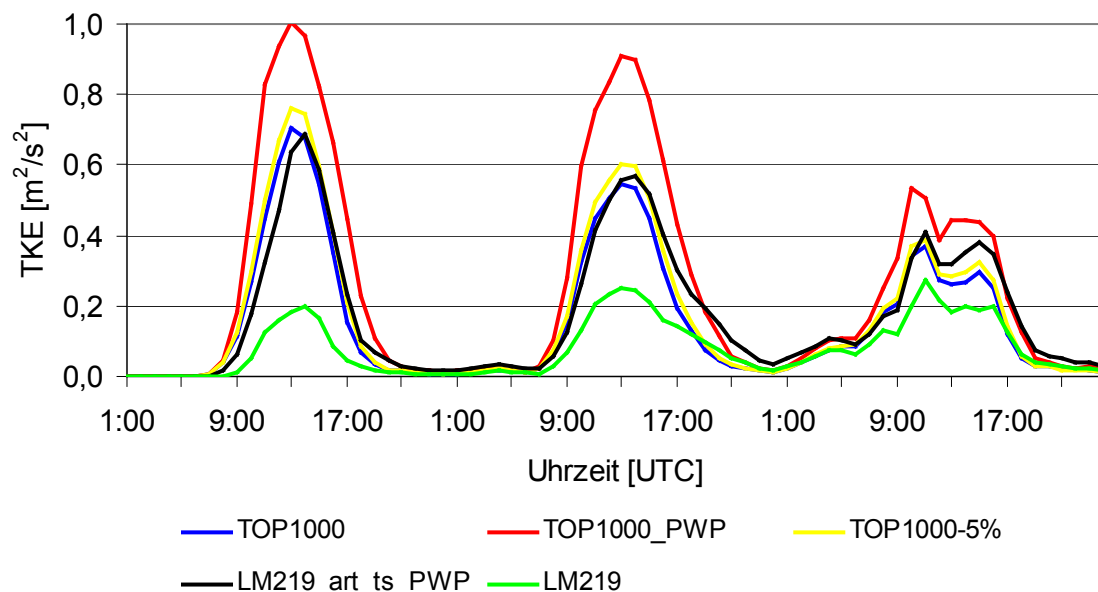


Abbildung 7.21: Wie Abbildung 7.19, aber für die turbulente kinetische Energie und bis in eine Höhe von 1000 m gemittelt.

Die Energieflüsse verändern direkt die prognostische TKE im atmosphärischen Teil des LM (vgl. Kapitel 3.2). Die Höhe des Flusses fühlbarer Wärme  $H$  scheint die TKE über indirekte Prozesse wesentlich zu beeinflussen, wie der Vergleich mit Abbildung 7.20 verdeutlicht. So steigt die TKE über trockenem Boden mit dem vergrößerten Anteil von  $H$  an. Die Herabsetzung der Bodenfeuchte um 5 vol. % steigert die Turbulenz in der Kopplung bereits deutlich (TOP1000-5%). Damit zeigt sich der große Einfluss, den die Bodenfeuchte indirekt auf die Turbulenz in der Grenzschicht ausübt, da jene die Höhe der Energieflüsse wesentlich beeinflusst.  $H$  erreicht in LM219\_art\_ts\_PWP nur die Werte von TOP1000, entsprechendes gilt auch für die TKE. Die Unterschiede in der Kopplung mit verschiedenen räumlichen Auflösungen sind gering und vernachlässigbar. Die Windgeschwindigkeit beeinflusst die TKE, ist in dieser Fallstudie jedoch vergleichsweise niedrig (Abbildung 7.22). Die gemittelte Windgeschwindigkeit ist bis in eine Höhe von 3 km niedriger als 5 m/s. Somit können die Energieflüsse – auch wegen der geringen Bewölkung – auf die Atmosphäre ungestört wirken. Die Windrichtung unterscheidet sich in den verschiedenen Simulationen kaum, über trockenem Boden allerdings nimmt die Windgeschwindigkeit jeweils zu. Ursachen für die Differenzen in der Windgeschwindigkeit sind u.a. die Transferkoeffizienten, die von der Bodenfeuchte indirekt beeinflusst werden (vgl. Kapitel 3.2). Die Windgeschwindigkeit wird aus dem, ebenfalls in Abb. 7.22 dargestellten, in der untersten Modellschicht berechneten Wind und aus der Stabilität der Atmosphärenschichtung abgeleitet.

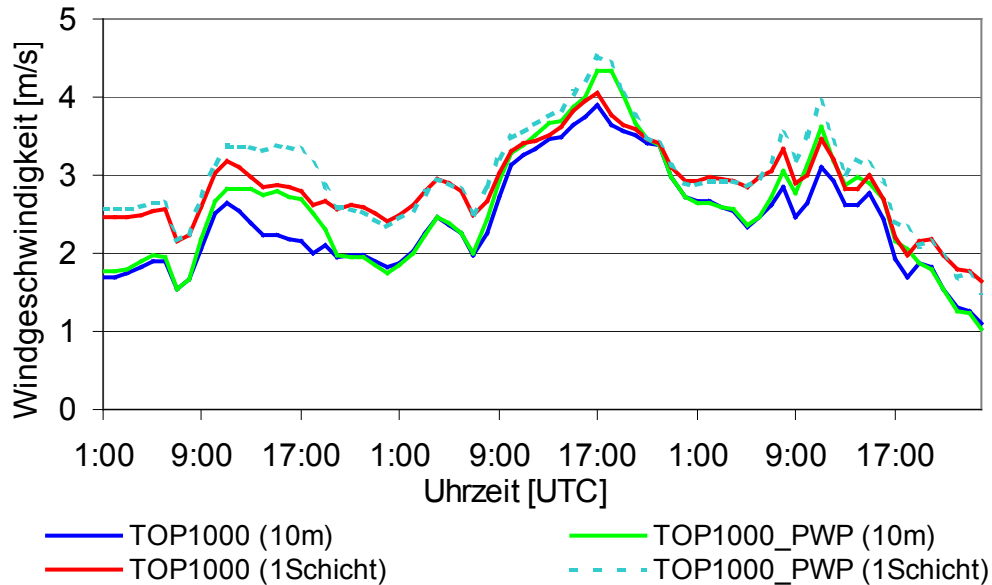


Abbildung 7.22: Durchschnittliche Windgeschwindigkeit im Untersuchungsgebiet in der Kopplung mit unterschiedlichen Werten der Bodenfeuchte, simuliert in 10 m Höhe und in der untersten Modellschicht im Zeitraum 24.8. bis 26.8.1999.

Mittags sind die Unterschiede zwischen den zwei Simulationen am größten, da auch die Unterschiede in der Turbulenz maximal sind. In der Nacht sind die Windgeschwindigkeiten nahezu identisch. Die unterschiedliche Turbulenz beeinflusst die Bildung des Niederschlags in dieser Fallstudie sehr stark (Abbildung 7.23).

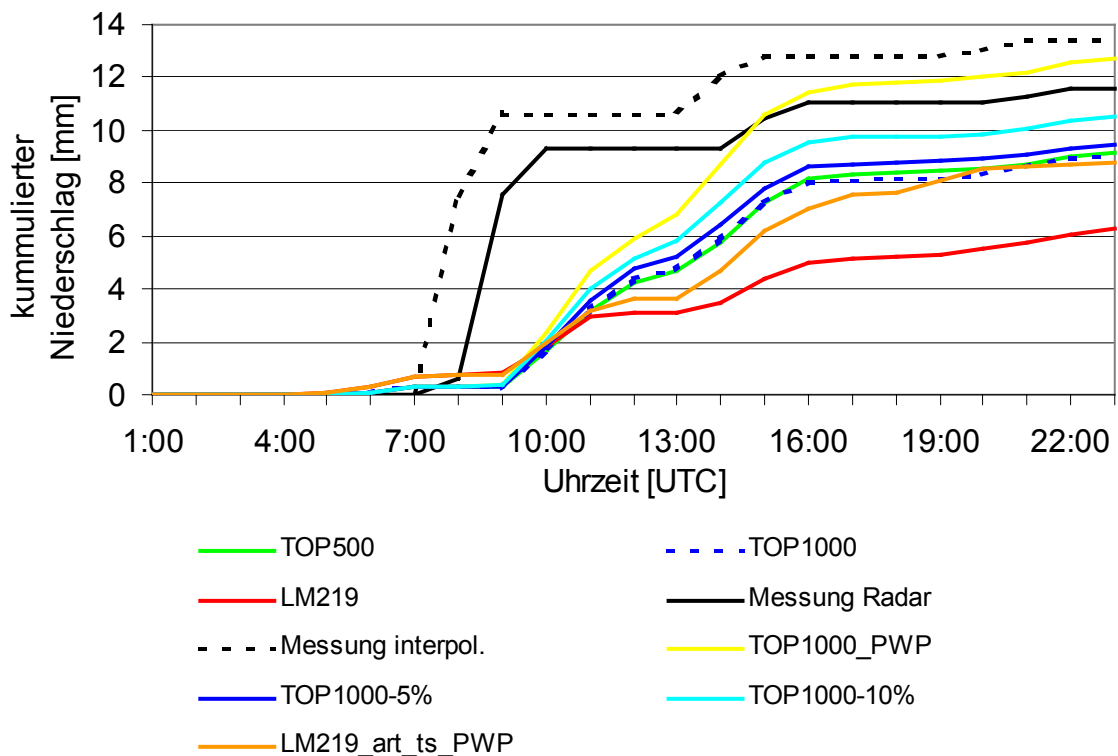


Abbildung 7.23: Simulierter und gemessener akkumulierter Niederschlag am 26.8.1999, gemittelt im Untersuchungsgebiet.

Es fällt auf, dass die Niederschlagssumme über trockenem Boden sowohl im LM als auch in der Kopplung größer ist als über feuchtem Boden. Damit tritt eine negative Rückkopplung zwischen der Bodenfeuchte und dem prognostizierten Niederschlag auf! Mit ähnlichen Parametern der Erdoberfläche und gleichen Startwerten der Bodenfeuchte fällt hierbei in TOP1000\_PWP mehr Niederschlag als in LM219\_art\_ts\_PWP. Eine Reduktion der initialisierten Bodenfeuchte um 5 und 10 % bewirkt einen graduellen Anstieg in der prognostizierten Niederschlagssumme (TOP1000-5% und TOP1000-10%). Die Summe in TOP1000 liegt über der in LM219 und ist damit näher an der kalibrierten Radar- und Bodenmessung, die nur annähernd von TOP1000\_PWP erreicht wird. Wird der gleiche Boden in LM219 implementiert, der in der Kopplung verwendet wird (LM219\_art, nicht dargestellt), dann steigt die Niederschlagssumme um 2 mm. Signifikanter Niederschlag fällt in allen 72h-Prognosen jeweils erst am dritten Tag ab 10 UTC, die Messung registriert diesen bereits 3 Stunden früher. Allerdings befinden sich die Regenwippen, aus denen der Tagesgang errechnet wurde, nur im westlichen Teil des Modellgebietes, während die obige Niederschlagssumme ein Gebietsmittel ist. Die räumliche Auflösung der Landoberfläche verändert den Niederschlag in der Summe nur geringfügig, wie der Vergleich von TOP1000 zu TOP500 und TOP250 (nicht dargestellt) verdeutlicht. Auffällig ist, dass die Unterschiede in den Niederschlagssummen mit den vorher erläuterten Tendenzen in der TKE übereinstimmen. Die Turbulenz in der Atmosphäre scheint in dieser Fallstudie die Steuergröße für den Niederschlagsprozess zu sein (s.u.). Auch die räumliche Verteilung des gemessenen Niederschlags im Modellgebiet (Abbildung 7.24) stimmt nicht mit den Simulationen überein.

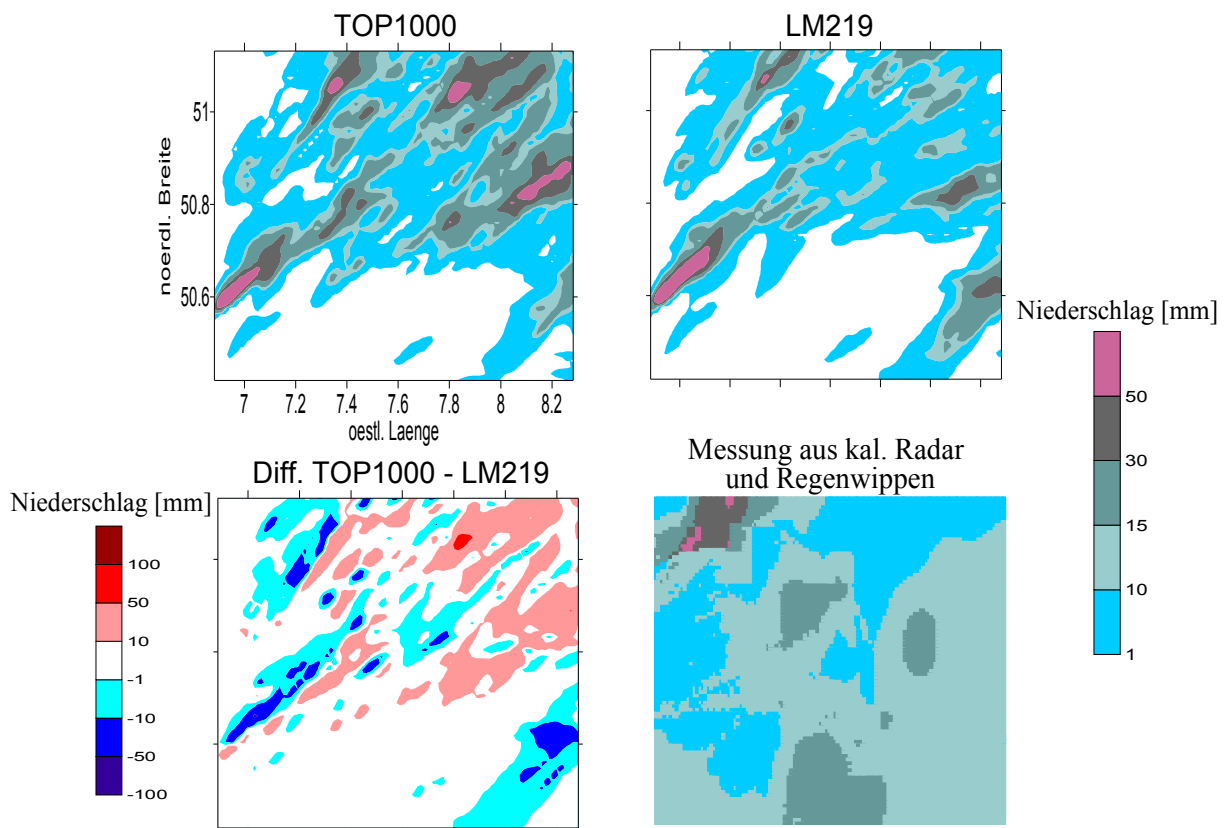


Abbildung 7.24: Mit der Kopplung und dem LM prognostizierte akkumulierte Niederschläge im Zeitraum 24.8. bis 26.8.1999. Außerdem sind die Differenzen aus diesen Modellierungen sowie die Messung des Niederschlags von kalibriertem Radar und von Regenwippen dargestellt.

Dies deutet darauf hin, dass die Erdoberflächenparameter bzw. die Energieflüsse im LM nur einen Teil in der Genese des Niederschlagsprozesses ausmachen. Die Verteilung des Niederschlags zwischen TOP1000 und LM219 ist sich in der Struktur ähnlich. Die errechneten Niederschlagsintensitäten sind in TOP1000 jedoch signifikant größer. Auf die Ursachen in den jeweiligen Simulationen wird weiter unten eingegangen. Der Tagesgang des Niederschlags macht die Unterschiede zwischen den beiden Modellen noch deutlicher. Am dritten Tag um 13 UTC z.B. fällt im operationellen LM kein Niederschlag, in der Kopplung dagegen gemittelt rund 0,4 mm (Abbildung 7.25).

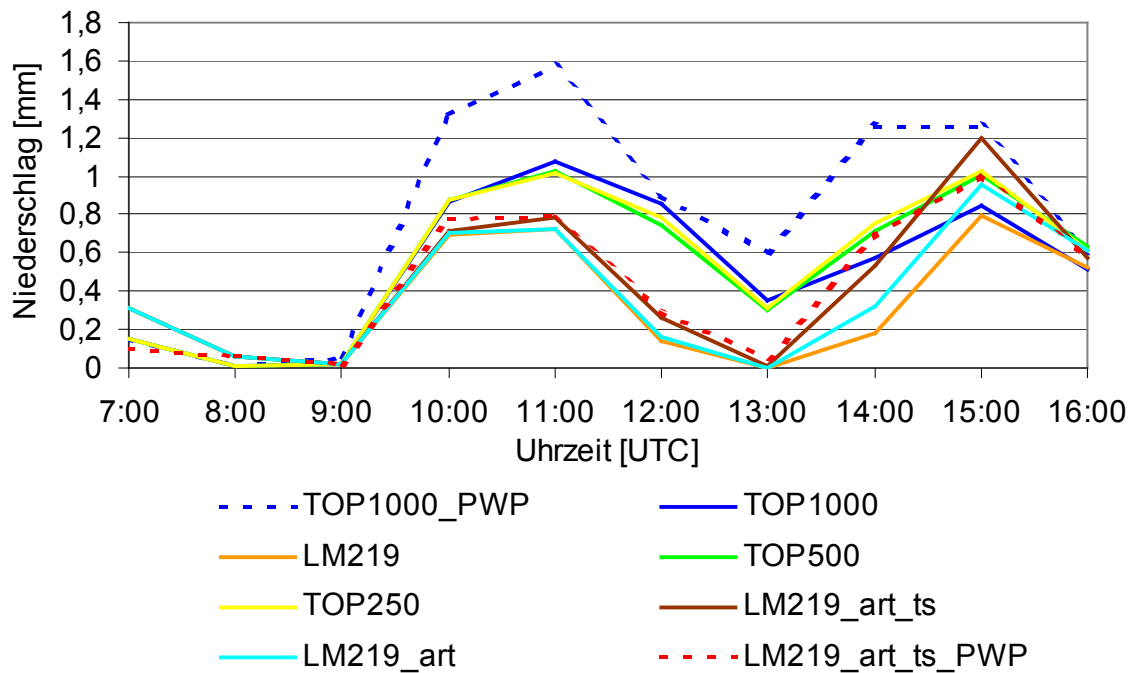


Abbildung 7.25: Wie Abbildung 7.19, aber für den Niederschlag.

An den ersten zwei Tagen tritt in allen Simulationen kein Niederschlag auf. In sämtlichen Simulationen dieser Fallstudie wird ein deutlicher Zusammenhang zwischen der jeweils eine Stunde vorher auftretenden Vertikalgeschwindigkeit und dem Niederschlag erkennbar. Die Niederschlagswolken entstehen in den Modellläufen im Untersuchungsgebiet und werden nicht von außerhalb herantransportiert (s.o.). Dies zeigt sich auch in der regionalen Verteilung des Bedeckungsgrades und des Flüssigwassergehaltes in den verschiedenen Schichten (nicht dargestellt). Die Ursache für die Vertikalgeschwindigkeit wiederum liegt in diesem Zeitraum in der Höhe der CAPE, da die Windrichtung in allen Simulationen relativ homogen ist. So stimmt die regionale Verteilung der Labilitätsenergie mit der Struktur des Niederschlages tendenziell überein (s.u.). Um die unmittelbaren Ursachen für die auftretenden Niederschläge zu ermitteln, wurde die vertikale Verteilung der Feuchtigkeit sowie die Labilität in der Atmosphäre untersucht. Beides sind wichtige Variablen für die Genese konvektiven Niederschlags (Findell & Eltahir 2003b; Williams & Renno 1993; Eltahir & Pal 1996). Der Feuchtigkeitsindex  $Hi_{low}$  (siehe Gleichung 2.3) liegt am frühen Morgen bei jeder Simulation unter dem Wert von 10 (Abbildung 7.26). Damit ist die Wahrscheinlichkeit gegeben, dass Niederschlag in Abhängigkeit von den Energieflüssen am Boden fallen kann, da die Feuchtigkeit in der Atmosphäre nahe dem Taupunkt liegt (Findell & Eltahir 2003). Die Unterschiede in dem Fluss latenter Wärme, der den  $Hi_{low}$  u.a. bedingt, sind zwischen den Simulationen groß ist, spielen aber nicht die entscheidende Rolle. So ist der Feuchtigkeitsindex über jeweils trockenem Boden nur um eins bzw. zwei niedriger als über feuchtem Boden.

Die CAPE wurde mithilfe der spezifischen Feuchte, der Temperatur und dem Druck in den verschiedenen Schichten berechnet (mit Gleichung 2.4) und ist in Graphik 7.27 dargestellt.

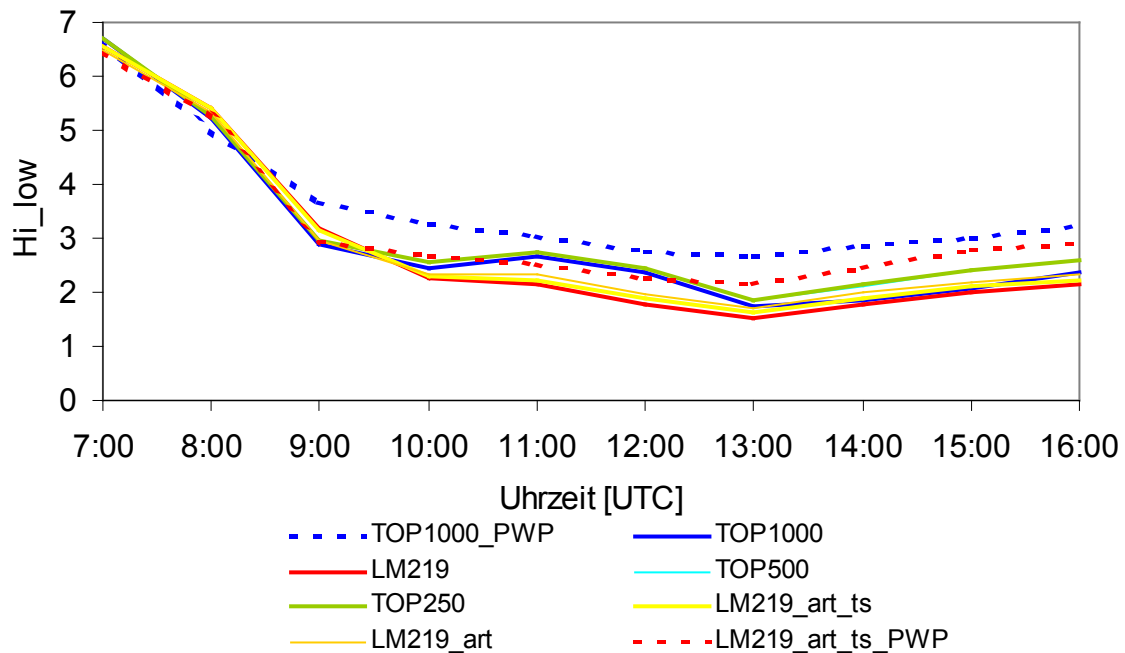


Abbildung 7.26: Wie Abbildung 7.19, aber für den Feuchtigkeitsindex  $H_{i_{low}}$ .

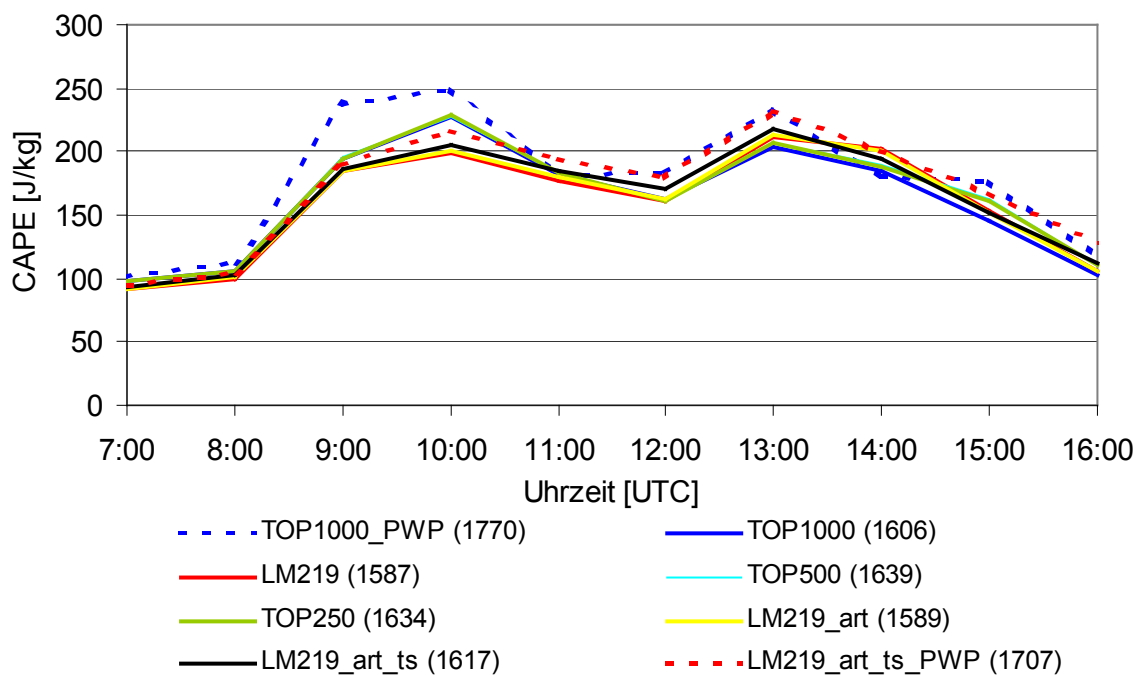


Abbildung 7.27: Wie Abbildung 7.19, aber für die CAPE. In Klammern ist die Gesamtsumme der gemittelten CAPE angegeben.

Die potentielle Äquivalenttemperatur steigt in dieser Fallstudie mit einer höheren Summe aus fühlbarem und latentem Wärmefluss an. Beide Flüsse werden sehr stark von der Bodenfeuchte beeinflusst. Die Äquivalenttemperatur wirkt wiederum auf die CAPE (vgl. Kapitel 2.2). Dies ist der wesentliche Grund für die unterschiedlichen Werte der Labilitätsenergie in den verschiedenen Modellrechnungen. Daneben spielen aber auch Rückkopplungsprozesse

in der Atmosphäre eine Rolle, da am dritten Tag ab 10 UTC Niederschläge einsetzen, welche die CAPE in den betreffenden Gebieten reduziert. Die unterschiedlich hohen Werte in der Labilität (erkennbar an der CAPE) führen schließlich – bei den gegebenen Feuchtigkeitsverhältnissen – in den Modellierungen zu ungleichen konvektiven Niederschlägen. Zu ähnlichen Ergebnissen der Wirkungen bodennaher Energieflüsse auf die CAPE und den konvektiven Niederschlag kommen auch Eltahir & Pal (1996) sowie Williams & Renno (1993). Die gemittelte CAPE in den verschiedenen Simulationen ist nur ein Indikator für die auftretenden Niederschlagssummen. Um hierbei die Einflüsse der Erdoberfläche zu verdeutlichen, werden für diese Fallstudie folgende Modellsimulationen miteinander verglichen, die sich durch die angegebenen Eigenschaften unterscheiden:

- a) TOP1000 und LM219: Parametrisierungen, Startwerte und externe Parameter
- b) TOP1000, TOP500 und TOP250: Skala der Erdoberfläche
- c) TOP1000 und TOP1000\_PWP sowie LM219 und LM219\_art\_ts\_PWP: Bodenfeuchte
- d) TOP1000\_PWP und LM219\_art\_ts\_PWP: Parametrisierungen
- e) LM219 und LM219\_art\_ts, LM219\_art: Bodenart und Bodentemperatur

Für die Simulationen werden pro Stunde Niederschläge, spezifische Feuchte, Windvektor, Wolkenbedeckung und Wolkenwassergehalt in den jeweiligen vertikalen Schichten sowie die abgeleiteten Variablen CAPE und  $H_{i,low}$  betrachtet.

Zu a)

Die Simulation LM219 beginnt mit einer im Vergleich zu TOP1000 niedrigen Bodenfeuchte (vgl. Abbildung 7.19) und einer kalten Bodentemperatur in der Nacht. Die Auswirkungen zeigen sich unmittelbar in der Berechnung der bodennahen Energieflüsse. Während des Tages ist die Summe aus fühlbarem und latentem Wärmefluss in TOPLATS deutlich höher (s.o.), so dass die Äquivalenttemperatur größer ist. TOPLATS führt also der Atmosphäre mehr Wärme und Feuchtigkeit zu. Dies hat Auswirkungen auf die vertikale Schichtung in der Atmosphäre. So ist die CAPE in TOP1000 an Orten, wo kein Niederschlag fällt, in jeder Stunde größer (vgl. Abbildung 7.27) und die Grenzschicht – über das vertikale Profil der potentiellen Temperatur errechnet – deutlich höher. Leichte Variationen in der CAPE können hierbei zu starkem oder gar keinem Niederschlag führen (Crook 1996). Grundsätzlich gilt jedoch, dass sich mit zunehmender CAPE die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von konvektivem Niederschlag erhöht (Williams & Renno 1993; Eltahir & Pal 1996). In der gekoppelten Version fällt wegen des größeren Auftriebes zu jedem Zeitpunkt mehr Niederschlag als im operationellen LM. Um 13 UTC sind die Unterschiede maximal, im LM fällt kaum konvektiver Niederschlag und in der Kopplung regional mehr als 20 mm. Die Ursache für diese Differenzen ist die größere Vertikalgeschwindigkeit in der Kopplung, die zu einer Kondensation in einer mächtigeren Schicht führt. Im LM erlangt der *Liquid Water Path* (LWP) im westlichen Modellgebiet keine so hohen Werte, als dass signifikanter Niederschlag hätte entstehen können. Die Wolken erreichen hier nur eine Schichtdicke von knapp 1000 m. Die Muster der Differenzen aus Niederschlag und CAPE stimmen ungefähr in der räumlichen Verteilung überein, wie Abbildung 7.28 veranschaulicht.

Zu b)

Die Unterschiede in den mittleren Energieflüssen und in den Grenzschichtvariablen zwischen TOP500 und TOP250 sind in dieser Fallstudie gering. Die Windrichtung ist nahezu gleich, ebenso die mittlere Windgeschwindigkeit, die um weniger als 0,1 m/s in den vertikalen Schichten abweicht. Die Differenz in der aufsummierten mittleren CAPE zwischen 7 und 16 UTC macht lediglich 5 J/kg aus.

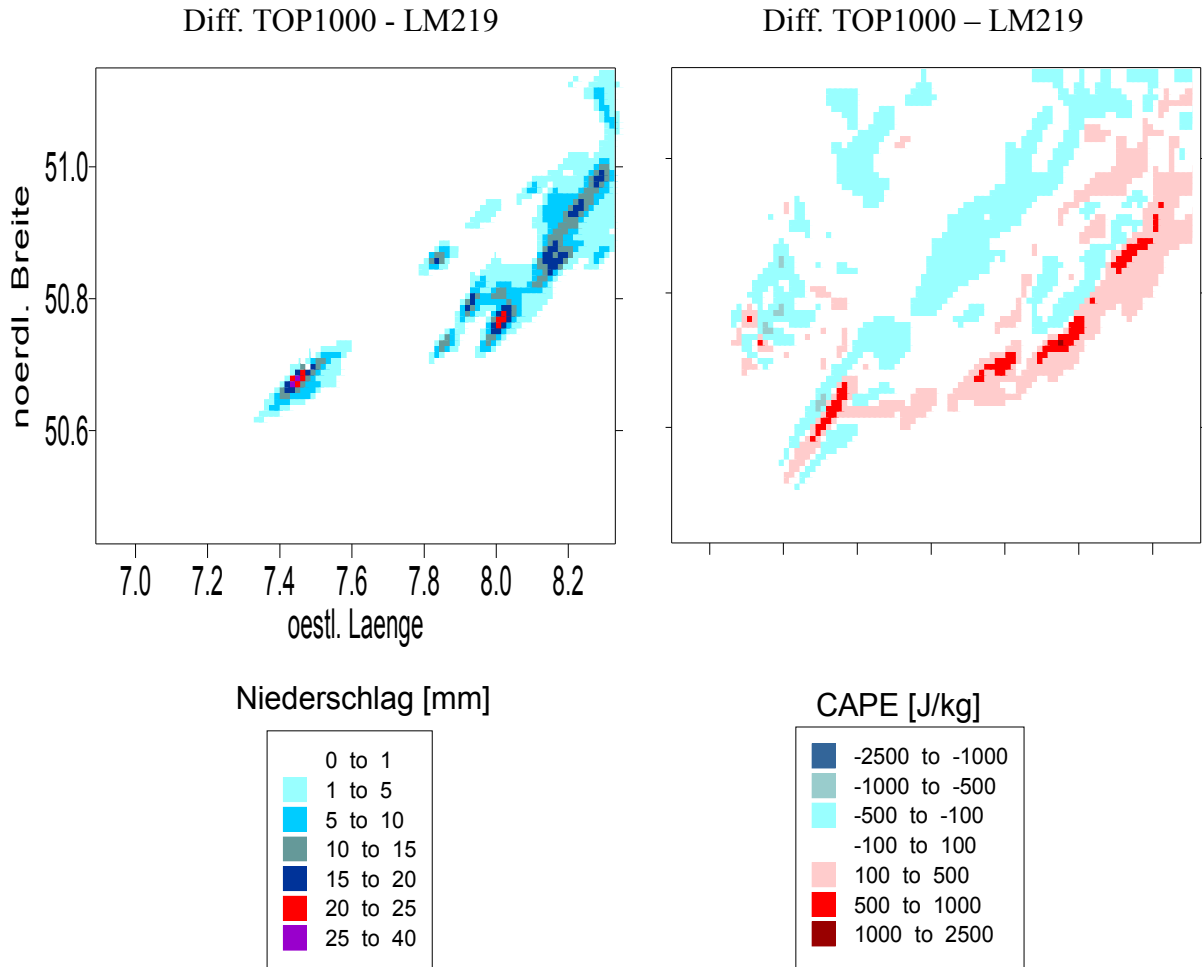


Abbildung 7.28: Differenzen in der CAPE zwischen TOP1000 und LM219 um 12 UTC und Unterschiede im Niederschlag um 13 UTC am 26.8.1999.

Der Tagesgang des Niederschlages ist nahezu identisch, lediglich die Position des Niederschlagsereignisses weicht um wenige Kilometer ab. Auf der 500m-Skala sind die Niederschläge einige Kilometer Richtung Osten verschoben (nicht dargestellt). Somit spielt ursprünglich die veränderte regionale Verteilung der Energieflüsse eine Rolle, die zu einer CAPE führen, die an unterschiedlichen Orten auftritt.

Zwischen den Modellierungen TOP1000 und TOP500 bzw. TOP250 sind dagegen die Unterschiede in den Energieflüssen und im Tagesgang des Niederschlages dagegen größer. Sie machen in der kumulierten Niederschlagssumme durchschnittlich 0,2 mm aus. Die Ursachen hierfür liegen in den stärkeren Abweichungen der unterschiedlichen prozentualen Anteile der Oberflächenparameter, die über die veränderten Energieflüsse zu größeren Differenzen in der Grenzschicht führen. Die in der Vertikalen gemittelte Windgeschwindigkeit liegt in TOP500 um 0,2 m/s höher als in TOP1000. Somit spielen die Differenzen im Windvektor nur eine untergeordnete Rolle. Die gemittelte CAPE ist in den höheren Auflösungen um ca. 30 J/kg größer als in der größeren Auflösung. Am Vormittag und Mittag fällt mehr Niederschlag in TOP1000, während sich ab 14 UTC die Verhältnisse umkehren und eine Stunde später maximal werden. Die unterschiedlichen Werte in der Labilitätsenergie in den Simulationen sind hierfür die Ursache (Abbildung 7.29). Die Position der Niederschläge ist leicht verschoben, während die Differenzen in der Niederschlagshöhe größer als im vorangegangenen Beispiel sind.



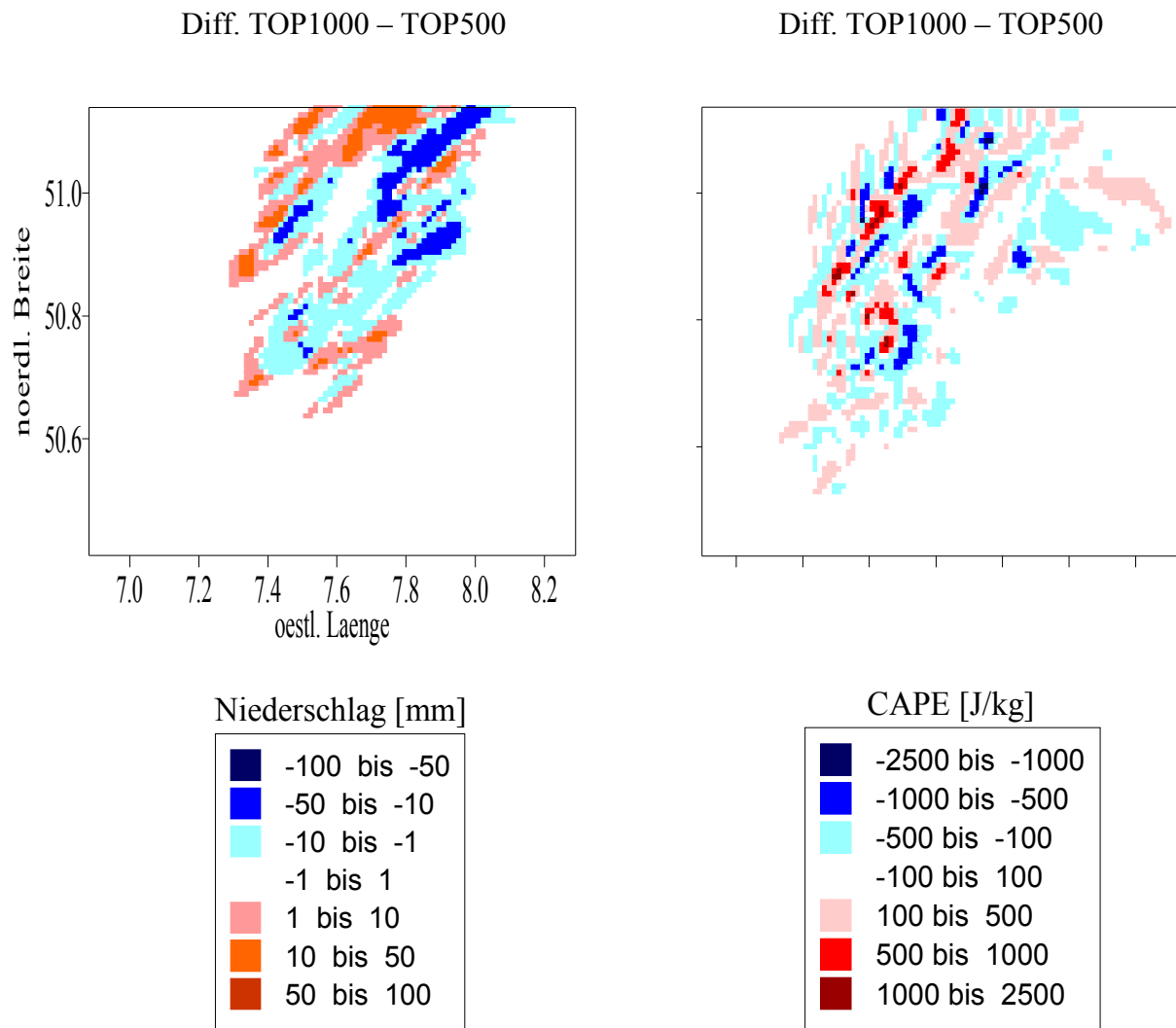


Abbildung 7.29: Differenzen in der CAPE um 14 UTC und Unterschiede im Niederschlag zwischen TOP1000 und TOP500 um 15 UTC am 26.8.1999.

Im Mittel fällt in TOP500 um 15 UTC mit 0,2 mm signifikant (> 99 % Signifikanzniveau) mehr Niederschlag als in TOP1000, die durchschnittliche CAPE ist um 14 Uhr 8 J/kg größer, diese Abweichung ist ebenso signifikant.

Zu c)

Die vier Simulationen TOP1000 und TOP1000 PWP sowie LM219 und LM219\_art\_ts\_PWP unterscheiden sich beim Vergleich der Modelle untereinander lediglich in dem Startwert der Bodenfeuchte (vgl. Abbildung 7.19). Durch die niedrigere initialisierte Bodenfeuchte in TOP1000\_PWP steigt die Bodentemperatur im Vergleich zu TOP1000 stark an. Damit erhöht sich auch der fühlbare Wärmefluss und entsprechend die 2m-Temperatur. Ebenso nimmt die Windgeschwindigkeit zu, die Windrichtung verändert sich nur leicht. Gleichzeitig reduziert sich der über das Untersuchungsgebiet gemittelte latente Wärmefluss um mehr als 50 %. Die TKE und die Höhe der Grenzschicht steigen stark an. Trotz der geringeren Verdunstung gibt es in der akkumulierten Summe rund 40 % mehr Niederschlag über trockenem Boden. Die Ursache ist (wie in den ersten beiden Fällen a und b) mit der Labilität zu erklären, die in den Gebieten, in welchen eine Stunde später Niederschlag fällt, in TOP1000\_PWP jeweils größer ist. Die untere Atmosphäre ist wegen der geringeren Verdunstung in dieser Simulation trockener, erkennbar an dem etwas höheren Feuchtigkeitsindex  $Hi_{low}$ . Dieser ist aber für die Genese der unterschiedlichen Niederschläge nicht alleine

verantwortlich. Der Antrieb über den Fluss fühlbarer Wärme ist in diesen Simulationen letztlich für die Höhe des Niederschlags entscheidend. Zwei weitere Simulationen wurden mit jeweils 5 und 10 % reduzierter Bodenfeuchte zu Beginn in der Kopplung durchgeführt. Der später prognostizierte Niederschlag steigt im Vergleich zur Modellierung TOP1000 graduell an. Hier zeigt sich also besonders, dass die Bodenfeuchte wesentlich den Niederschlagsprozess (indirekt über die Energieflüsse) beeinflusst, da es auch einen Gradienten in der Niederschlagssumme gibt (vgl. Abbildung 7.23). Um 14 UTC sind die Unterschiede zwischen den beiden Modellläufen maximal. Die Differenzen in der CAPE eine Stunde zuvor ist die Ursache hierfür (Abbildung 7.30).

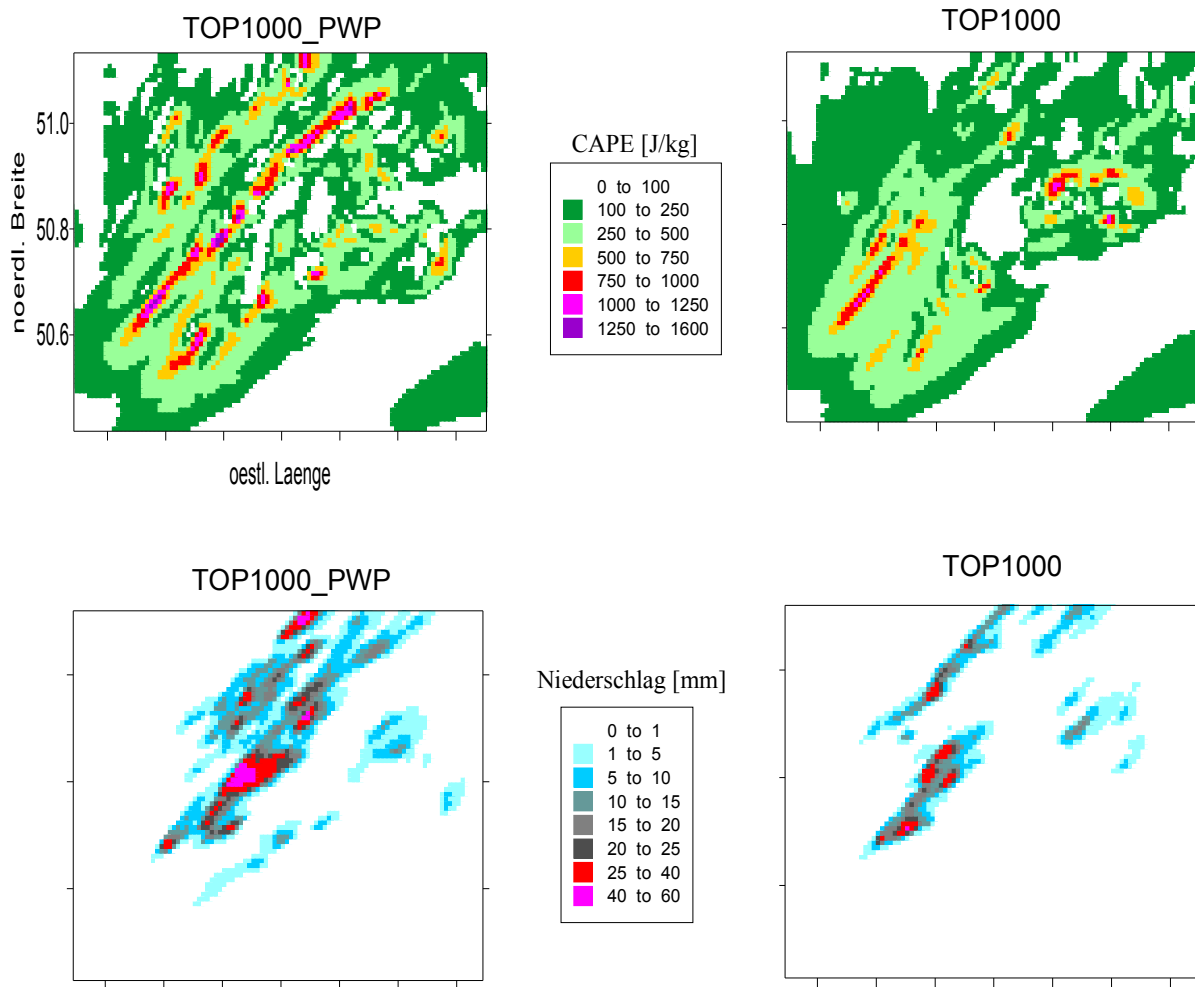


Abbildung 7.30: Mit der Kopplung jeweils bei verschiedenen Bodenfeuchten modellierte CAPE am 26.8.1999 um 13 UTC und prognostizierter Niederschlag um 14 UTC.

Die mit der CAPE korrespondierende Vertikalgeschwindigkeit und der mittlere Horizontalwind sind in Abbildung 7.31 dargestellt. Der Auftrieb ist mit teilweise mehr als 1 m/s typisch für eine Gewitterwolke und führt zu ergiebigen Niederschlägen, die im Modell örtlich 40 mm pro Stunde überschreiten. Die Niederschläge über trockenem Boden treten über einer größeren Fläche auf und sind wesentlich intensiver. Die künstliche Erniedrigung der Bodenfeuchte in LM219\_art\_ts\_PWP führt – wie auch in der gekoppelten Version – im Vergleich zum Modelllauf LM219 im Mittel zu einer rund 50 % höheren Niederschlagssumme; teilweise ist hierfür auch die andere Bodentemperatur und neu implementierte Bodenart verantwortlich (Fall e).

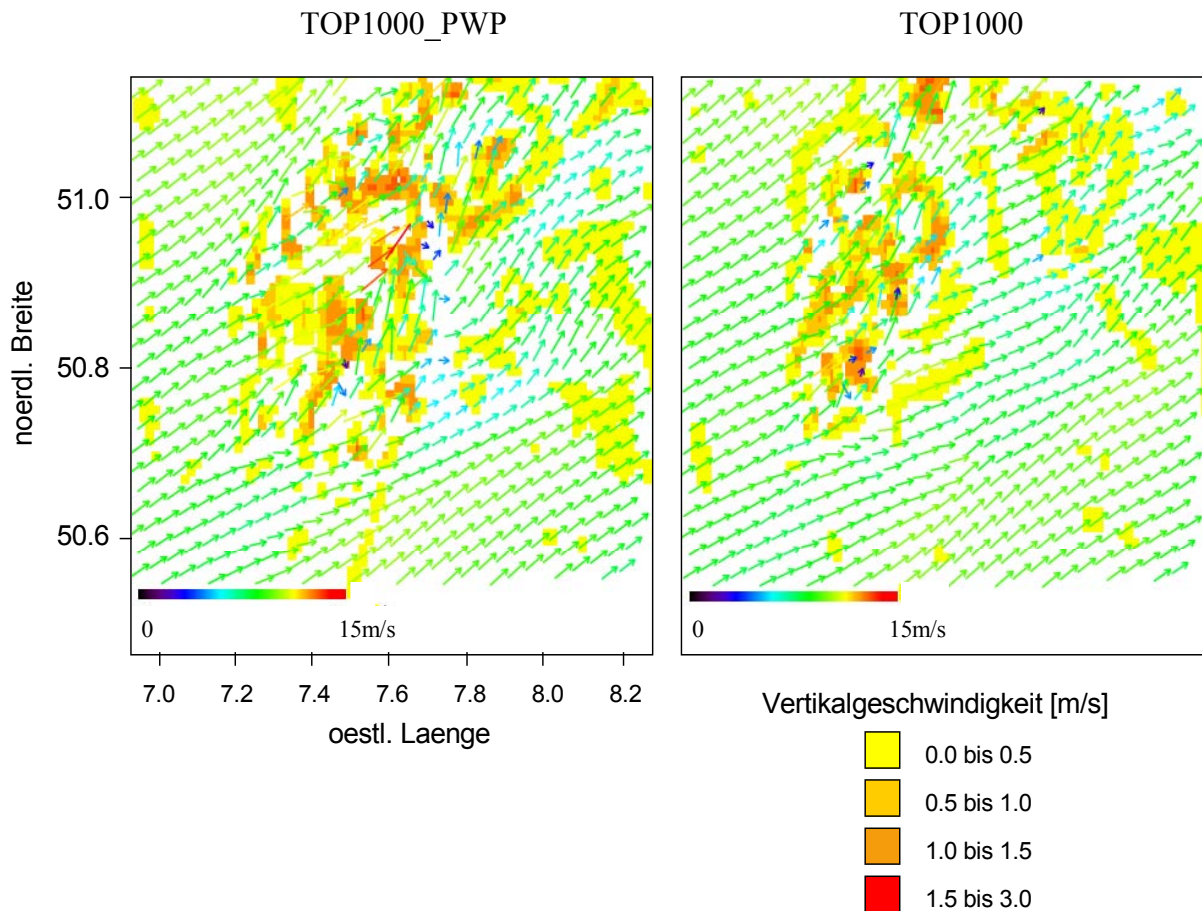


Abbildung 7.31: Mit der Kopplung jeweils bei verschiedenen Bodenfeuchten modellierte Vertikalgeschwindigkeit und Horizontalwind am 26.8.1999 um 13 UTC. Die dargestellten Werte sind ein Mittel aus 850 m und 2700 m Höhe.

Die Differenzen in der CAPE und in dem Niederschlag sind jedoch – im Gegensatz zum obigen Fall – nicht so deutlich und werden erst ab dem Nachmittag größer. Insgesamt sind die Unterschiede aus der Summe der CAPE und den Niederschlägen zwischen diesen beiden Modellrechnungen deutlich (Abbildung 7.32). Erst ab 14 UTC fallen in den beiden Simulationen unterschiedliche Niederschläge, zu diesem Zeitpunkt sind die Differenzen maximal.

Zu d)

Die Modellläufe TOP1000\_PWP und LM219\_art\_ts\_PWP ermöglichen den direkten Vergleich der Auswirkungen, den die unterschiedlichen physikalischen Gleichungen in den Bodenmodellen verursachen. So sind die Startwerte der Bodenfeuchte und der gemittelten Bodentemperatur sowie die Beschreibung des Bodens identisch. Lediglich in der Höhe des LAI gibt es teilweise Unterschiede in den Gitterpunkten. Die Tatsache, dass in der Kopplung die Summe aus fühlbarem und latentem Wärmefluss größer ist, lässt für diese Fallstudie vermuten, dass auch die Niederschläge größer sind. Tatsächlich ist der gemittelte kumulierte Niederschlag in TOP1000\_PWP um rund 4,5 mm höher als in LM219\_art\_ts\_PWP. Die CAPE ist in den Morgenstunden in der Kopplung größer, ab dem Nachmittag gleichen sich die gemittelten Werte an (vgl. Abbildung 7.27). Trotzdem sind die Niederschläge in der Kopplung intensiver. Am Vormittag sind die Labilitäts- und Niederschlagsdifferenzen am höchsten.

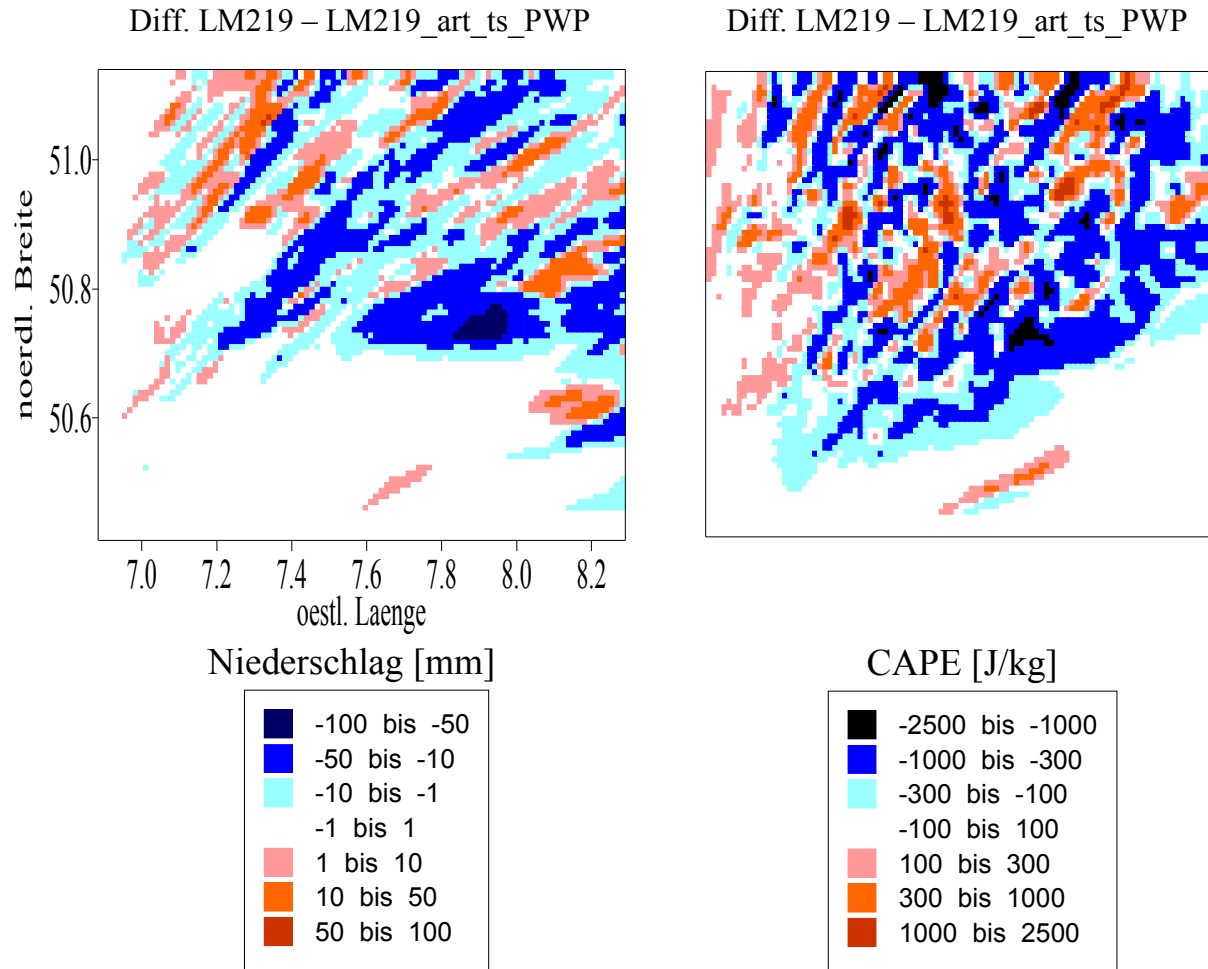


Abbildung 7.32: Differenzen der mit dem LM bei verschiedenen Bodenfeuchten simulierten aufsummierten CAPE und Unterschiede im Niederschlag am 26.8.1999 zwischen 7 UTC und 16 UTC.

Zu e)

Die Unterschiede zwischen LM219 und LM219\_art bzw. LM219\_art\_ts zeigen sich unmittelbar in den simulierten Energieflüssen (nicht dargestellt). Der Fluss latenter Wärme sinkt in LM219\_art gegenüber LM219. Der fühlbare Wärmefluss steigt jedoch mittags um ca. 40 W/m<sup>2</sup> nur aufgrund des veränderten Bodens an, obwohl die initialisierte effektive Sättigung gleich bleibt und nur die bodenphysikalischen Eigenschaften verändert sind. Die TKE steigt nachmittags in beiden Modellläufen mit modifizierten Boden an (nicht dargestellt) sowie die Maxima der CAPE wegen des größeren fühlbaren Wärmeflusses (vgl. Abbildung 7.27). Die Niederschlagssumme steigt in LM219\_art im Vergleich zum LM219 um ca. 1,5 mm, in LM219\_art\_ts um 2,5 mm an.

### 7.3.2 Fallstudie III

Zur Verifikation der Niederschlagsprognosen und zum Verständnis der Einflussnahme der Bodenfeuchte auf die Atmosphäre wurden fünf Simulationen durchgeführt. Die Modellierungen wurden mit der Kopplung in drei verschiedenen Auflösungen gerechnet, sowie eine mit dem LM. Zusätzlich wurden in einer weiteren Modellierung veränderte Oberflächenparameter und Startwerte im LM benutzt. Bei den Simulationen mit der Kopplung entsteht jeweils Niederschlag, der mit zunehmender räumlicher Auflösung in TOPLATS abnimmt.

Dieser wird jedoch in der Ausdehnung und Intensität im Vergleich zur kalibrierten Radarmessung unterschätzt (Abbildung 7.33).

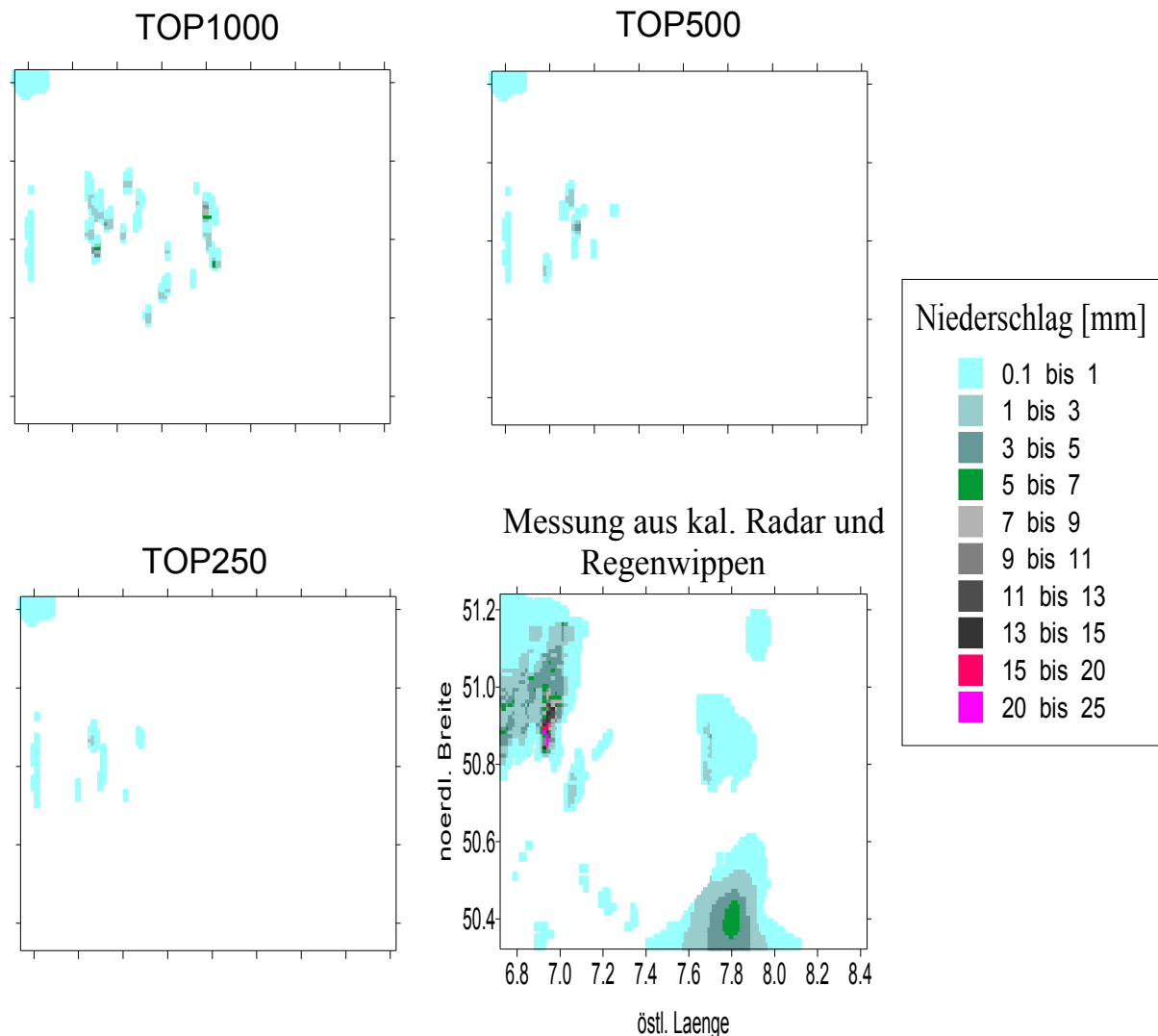


Abbildung 7.33: Mit der Kopplung in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen simulierter, sowie mit dem kalibrierten Radar und mit Regenwippen gemessener kumulierter Niederschlag am 14.9.1999.

In der Radarmessung fällt von 11 bis 13 UTC Niederschlag, in den Modellläufen mit der Kopplung jeweils zwischen 14 und 17 UTC. Im LM wird dagegen überhaupt kein Niederschlag prognostiziert. Es wurde eine weitere Simulation mit dem LM durchgeführt (LM\_art\_ts\_feuchte), in dem Startwerte der Bodenfeuchte und der Bodentemperatur sowie bodenphysikalische Parameter aus der Kopplung verwendet wurden. In dieser Modellierung fällt jedoch auch kein Niederschlag. Im Folgenden werden die Ursachen für die Unterschiede in der Niederschlagsbildung zwischen dem LM und der Kopplung, sowie die Skalenabhängigkeit in den gekoppelten Modellen untersucht. Die Flüsse fühlbare und latente Wärme sind in LM219 und LM219\_art\_ts\_feuchte um ca.  $80 \text{ W/m}^2$  niedriger als in den beiden Simulationen mit der Kopplung. Der Feuchte- und Wärmetransport vom Boden in die Atmosphäre ist in den LM-Simulationen also geringer (Abbildung 7.34 und Tabelle 7.2). Die homogene Verteilung der Verdunstung in TERRA ist eine Auswirkung der gleichmäßig verteilten Bodenfeuchte und Landnutzungsparameter (vgl. Abbildungen Anhang A-2 und A-3). Je heterogener die Landoberfläche ist, umso mehr schwankt auch die Verdunstung im

Modellgebiet. In der Kopplung wird entsprechend eine große Variabilität in der Bodenfeuchte und der Verdunstung deutlich.

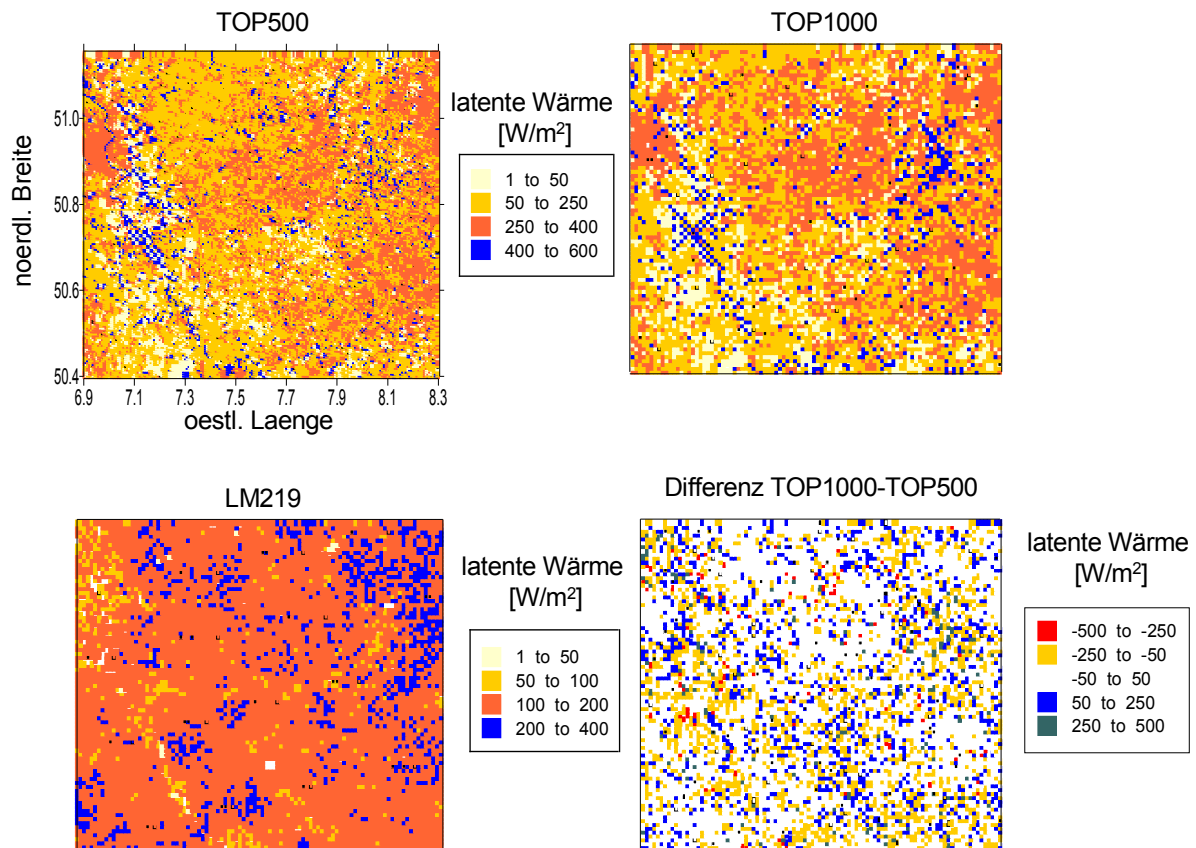


Abbildung 7.34: Simulierter Fluss latenter Wärme am 14.9.1999 um 14 UTC. In Klammern ist das Gebietsmittel angegeben. Außerdem ist die Differenz aus den Modellläufen TOP1000 und TOP500 dargestellt.

	<i>TOP1000</i>	<i>TOP500</i>	<i>LM219</i>
Strahlungsbilanz Q	420	422	415
Fluss latenter Wärme E	200	186	134
Fluss fühlbarer Wärme H	165	161	143
Bodenwärmestrom B	123	131	138
Summe	-68	-56	0

Tabelle 7.2: Gemittelte simulierte Energieflüsse am 14.9.1999 um 14 UTC.

Es fällt auf, dass die modellierte Verdunstung über den Flüssen sehr groß ist (vgl. Abbildung 4.2). Die Wasserflächen im Datensatz, auf den TOPLATS zugreift, wurden mit einem sehr hohen LAI versehen (vgl. Tabelle 4.4). Außerdem weisen diese Orte aufgrund der Höhenlage einen hohen topographischen Index auf, der zu Beginn der Simulationen zu einem negativen Grundwasserspiegel und entsprechender Übersättigung mit Wasser führt. Beide Faktoren sind in der Kopplung die Ursache für die hohe Verdunstungsrate über Wasserflächen. Über den Stadt- und Grasflächen zeigen sich ähnlich große Verdunstungsraten. Die Unterschiede in den simulierten Energieflüssen im LM und in der Kopplung können so deutlich ausfallen (obwohl die Einstrahlung am Boden nahezu identisch ist), da die Energiebilanz in TOP1000 und TOP500 mit bis zu  $-70 \text{ W/m}^2$  deutlich von Null abweicht. Die Energie, die der Atmosphäre zusätzlich zugeführt wird, wird an der modellierten potentiellen

Äquivalenttemperatur  $\Theta_{\bar{A}}$  erkennbar, die in den Simulationen mit der Kopplung größer ist (Abbildung 7.35 und 7.36).

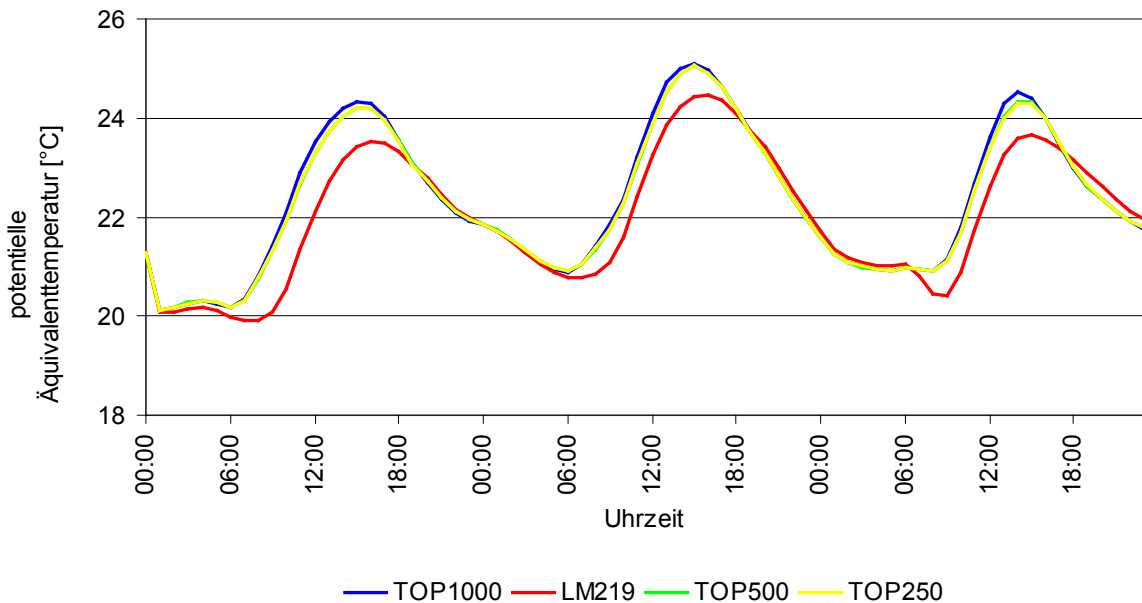


Abbildung 7.35: Simulierte potentielle Äquivalenttemperatur, gemittelt im Modellgebiet zwischen einer Höhe von 70 m und 5000 m im Zeitraum 12.9. bis 14.9.1999.

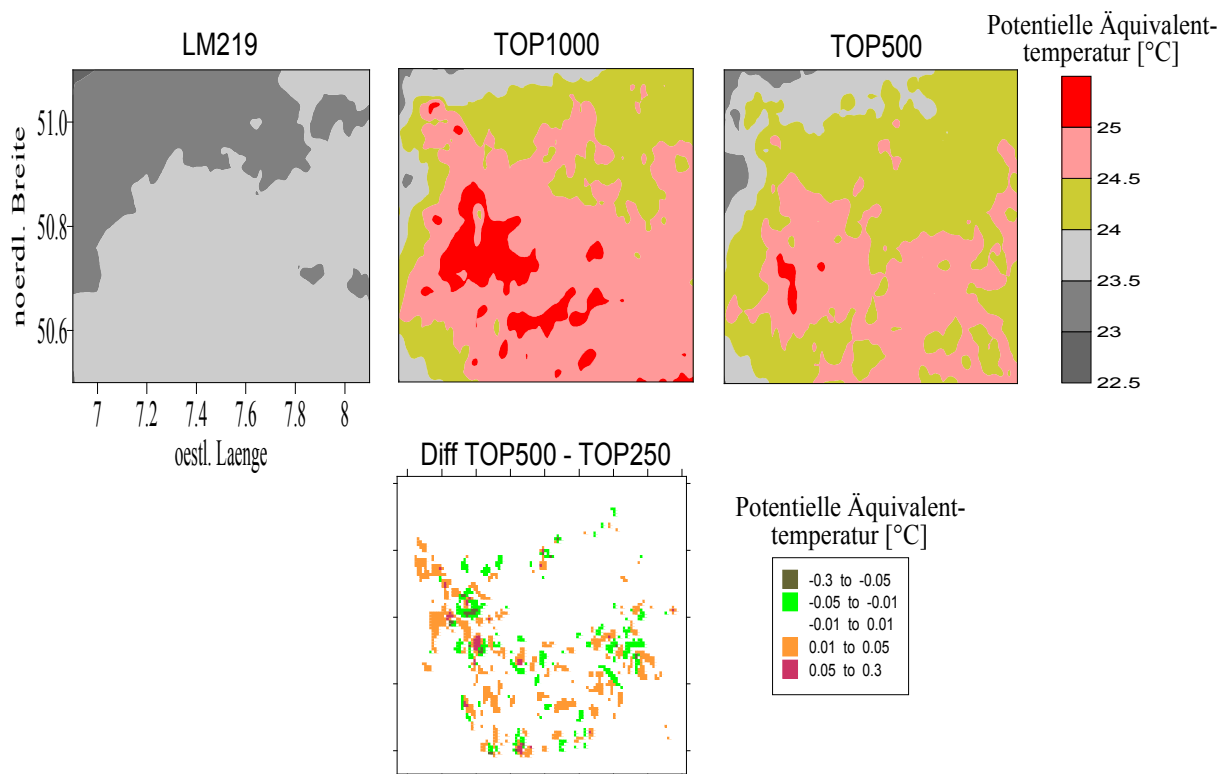


Abbildung 7.36: Simulierte potentielle Äquivalenttemperatur gemittelt zwischen einer Höhe von 70 m und 5000 m am 14.9.1999 um 13 UTC. Darunter ist die Differenz dieser Variablen zwischen TOP500 und TOP250 dargestellt.

Die potentielle Äquivalenttemperatur ist eine wichtige Variable zur Bestimmung der CAPE. Je höher die Äquivalenttemperatur ist (bei ähnlicher advektiver Komponente), umso größer

ist die Wahrscheinlichkeit einer gesteigerten CAPE (Renno 1993). Die Unterschiede in den Temperaturen und der Advektion zwischen den verschiedenen Simulationen sind in der Nacht sehr gering und werden tagsüber maximal. Die räumliche Verteilung von  $\Theta_{\bar{A}}$  zeigt an, dass in den Kopplungs-Simulationen deutlich höhere Werte im Westen und im Süden vorherrschen (vgl. Abbildung 7.36). Die CAPE ist in TOP1000 und TOP500 in diesen Regionen entsprechend größer als in LM219 (Abbildung 7.37).

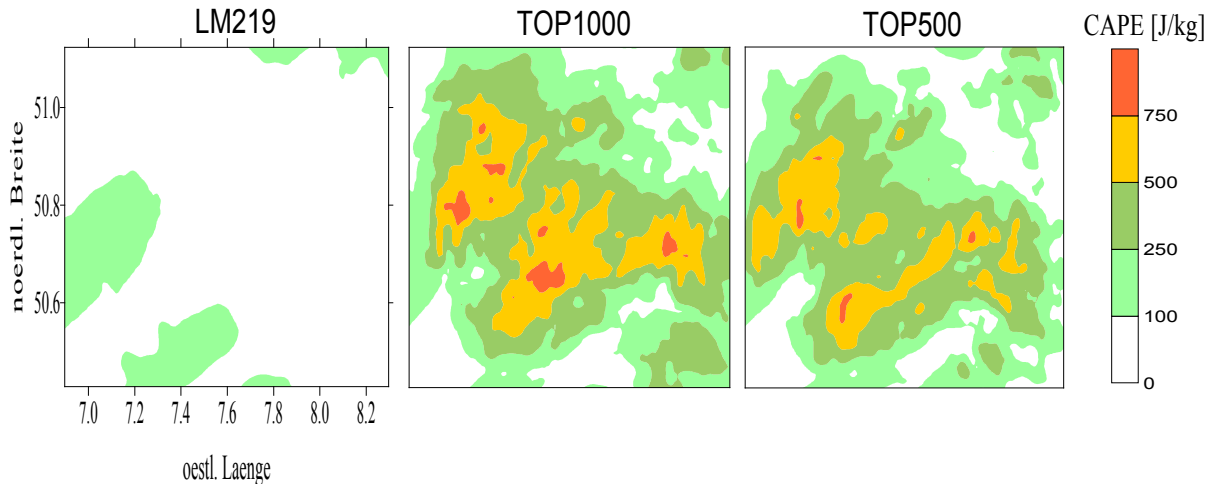


Abbildung 7.37: Mit dem LM und der Kopplung in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen simulierte CAPE am 14.9.1999, gemittelt zwischen 13 UTC und 16 UTC.

Die CAPE-Werte, als Indikator für die Labilität, sind im LM mit bis zu 250 J/kg nicht so groß, als dass signifikanter Niederschlag alleine über den entsprechenden Auftrieb hätte produziert werden können. Der Grenzwert für die Entstehung von Niederschlagswolken aufgrund von Konvektion bzw. der CAPE liegt bei ca. 400 J/kg (Battan 1973). In der Kopplung erreicht die Labilitätsenergie dagegen bis zu 1000 J/kg. Der Auftrieb der Luft wird durch das prognostizierte Windfeld zusätzlich verstärkt. Durch die Unterschiede in den Energieflüssen ist in der Kopplung das Windfeld im Vergleich zum LM so verändert, dass eine horizontale Windkonvergenz entstanden ist, die in TOP500 schwächer ausgeprägt ist als in TOP1000 (Abbildung 7.38 bis Abbildung 7.40). In Verbindung mit der CAPE hat diese zu größeren Vertikalgeschwindigkeiten und höheren Niederschlägen geführt. Die horizontale Divergenz  $D$  in Abb. 7.40 wurde folgendermaßen berechnet (Kraus 2002):

$$D = \frac{1}{\Delta x} (\bar{u}_c - \bar{u}_a) + \frac{1}{\Delta y} (\bar{v}_d - \bar{v}_b) \quad (7.1)$$

$x$  bzw.  $y$  sind die Gitterweiten in zonaler und meridionaler Richtung,  $u$  und  $v$  die entsprechenden gemittelten Windkomponenten in Abhängigkeit von der geographischen Breite  $c$ ,  $a$  und von der geographischen Länge  $d$ ,  $b$ .

Die Energieflüsse am Boden erzeugen somit nicht nur unterschiedliche atmosphärische Stabilitäten (wie in Fallstudie II), sondern auch ein anderes Windfeld, welches im westlichen Gebiet eine bodennahe Konvergenz des Horizontalwindes erzeugt! Die Atmosphäre in TOP1000 ist dort, wo die Konvergenz auftritt (entsprechend negative Werte der Divergenz in Abb. 7.40), in den für die Niederschlagsgenese entscheidenden Schichten deutlich feuchter. Entsprechend ist der Feuchtigkeitsindex niedriger (vgl. Abb. 7.38). Im östlichen Gebiet sind auch Tendenzen einer Konvergenz in TOP1000 zu erkennen.



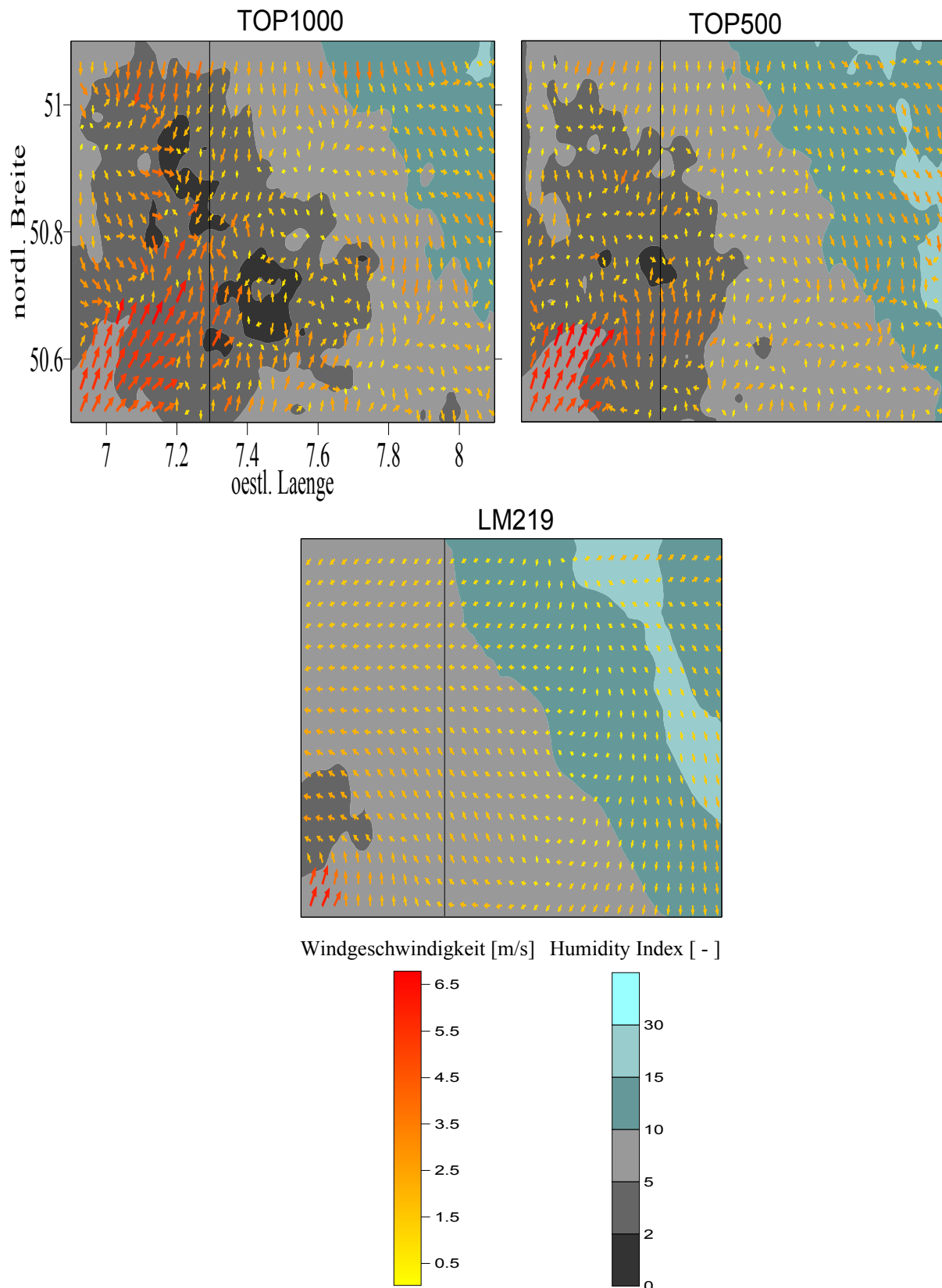


Abbildung 7.38: Simuliertes Windfeld im LM und in der Kopplung in zwei verschiedenen räumlichen Auflösungen am 14.9.1999 um 13 UTC. Die Windvektoren sind ein Durchschnitt aus einer Höhe zwischen 0 m und 700 m. Außerdem ist der (für die gleiche Zeit) gemittelte Feuchtigkeitsindex  $Hi_{low}$  dargestellt, der zwischen 650 hPa und 400 hPa errechnet wurde. Die Querstriche deuten das Gebiet an, in dem jeweils ein Vertikalprofil erstellt wurde (vgl. Abb.7.33).

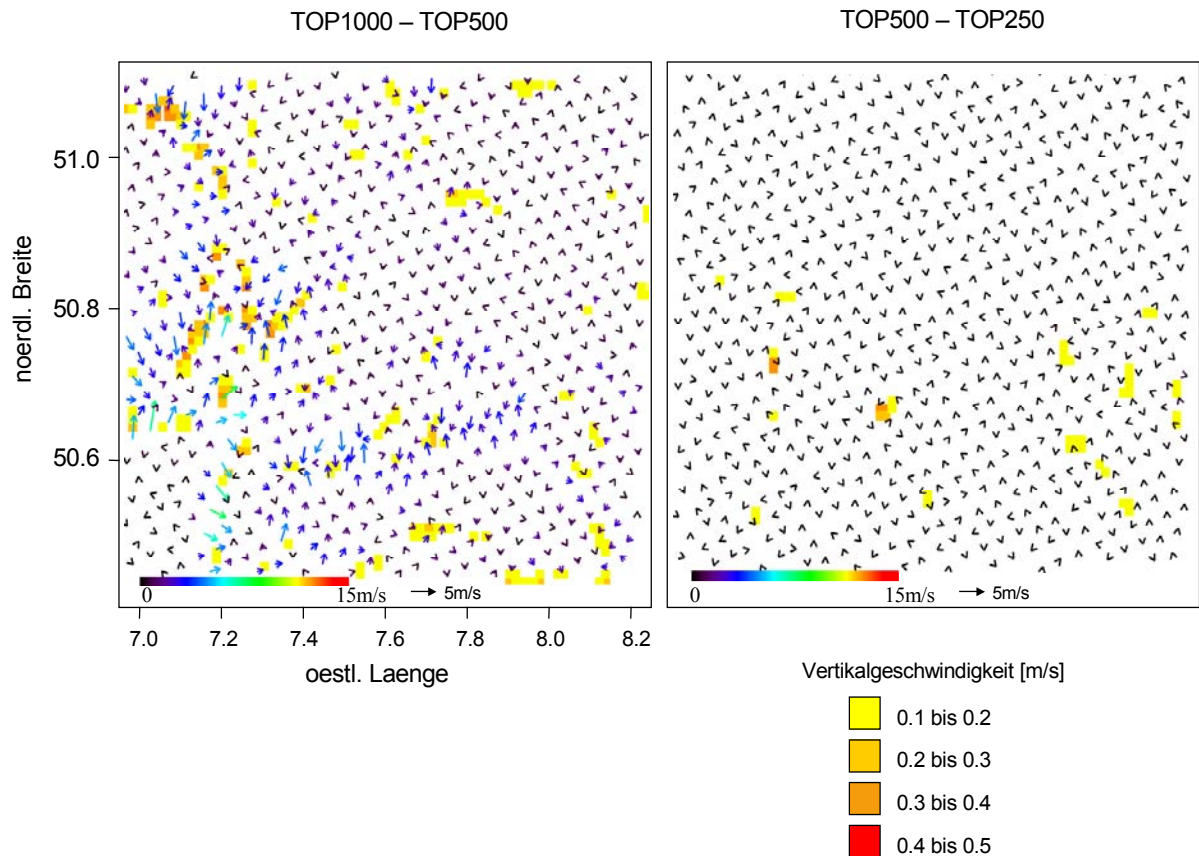


Abbildung 7.39: Differenzen des horizontalen Windes und der positiven Vertikalgeschwindigkeit zwischen der Kopplung in unterschiedlichen Auflösungen am 14.9.1999 um 13 UTC. Die Differenzen-Vektoren sind ein Durchschnitt aus einer Höhe zwischen 0 m und 700 m.

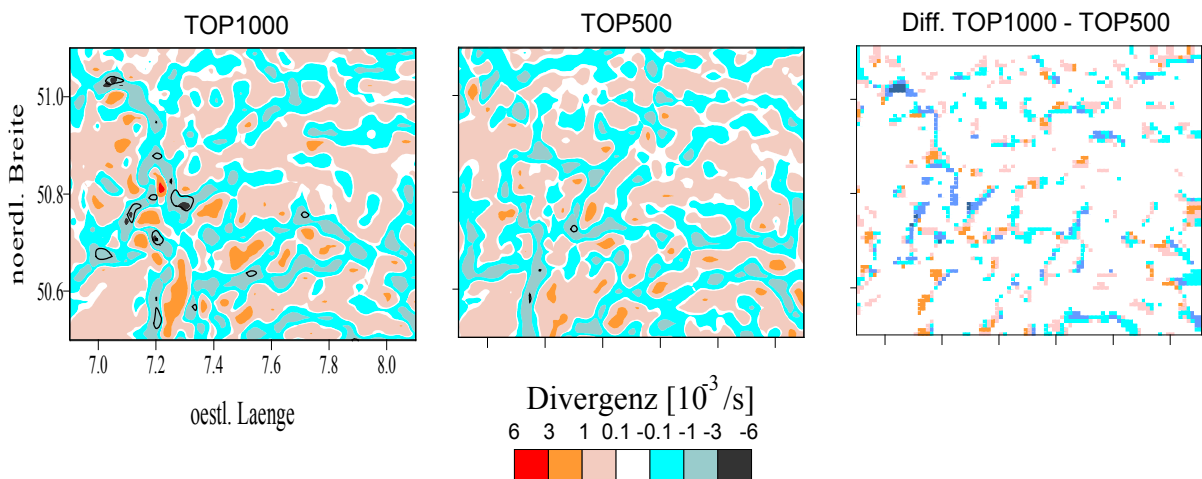


Abbildung 7.40: Divergenz des Horizontalwindes im LM und in der Kopplung in verschiedenen räumlichen Auflösungen am 14.9.1999 um 13 UTC. Die Werte sind ein Mittel aus einer Höhe zwischen 0 m und 700 m. In schwarzen Linien eingerahmt sind die Vertikalgeschwindigkeiten ab 1,5 m/s. Sie sind ein Mittel aus dem gleichen obigen Zeitraum zwischen einer Höhe von 300 m und 2000 m. In der rechten Abbildung ist die Differenz der Divergenz aus Simulationen mit der Kopplung dargestellt, wobei in der Berechnung nur negative Divergenzwerte berücksichtigt wurden (d.h. negative Differenzwerte bedeuten, dass die Konvergenz in TOP1000 größer als in TOP500 ist).

In diesen Bereichen ist die Feuchtigkeit in der Atmosphäre – mit Werten des Feuchtigkeitsindex von mehr als 10 – jedoch niedrig, so dass die Wahrscheinlichkeit für eine Kondensation und Wolkenbildung geringer ist. In LM219 tritt keine Konvergenz auf, die Windgeschwindigkeit ist in allen Schichten bis in 3 km Höhe im Mittel um 1,0 m/s niedriger als in TOP1000. Außerdem sind Windrichtung und Feuchtigkeit in der Atmosphäre im LM wesentlich homogener verteilt. Die für den Niederschlag verantwortlichen Wolken befinden sich in einer Höhe zwischen 3000 m und 6000 m Höhe. Der  $H_{i_{low}}$  als diagnostische Variable benutzt, wurde deshalb auch für höhere Schichten zwischen 650 hPa und 400 hPa errechnet, da hier die spätere Wolkenbildung einsetzt. Deutliche Unterschiede im Windfeld treten zwischen den Simulationen TOP1000 und LM219 erst ab 10 UTC in Schichten ab 850 m Höhe auf, die sich jedoch auf den östlichen Teil des Modellgebietes beschränken (nicht dargestellt). Um 12 UTC gibt es erstmals stärkere Unterschiede der Windgeschwindigkeit und -richtung in Bodennähe im westlichen Modellgebiet. In LM219 liegt die mittlere Windgeschwindigkeit bis in eine Höhe von 700 m unter 1 m/s und das Windfeld homogen. Diese Zustände ändern sich bei dieser Simulation bis 18 UTC lediglich im südwestlich Teil, wo die Windgeschwindigkeit zunimmt, ohne dass jedoch stärkere Konvergenzen auftreten. In TOP1000 treten ab 13 UTC deutliche Konvergenzen in westlichen Regionen auf und damit verbunden Vertikalgeschwindigkeiten, die 0,5 m/s überschreiten. Diese Konvergenzen bleiben bis 17 UTC an verschiedenen Orten erhalten. Die Unterschiede zwischen TOP1000 und TOP500 werden in Bodennähe und bis 3000 m Höhe erst ab 13 UTC größer (vgl. Abb. 7.39). Die größten Differenzen gibt es im Nordwesten und zentralen Westen, wo in TOP1000 bis in 700 m Höhe ein Nordwind auftritt, der mit einer Südströmung zusammenfließt. Diesen Nordwind gibt es in abgeschwächter Form in TOP500 eine Stunde später, so dass es auch hier zu einer Horizontalkonvergenz kommt, die jedoch schwächer ausgeprägt ist (vgl. Abb. 7.40). Die Unterschiede in dem Windfeld zwischen TOP500 und TOP250 sind dagegen wesentlich geringer (vgl. Abbildung 7.39). Die Ursachen für die auftretenden Windkonvergenzen können sowohl mit der Windzirkulation, als auch mit der Labilität der Atmosphäre erklärt werden. In allen drei Simulationen mit der Kopplung tritt eine südliche Strömung in der Höhe auf, die durch die Auftriebsbewegungen der Luft gestört werden. Hier werden die Labilitäten ab dem Mittag so groß, dass deutliche Vertikalbewegungen auftreten, die zu einer Zirkulation führen (Abbildung 7.41). Die Ursache für die Labilität in den Simulationen mit der Kopplung ist jeweils eine starke Aufheizung der bodennahen Atmosphäre zwischen 50.5 und 50.75 nördlicher Breite im Modellgebiet, die schließlich zu einem Nordwind in Bodennähe führt, welche die Konvergenz schließlich auslöst. Die Horizontalkonvergenz ist in LM219 nicht erkennbar, im zentralen Modellgebiet treten entsprechend auch keine stärkeren Vertikalgeschwindigkeiten auf. In TOP1000 bildet sich um 16 UTC mehr Wolkenwasser als in TOP500, da die CAPE stärker und die Konvergenz entsprechend größer ist. Aus der sich in TOP1000 entwickelnden Wolke fällt um 17 UTC im Maximum rund 5 mm Niederschlag, in TOP500 sind es 2 mm weniger. Die Unterschiede zwischen den Modellierungen TOP500 und TOP250 sind bezüglich der Vertikalstruktur der Temperatur und des horizontalen Windfeldes gering (vgl. Abbildungen 7.36 und 7.39) und die Differenzen in der vertikalen Verteilung des Windes und des Wolkenwassergehaltes nicht weiter analysiert worden.

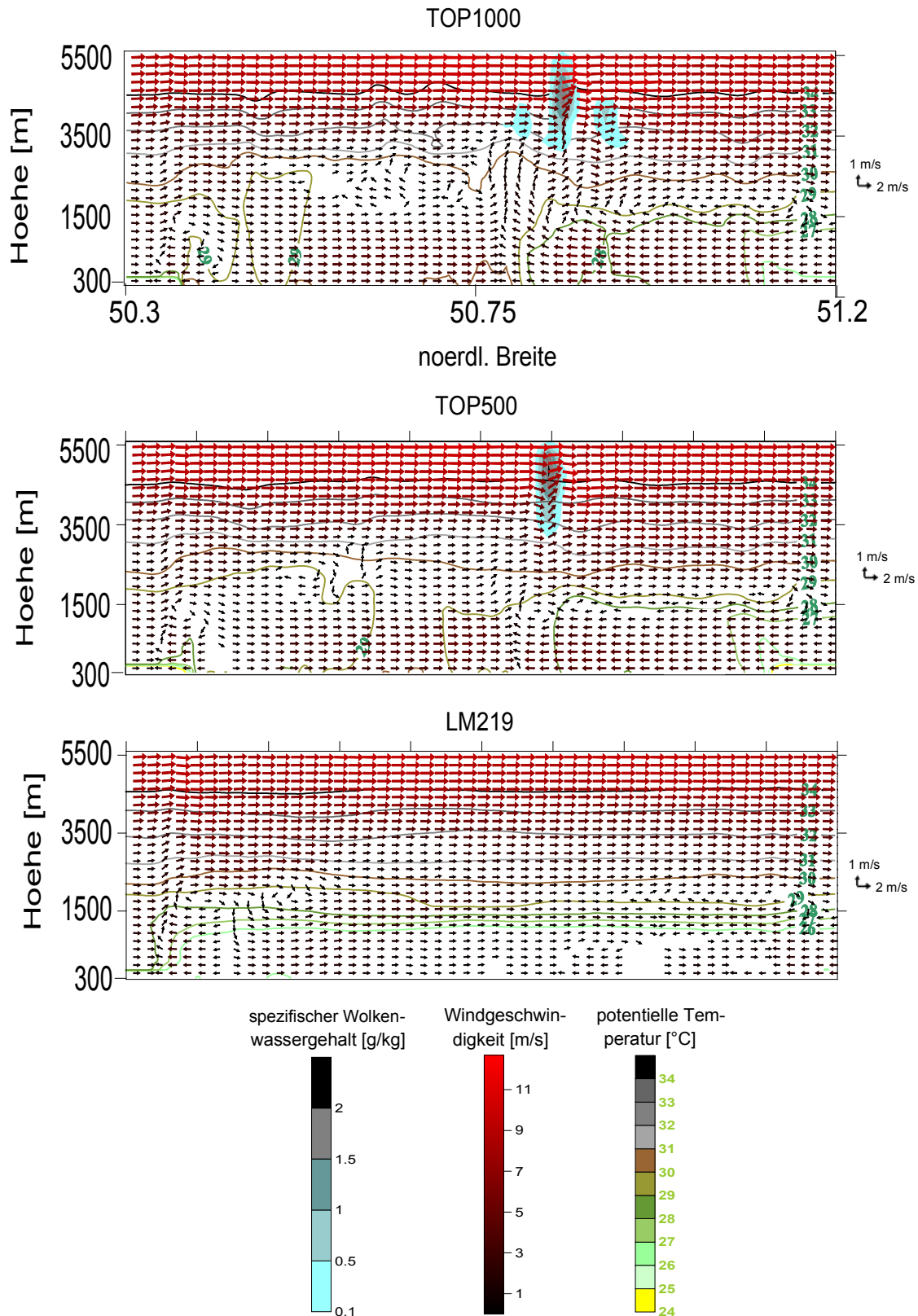


Abbildung 7.41: Nord-Süd-Querschnitt (vgl. Abb.7.38) der v- und z-Komponente des Windes und des Wolkenwassergehaltes am 14.9.1999 um 16 UTC. Die Windgeschwindigkeit ist ab 0,1 m/s dargestellt. Die ebenfalls abgebildete potentielle Temperatur ist für 13 UTC berechnet worden.

### 7.3.3 Fallstudie IV

Es wurden vier Modellläufe für diese Fallstudie gerechnet, davon drei mit dem LM. Dieses wurde sowohl mit den operationell verwendeten Randdaten gerechnet als auch mit neu implementierten Bodenparametern und anderen Startwerten (LM\_art\_ts\_feuchte). Außerdem wurde die Kopplung in der 1000m-Auflösung verwendet. Die verbleibende Simulation mit dem Lokal-Modell wurde im vorherigen Kapitel bei der Verifikation der 2m-Temperatur vorgestellt. Die durchschnittliche effektive Sättigung im Boden ist in TOP1000 höher als in LM219 (Abbildung 7.42).

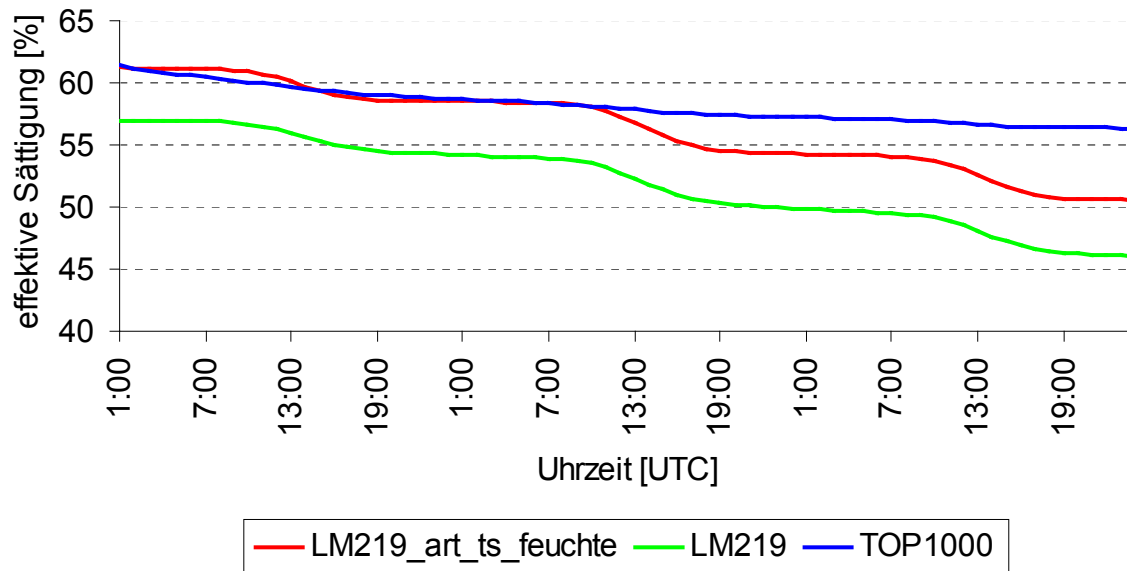


Abbildung 7.42: Im Modellgebiet gemittelte effektive Sättigung in der Wurzelzone für verschiedene Simulationen im Zeitraum 17.7. bis 19.7.1999.

Die Werte der normierten Bodenfeuchte in TOP1000 und LM\_art\_ts\_feuchte sind am Anfang gleich, da identische Startwerte verwendet wurden. Die Austrocknung des oberen Bodens vollzieht sich in TOP1000 im Verlauf der Prognose fast linear und ab dem zweiten Tag mit geringerer Geschwindigkeit als jeweils im LM. Im modifizierten und operationellen LM ist der Wasserverlust größer und reagiert auf den Tagesgang der Sonneneinstrahlung. Die grundsätzlich starke Austrocknung im LM wird auch in der Studie von Seuffert (2001) beobachtet. Der latente Wärmefluss ist in TOP1000 am 19.7. um 14 UTC lediglich  $6 \text{ W/m}^2$  größer als in LM\_art\_ts\_feuchte und rund  $50 \text{ W/m}^2$  als in LM219. Der fühlbare Wärmefluss ist in TOP1000 jedoch im Maximum bis zu  $100 \text{ W/m}^2$  höher als in LM\_art\_ts\_feuchte. Die Verwendung anderer Oberflächenparameter und Startwerte im LM bewirkt auch eine Veränderung des simulierten Niederschlags (Abbildung 7.43). Der Niederschlag im modifizierten LM und in der Kopplung fällt um 18 und 19 UTC am 19.7.1999. An diesem Tag ist das Radar wegen eines technischen Defektes ausgefallen, so dass lediglich Bodenmessungen zum Vergleich mit den Simulationen herangezogen werden konnten (vgl. Heuel 2004). Die interpolierte Messung zeigt um 11, 12 und 16 UTC Regen. Im operationellen LM wird dagegen kaum Niederschlag simuliert. Erstaunlich ist, dass der modellierte Niederschlag in LM\_art\_ts\_feuchte am gleichen Ort – wenn auch in etwas geringerer Intensität – wie in TOP1000 fällt. Der Windvektor ändert sich in LM219\_art\_ts\_feuchte nur geringfügig. Die Windrichtung bleibt homogen, und die mittlere Windgeschwindigkeit vom Boden bis in drei km Höhe weicht am Mittag des dritten Prognosetages im Vergleich zu LM219 nur um  $+0,2 \text{ m/s}$  ab. Die Ursache für den veränderten Niederschlag in LM\_art\_ts\_feuchte liegt in der

vergrößerten CAPE, die durch den veränderten Fluss latenter Wärme ähnliche Strukturen und vergleichbare Größenordnungen wie die in TOP1000 aufweist (Abbildung 7.44).

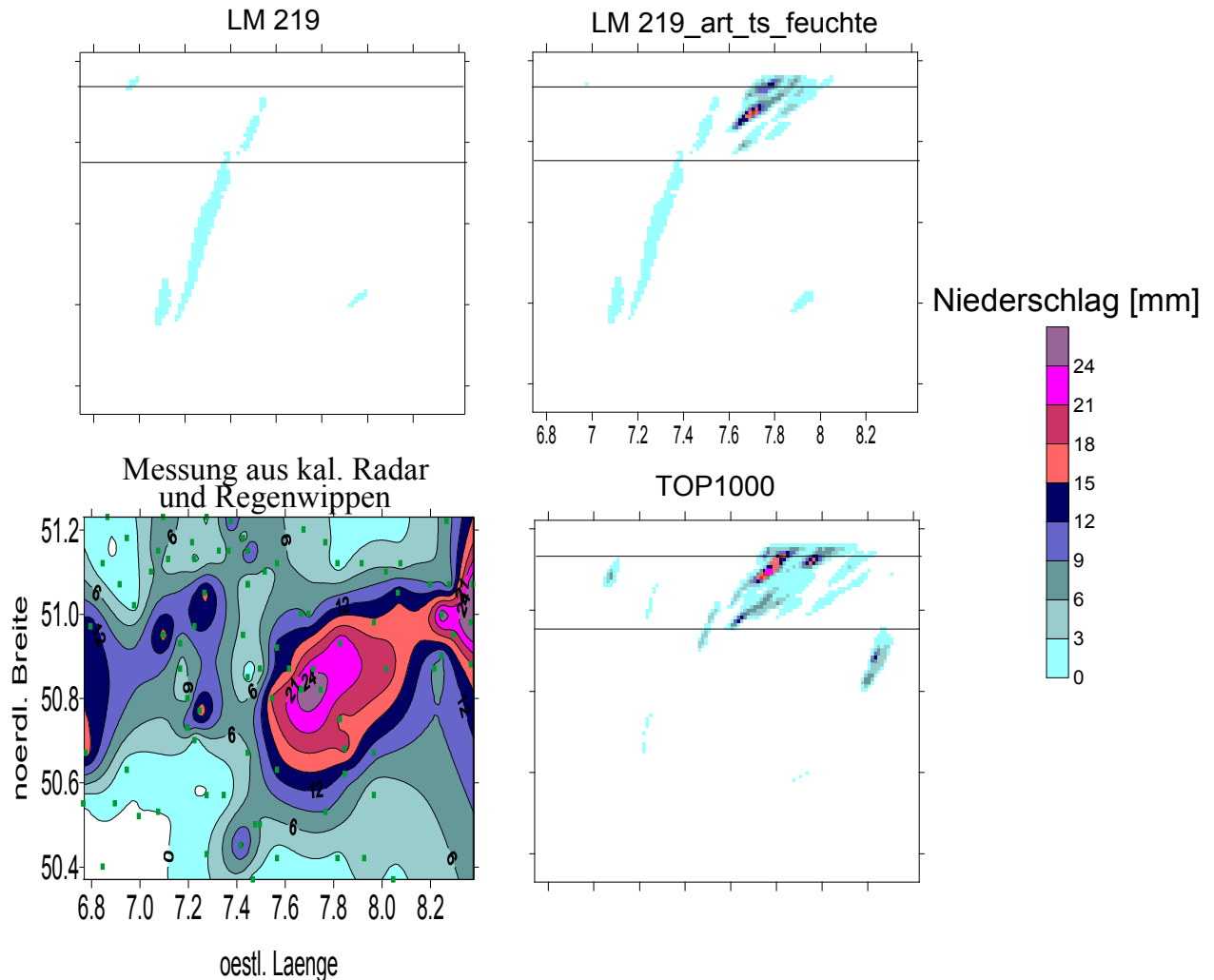


Abbildung 7.43: Gemessener und simulierter akkumulierter Niederschlag am 19.7.1999. Die grünen Rechtecke in der Messung markieren die Niederschlagsstationen, aus denen der interpolierte Niederschlag berechnet wurde. Der von den Linien eingeschlossene Bereich kennzeichnet die Region in der Windvektor, Luftfeuchte und Wolkenwassergehalt gemittelt wurde (siehe Abb. 7.45).

Das absolute Maximum der CAPE wird in LM219\_art\_ts\_feuchte im Vergleich zu LM219 größer. Die Feuchtigkeit verändert sich dort, wo eine Stunde später der Niederschlag simuliert wird (s.u.). Der  $H_{i,low}$ , zwischen 1700 m und 3500 m Höhe berechnet, ist in diesen Höhenniveaus niedriger als in LM219. Die Windzirkulation und das Feuchtigkeitfeld zwischen TOP1000 und LM219\_art\_ts\_feuchte weisen in den Bereichen, wo später Niederschlag fällt, ähnliche Strukturen auf, in ersterer Simulation ist die relative Feuchte ab 3000 m im Mittel nur um 5 % größer (Abbildung 7.45). Erst die Unterschiede zu der Simulation LM219 verdeutlichen, warum die Implementierung neuer Oberflächenparameter in das LM und die Verwendung anderer Startwerte zu einer Veränderung im prognostizierten Niederschlag führen. Durch die veränderten Energieflüsse am Boden und das entstandene Windfeld befindet sich in LM219\_art\_ts\_feuchte und in TOP1000 wesentlich mehr Feuchte oberhalb der Grenzschicht ab 2500 m als in LM219. In dieser Höhe bildet sich auch später Wolkenwasser. Diese Differenzen mit bis zu +2 g/kg spezifischer Feuchte, treten am 19.7. ab 11 UTC vor allem im zentralen und nördlichen Modellgebiet auf. Eine Stunde zuvor sind die

Unterschiede zwischen dem Wind und dem Feuchtigkeitsfeld in den drei Simulationen noch sehr gering. Um 17 UTC in LM\_art\_ts\_feuchte bzw. um 16 UTC in TOP1000 führen die Feuchtigkeitsverhältnisse ab 2500 m Höhe schließlich zur Bildung von Wolkenwasser, während die Atmosphäre in LM219 zu trocken für die Bildung von Wolken in diesem Höhengniveau ist.

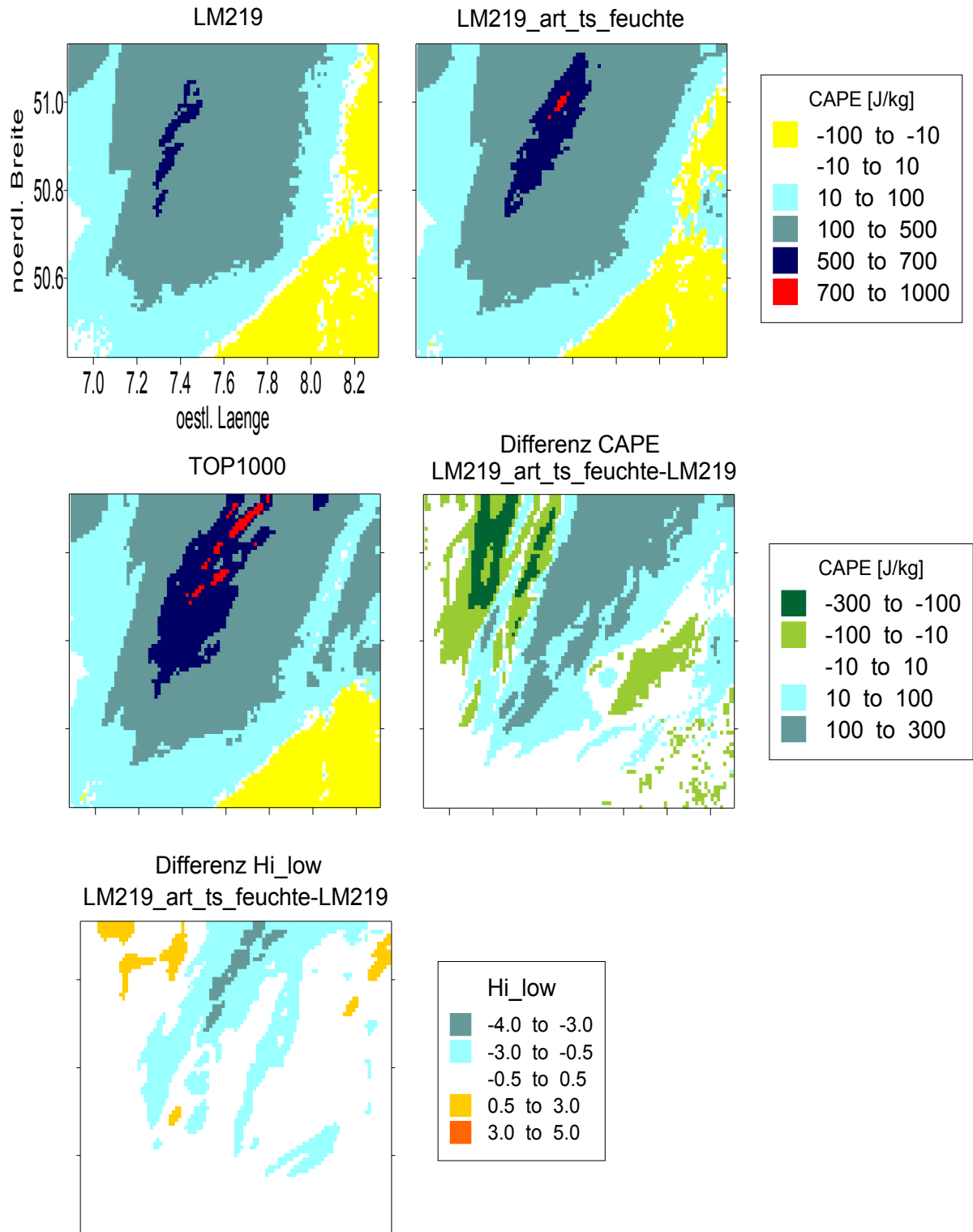


Abbildung 7.44: Modellierter CAPE und  $Hi_{low}$  am 19.7.1999 um 17 UTC. Daneben sind die Unterschiede der CAPE und des  $Hi_{low}$  zwischen den beiden LM-Prognosen für den gleichen Zeitpunkt dargestellt.

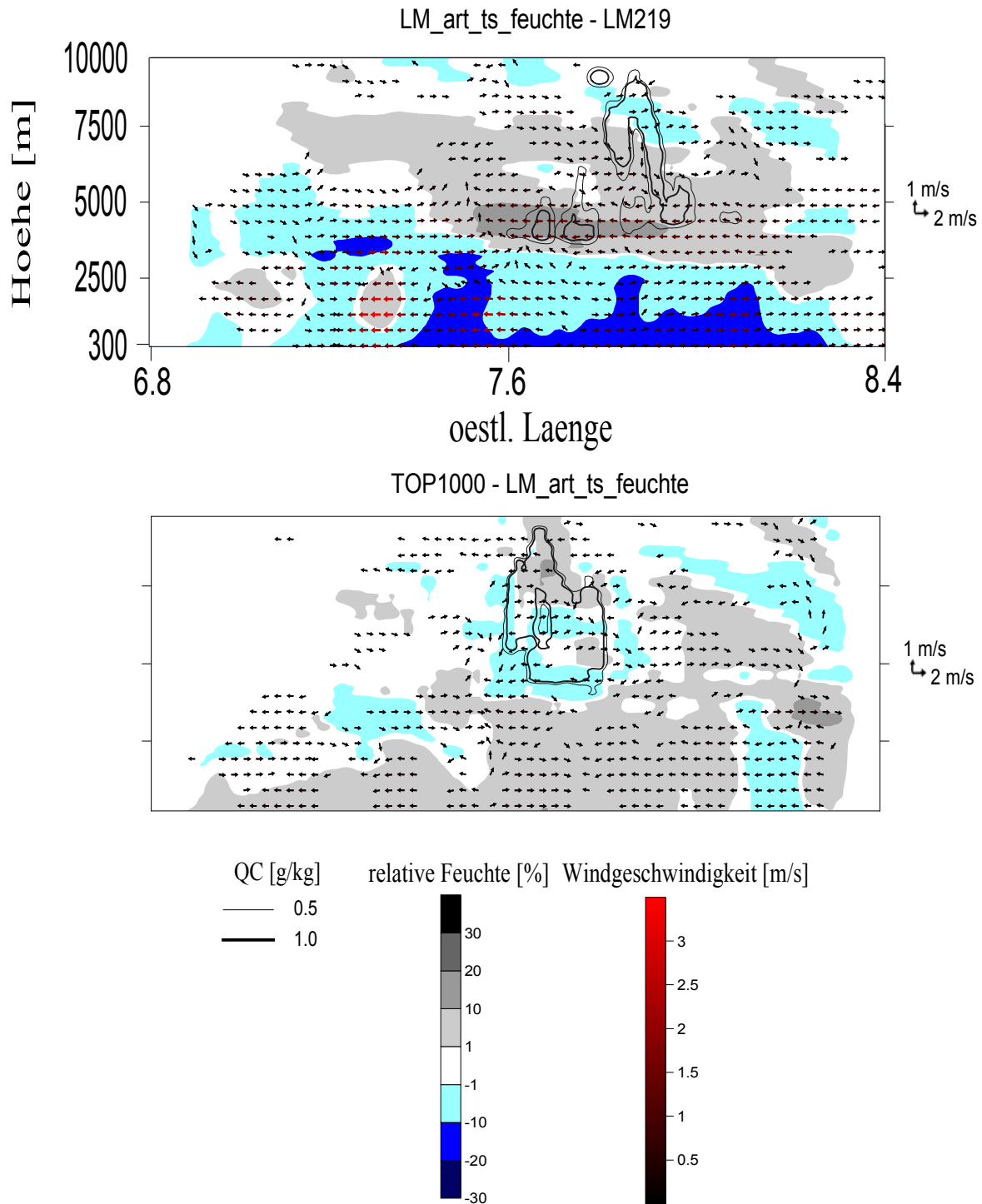


Abbildung 7.45: West-Ost-Querschnitt der u- und z-Komponente des Windes und der relativen Feuchte, gemittelt zwischen einer ausgewählten Modellregion (vgl. Abb. 7.43) am 19.7.1999 um 17 UTC (zwischen LM219\_art\_ts\_feuchte und LM219) bzw. um 16 UTC (zwischen TOP1000 und LM\_art\_ts\_feuchte). Die Differenzen des spezifischen Wolkenwassergehaltes  $Q_c$  sind jeweils eine Stunde später berechnet worden. Die Windvektoren sind ab 0,1m/s dargestellt.



## 7.4. Advektive Niederschlagsereignisse mit konvektivem Einfluss

### 7.4.1 Fallstudie V

Für diese Fallstudie wurden fünf Simulationen durchgeführt, drei mit der Kopplung in unterschiedlichen Auflösungen, zusätzlich eine mit trockenem Boden in der 1000m-Skala, sowie eine mit dem operationellen LM. Die effektive Sättigung zu Beginn der Simulationen ist aufgrund der Verwendung unterschiedlicher Startwerte in den Analysen bzw. in TOPLATS sehr verschieden. In den Modellierungen mit der Kopplung beträgt sie ca. 70 %, im LM 50 % und in TOP1000\_PWP 13 %. Die Auswirkungen der reduzierten normierten Bodenfeuchte auf die bodennahen Energieflüsse sind wie in den vorangegangenen Studien ähnlich. Die Summe aus fühlbarem und latentem Wärmefluss liegt in TOP1000 mittags im Gebietsmittel rund  $100 \text{ W/m}^2$  über der im LM219, wobei hierfür am zweiten und dritten Tag ausschließlich die Verdunstung verantwortlich ist. Diese ist in TOP1000\_PWP entsprechend stark reduziert, der Fluss fühlbarer Wärme steigt dagegen stark an. Zwischen TOP500 und TOP1000 gibt es im Modellgebiet kaum Unterschiede in den Energieflüssen. Die Differenzen zwischen TOP500 und TOP250 sind, wie in den anderen Fallstudien, noch geringer. Die Energieflüsse beeinflussen den Niederschlag jedoch weniger deutlich als in den vorangegangenen Studien. Die CAPE wird lediglich am dritten Tag so groß, dass leichter konvektiver Niederschlag in TOP1000 und TOP500 bzw. TOP250 ab 11 UTC entsteht, der im LM nicht auftritt. Abbildung 7.46 verdeutlicht großflächigen frontalen Niederschlag. Die Unterschiede in den Prognosen der Kopplung mit variierender Bodenfeuchte und räumlicher Skala sind untereinander geringer als die zum operationellen LM. Sowohl in der interpolierten Messung als auch in den Simulationen fällt flächenhafter Niederschlag, der von den Modellen jedoch deutlich unterschätzt wird (Abbildung 7.47). In den Simulationen mit der Kopplung fällt am dritten Tag mittags im Durchschnitt 1 mm Niederschlag, der teilweise auf die Labilität zurückzuführen ist (Abbildung 7.48). Die CAPE ist im Vergleich zu den anderen Fallstudien deutlich niedriger und im operationellen Lokal-Modell gering. Der Niederschlag, der zur gleichen Ort und Zeit im LM und in der Kopplung fällt, ist v.a. über advektive Prozesse herantransportiert worden. Die Flüsse fühlbare und latente Wärme unterscheiden sich in den Modellierungen TOP1000 und LM219 deutlich, wohingegen der simulierte Niederschlag in der Struktur ähnlich ist. Unterschiede in den atmosphärischen Variablen treten schon nach einer Stunde Simulationszeit auf. So ist die mittlere Windgeschwindigkeit bis in 500 m Höhe im LM um 0,4 m/s größer als in der Kopplung. Auch die Windrichtung ändert sich. Die Unterschiede wirken sich im weiteren Verlauf der Prognosen auf höhere Schichten aus, so dass der Windvektor in Atmosphärenschichten, die auch die Niederschlagsbildung beeinflussen, verändert ist. Die Gesamtsumme des Niederschlags ist im LM geringfügig größer. Dieser Überschuss wird in der Nacht des ersten Tages und am Morgen des zweiten Tages erzielt (vgl. Abbildung 7.47). Zu diesen Zeitpunkten ist die Windgeschwindigkeit höher, und die Regenwolken werden in das Modellgebiet hinein transportiert. Am dritten Tag spielt die Konvektion eine größere Rolle. Am Mittag fallen örtlich bis zu 7 mm, die im Modellgebiet entstanden sind (erkennbar am Auftreten höherer Vertikalgeschwindigkeiten vor dem Niederschlagsereignis). Die vergleichsweise geringe CAPE kann die Bildung des Niederschlags zu diesem Zeitpunkt mit beeinflussen, da die Regenwolken in TOP1000 in einer niedrigen Höhe ab 600 m gebildet werden. Die in TOP1000\_PWP und TOP1000 simulierten Niederschläge sind sowohl räumlich als auch zeitlich ähnlich, obwohl das durchschnittliche Bowen-Verhältnis am Boden in den Prognosen sehr unterschiedlich ist. Der Wind ist über dem trockenen Boden im Mittel um 0,3 m/s höher, die Windrichtung unterscheidet sich jedoch kaum.

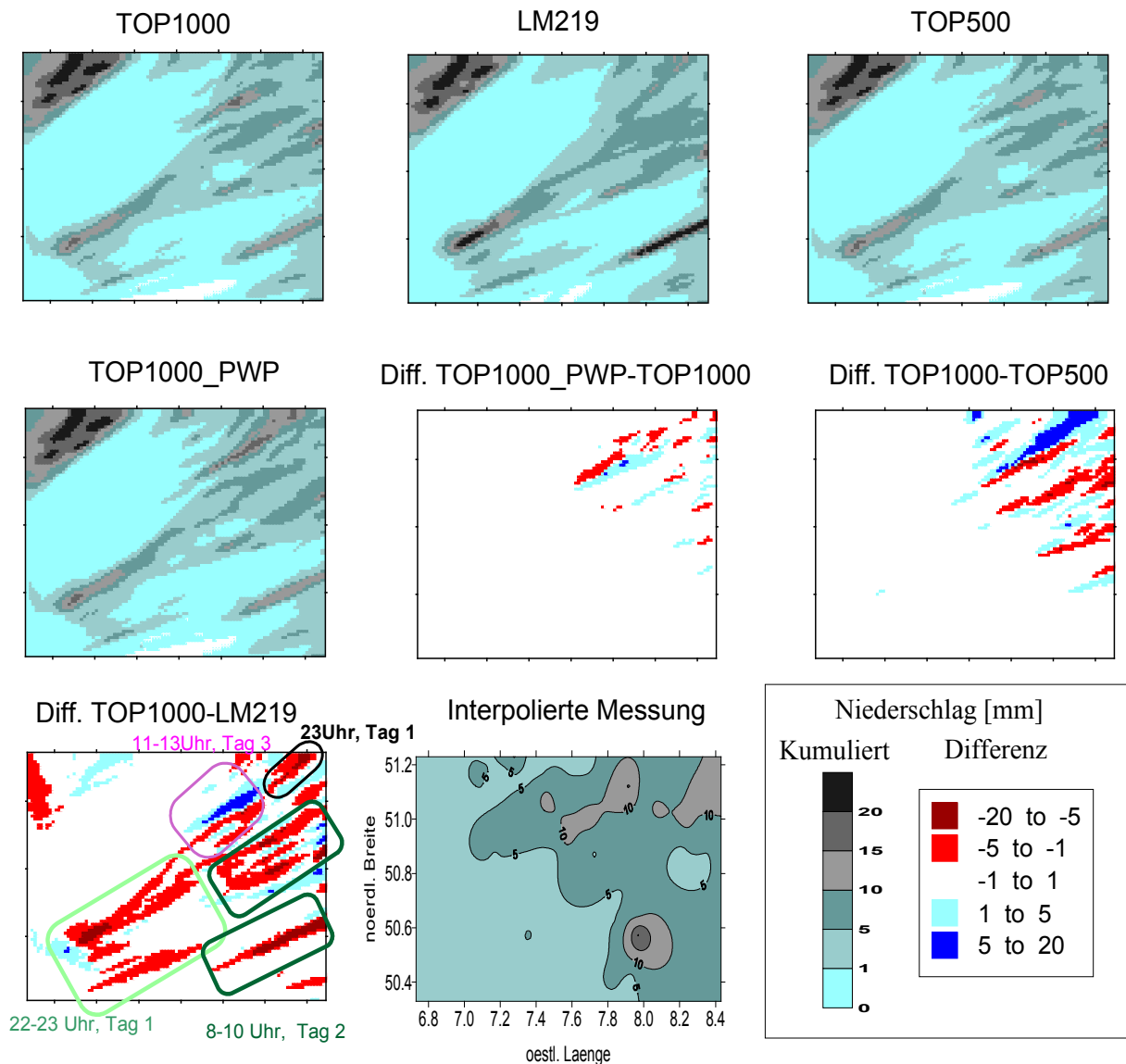


Abbildung 7.46: Kumulierter, aus Regenwippen interpolierter, gemessener und simulierter Niederschlag im Zeitraum 24.9. bis 26.9.1999. Außerdem sind die jeweiligen Differenzen für ausgewählte Modellierungen dargestellt. Im linken unteren Bild sind die Stunden eingetragen, in denen größere Differenzen des Niederschlags zwischen TOP1000 und LM219 aufgetreten sind.

Die CAPE ist in beiden Modellen am dritten Tag fast identisch. Jedoch wird etwas mehr Niederschlag über dem trockenen Boden produziert, der zwischen 10 und 12 UTC des dritten Tages fällt. Hier liegt also (temporär) eine negative Rückkopplung mit der Bodenfeuchte vor, deren Einfluss auf die Labilität in der Atmosphäre aber deutlich geringer ist als z.B. in Fallstudie II. Die Unterschiede in der Niederschlagsbildung zwischen TOP1000\_PWP und TOP1000 sind geringer als zwischen TOP1000 und LM219, d.h. die ähnliche räumliche Verteilung der Energieflüsse ist hier entscheidend für die geringen Veränderungen in den Niederschlägen, nicht deren absolute Höhe. Die Unterschiede im simulierten Niederschlag zwischen TOP1000 und TOP500 sind minimal, lediglich tritt das Niederschlagsereignis rund 5 km räumlich versetzt auf.

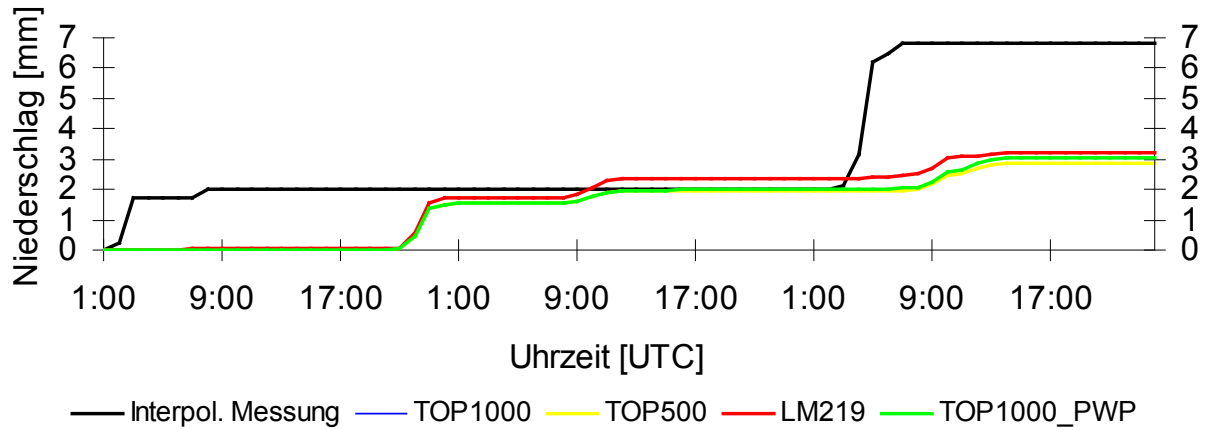


Abbildung 7.47: Kumulierter durchschnittlicher Niederschlag im Modellgebiet simuliert im Zeitraum 24.9. bis 26.9.1999. Die Prognosen von TOP1000 und TOP500 sind nahezu identisch. Zum Vergleich ist auch die interpolierte Messung dargestellt.

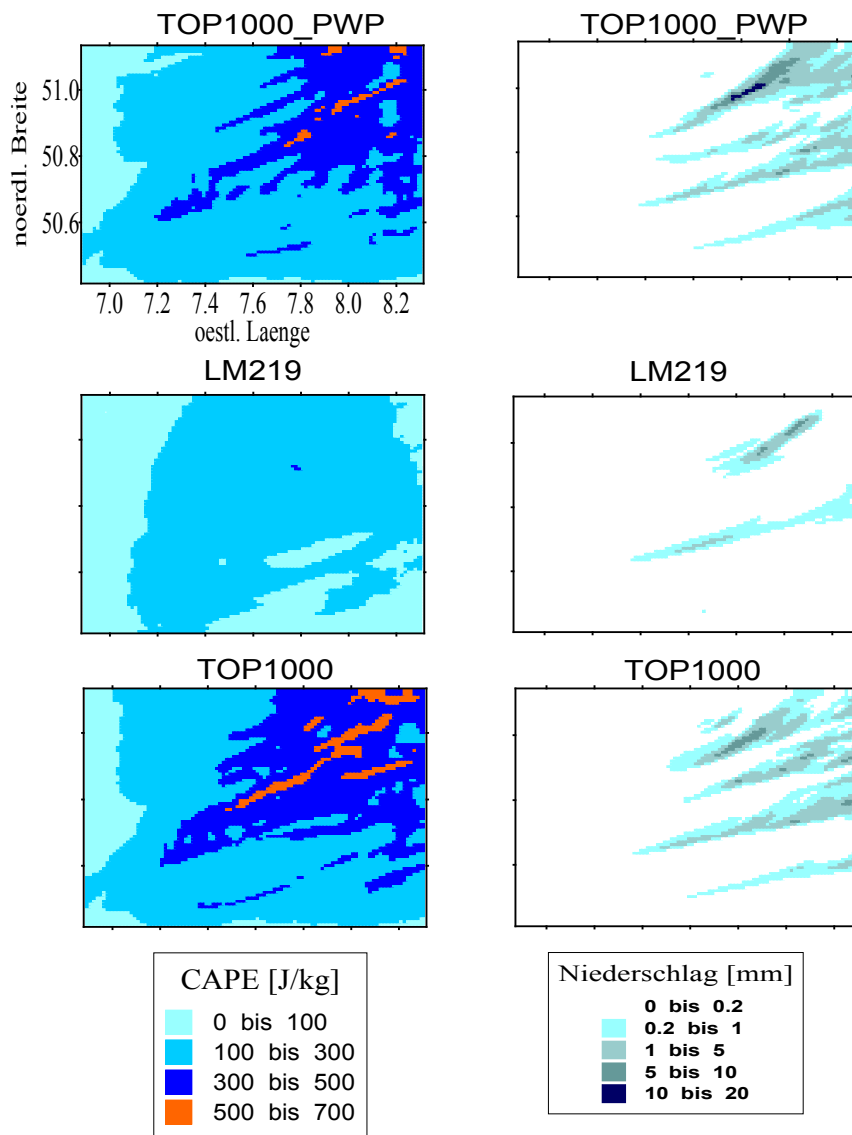


Abbildung 7.48: Kumulierter Niederschlag und gemittelte CAPE, berechnet aus verschiedenen Modellierungen am 26.9.1999 zwischen 10 UTC und 12 UTC.

### 7.4.2 Fallstudie VI

Für diese Fallstudie wurden zwei Modellrechnungen mit einer Vorhersagezeit von 48 Stunden durchgeführt, jeweils eine mit der Kopplung und dem LM in 1000m-Auflösung. Aufgrund der synoptischen Situation ist zu erwarten, dass die in den Modellen auftretenden Energieflüsse an der Erdoberfläche kaum unterschiedliche Einflüsse auf den Niederschlag ausüben, da die Windgeschwindigkeiten relativ hoch sind. Trotzdem zeigen sich Unterschiede im kumulierten Niederschlag unter Verwendung verschiedener SVAT-Module im LM (Abbildung 7.49). Wie auch in den anderen Fallstudien stimmen räumliche Verteilung und Höhe des prognostizierten Niederschlags nicht mit der kalibrierten Radarmessung überein. Die Energieflüsse unterscheiden sich in den zwei Simulationen, die Differenzen sind jedoch geringer als in den anderen Fallstudien (Abbildung 7.50).

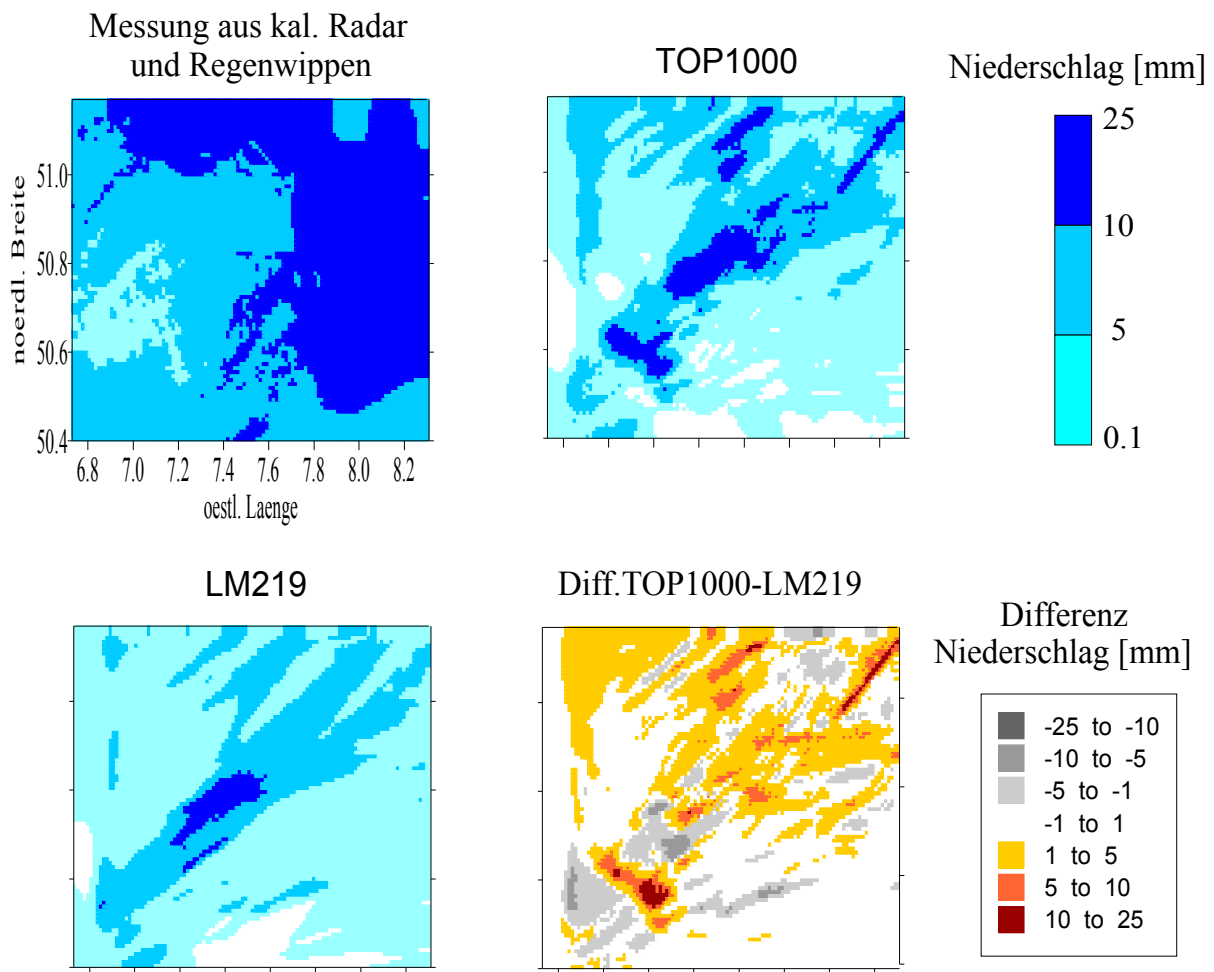


Abbildung 7.49: Gemessener und simulierter akkumulierter Niederschlag im Zeitraum 17.8. bis 18.8.1999. Das rechte untere Bild verdeutlicht die Differenzen zwischen den beiden Niederschlagsprognosen.

Die höhere Verdunstung wirkt sich am ersten Nachmittag auf den Feuchtigkeitsindex  $Hi_{low}$  aus, der in der Kopplung näher an dem Taupunkt liegt (Abbildung 7.51). Am zweiten Tag ist die Summe aus fühlbarem und latentem Wärmefluss in LM219 und TOP1000 ähnlich hoch. In der Kopplung ist der Feuchtigkeitsindex  $Hi_{low}$  etwas niedriger, entsprechend ist die Atmosphäre zwischen 2 km (780 hPa) und 5 km (500 hPa) Höhe feuchter als in LM219. Der  $Hi_{low}$  wurde in größeren Höhen als in den vorangegangenen Studien berechnet, weil das Niederschlagssystem in relativ großer Höhe heran transportiert wird.

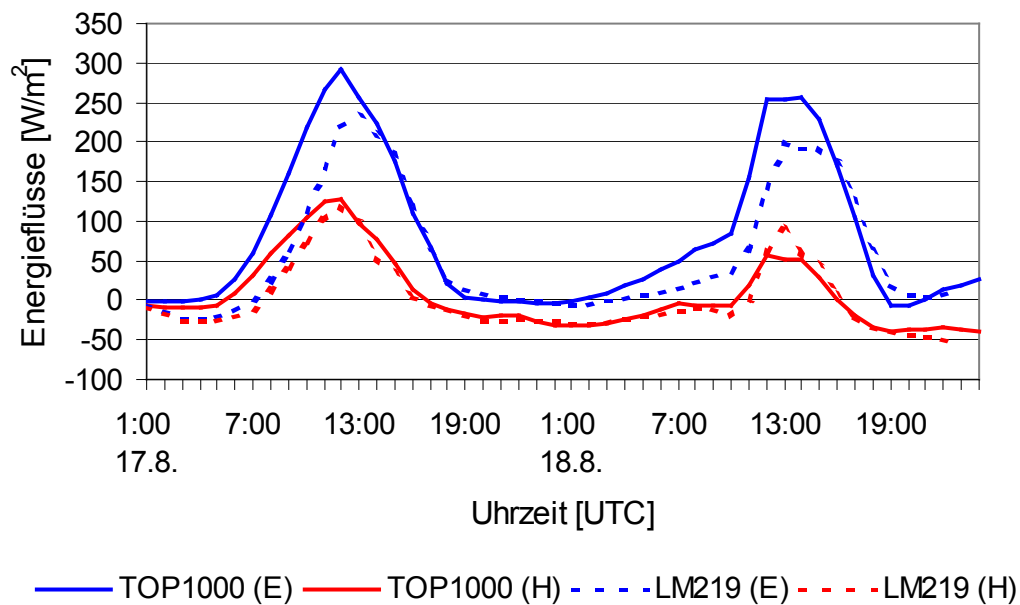


Abbildung 7.50: Simulierter latenter (E) und fühlbarer (H) Wärmefluss, gemittelt im Modellgebiet vom 17.8 bis 18.8.1999.

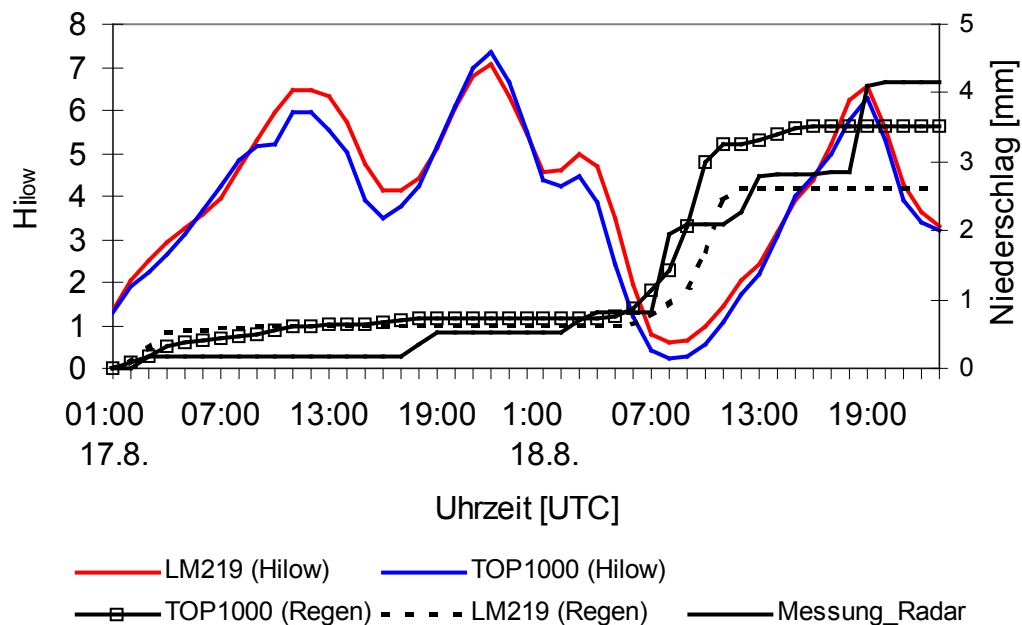


Abbildung 7.51: Gemessener und simulierter akkumulierter Niederschlag, gemittelt im Modellgebiet vom 17.8. bis 18.8.1999. Außerdem ist der durchschnittliche Feuchtigkeitsindex  $H_{i,low}$  dargestellt.

Die zeitlichen Schwankungen in der Feuchtigkeit deuten auf einen großen Einfluss der Advektion hin. So sind die Feuchte- und Niederschlagsfelder in der Atmosphäre relativ homogen verteilt (nicht dargestellt). Es gibt zwischen den beiden Modellen nur geringe Unterschiede im Windfeld, sowohl in der Richtung als auch in der Geschwindigkeit. Die CAPE liegt auch in der Kopplung zu jedem Zeitpunkt unter  $100 \text{ J/kg}$ , d.h. die Flüsse an der Erdoberfläche sind weitgehend von der Atmosphäre abgekoppelt. Ab einer Höhe von  $3 \text{ km}$  treten in beiden Modellen Niederschlagswolken auf. Trotzdem gibt es zwischen TOP1000 und LM219 mit  $1,5 \text{ mm}$  deutliche Unterschiede im gemittelten Niederschlag, so dass die

Energieflüsse an der Erdoberfläche selbst bei höheren Windgeschwindigkeiten (im Mittel 5 bis 10 m/s bis in 2500 m Höhe) Einfluss auf die Niederschlagsbildung ausüben.

In allen fünf Niederschlags-Fallstudien gibt es Unterschiede im prognostizierten Niederschlag zwischen dem Lokal-Modell und der Kopplung. Hierbei stellt sich die Frage, ob die Energieflüsse am Boden den simulierten Niederschlag im LM stets beeinflussen, auch wenn der Einfluss der Advektion sehr groß ist und somit die Differenzen eventuell auf Unsicherheiten in der Modellphysik zurückzuführen sind. Um diese Fragestellung zu klären, wurden mit dem LM und der Kopplung für den Zeitraum vom 23.7. bis 25.7.1999 (Fallstudie VII) weitere Simulationen gerechnet. In dieser Zeit lassen die Bodenmessungen an den ersten beiden Tagen auf kräftigen frontalen Niederschlag schließen (nicht dargestellt). Der Wind erreicht am Boden über 4 m/s, so dass die Energieflüsse keinen Einfluss auf die Atmosphäre ausüben dürften. Die identischen prognostischen Niederschlagssummen in TOP1000 und LM219 zeigen dies auch entsprechend an (nicht dargestellt).

## 7.5 Diskussion und Zusammenfassung der Modellergebnisse

Die dargestellten Fallstudien verdeutlichen die Komplexität der Wirkungen, die von der Landoberfläche und der Bodenfeuchteverteilung auf die Atmosphäre und insbesondere auf den Niederschlag ausgeübt werden. Die Wirkungen hängen v.a. von der Advektion und der vertikalen Struktur der Atmosphäre ab. So lassen sich z.B. keine eindeutigen Aussagen über eine positive oder negative Rückkopplung einer variierenden Bodenfeuchte auf den prognostizierten Niederschlag treffen. Zu der gleichen Erkenntnis kommen Findell & Eltahir (2003a) nach Sichtung der Literatur und anhand von eigenen Studien. In Fallstudie II (24.8. bis 26.8.1999) bewirkt eine Reduzierung der initialisierten Bodenfeuchte (TOP1000\_PWP und LM219\_art\_ts\_PWP), eine deutliche Veränderung in der regionalen Verteilung und absoluten Höhe des modellierten Niederschlags. Das zeitliche Auftreten bleibt jedoch gegenüber TOP1000 und LM219 unverändert. Tabelle 7.3 zeigt zusammenfassend Unterschiede in wichtigen Variablen für die verschiedenen Modellrechnungen.

Modellkonfiguration	$\theta$ [%]	$H^{**}$ W/m <sup>2</sup>	$E^{**}$ W/m <sup>2</sup>	CAPE* [J/kg]	N [mm]
Messung					<b>11,8</b>
TOP1000	68	174	274	625	9,0
TOP500	70	180	270	626	9,2
TOP250	70	177	268	626	9,1
TOP1000_PWP	12	345	117	700	12,7
TOP1000-10%	58	n. analysiert	n. analysiert	n.berechnet	10,5
TOP1000-5%	63	n. analysiert	n. analysiert	n.berechnet	9,5
LM219	42	94	292	574	6,3
LM219_art	42	113	259	576	7,7
LM219_art_ts	42	130	273	587	8,0
LM219_art_ts_PWP	12	260	93	605	8,8
* Summe von 7 bis 10 UTC am 26.8.1999					
**absolutes Maximum					

Tabelle 7.3: Simulierte hydrologische und energetische Variablen bei verschiedenen Modellkonfigurationen, gemittelt über das Modellgebiet im Zeitraum 24.8. bis 26.8.1999.  $\theta$  ist die initialisierte effektive Sättigung der oberen Bodenschicht, H der turbulente Fluss fühlbarer Wärme, E der turbulente Fluss latenter Wärme und N die kumulierte Niederschlagssumme.

In diesem Zeitraum ist die simulierte Windgeschwindigkeit in allen Simulationen gering und die Feuchtigkeit in der Atmosphäre hoch. Ein trockener Boden zu Beginn der Simulationen führt sowohl in LM219 als auch in TOP1000 zu einem verstärkten Wärmetransport in die Atmosphäre und zu einer deutlich gesteigerten CAPE. In der Folge bildet sich jeweils konvektiver Niederschlag, der über trockenerem Boden stärker ist. Diese Art der negativen Rückkopplung wird auch in den Arbeiten von Avissar & Liu (1996), Ek & Holtlag (2003) sowie von Findell & Eltahir (2003b) dargestellt. Die unmittelbaren Wirkungen eines trockeneren Bodens sind, unter Betrachtung der Strahlungsbilanz, jedoch gegensätzlich (Abbildung 7.52). Die Wirkung einer niedrigeren Bodenfeuchte ist mit einer höheren Bodentemperatur verbunden, die einen größeren fühlbaren Wärmefluss zur Folge hat. Die Verdunstungsrate sinkt gleichzeitig. Außerdem wird die Nettostrahlung bei sehr trockenem Boden um 6 % reduziert, bedingt durch die Veränderung in der Albedo und der langwelligen Aus- und Einstrahlung. Diese sind an die Bodentemperatur bzw. an die Feuchtigkeit in der Atmosphäre gebunden. Die veränderten Strahlungseffekte sind jedoch in dem Zeitraum für die Genese der konvektiven Niederschläge offensichtlich von untergeordneter Bedeutung, da mehr Regen bei reduzierter Nettostrahlung fällt.

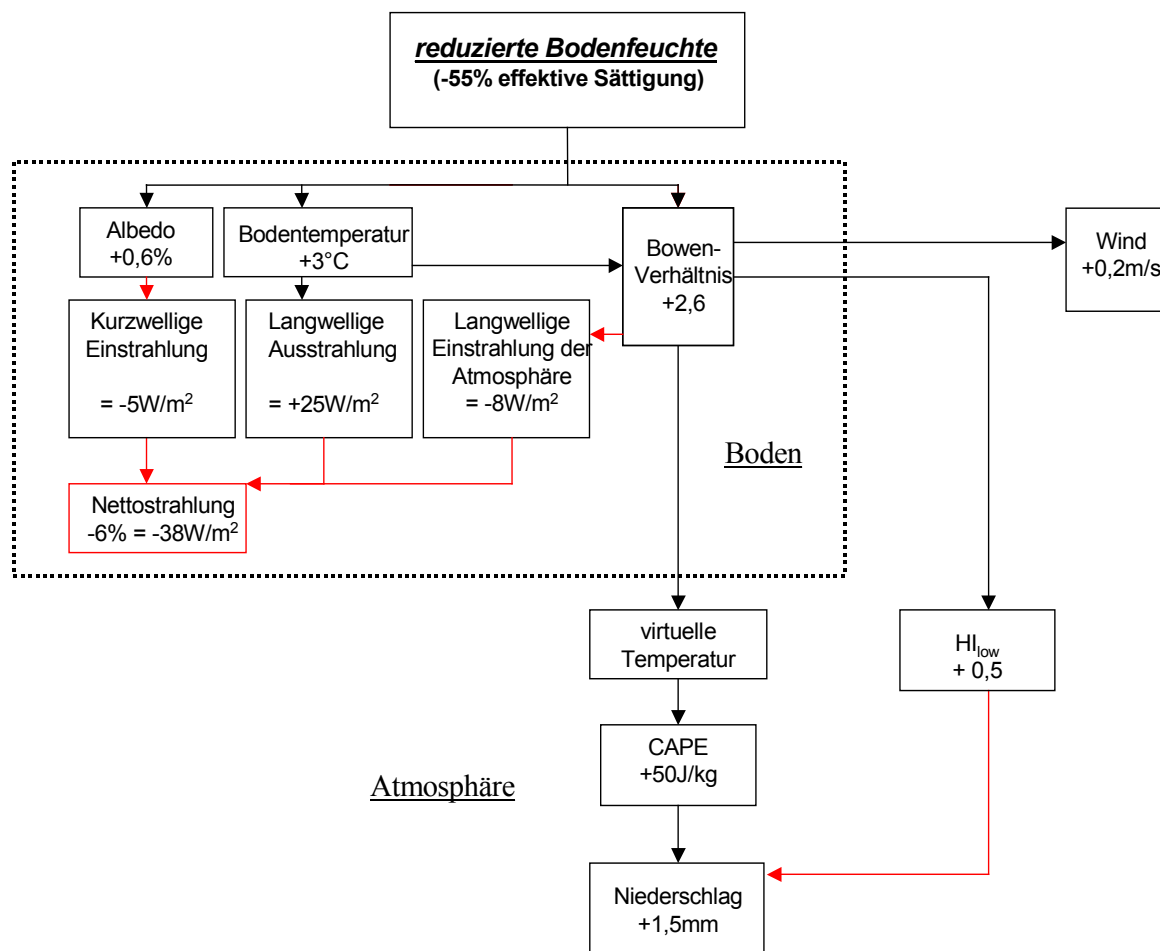


Abbildung 7.52: Einflüsse einer reduzierten Bodenfeuchte auf die Atmosphäre anhand Fallstudie II. Die Werte der Variablen in Bodennähe sind ein Durchschnittswert für das Modellgebiet aus den Differenzen der Simulationen TOP1000\_PWP und TOP1000 vom 25.8.1999 um 12 UTC. Vergleichbare Werte ergeben sich für LM219\_art\_ts\_PWP und LM219. Die Variablen in der Atmosphäre (außerhalb des gepunkteten Gitters) sind Mittelwerte vom 26.8.1999 um 10 UTC. Der Niederschlag ist die kumulierte Gesamtsumme. Die Farben der Verbindungslinien deuten die Art der untersuchten Wirkung an: Rote Pfeile deuten eine negative, schwarze Pfeile eine positive Wirkung der nominalen Zunahme einer Variablen an.

Der vergrößerte Fluss fühlbarer Wärme führt, unter den gegebenen synoptischen Zuständen, zu einer Verstärkung der Labilität in der Atmosphäre. Die CAPE ist hierfür ein Indikator. Am dritten Tag kommt es – in Verbindung mit einer hohen Feuchtigkeit in der Atmosphäre, die auch über trockenem Boden noch ausreichend groß ist – zu verstärktem konvektiven Niederschlag. Wenn in dieser Fallstudie ausschließlich die Bodenarten bzw. die bodenphysikalischen Eigenschaften in TERRA (LM219\_art) verändert werden (wobei die effektive Sättigung zu Beginn der Simulation gleich bleibt) ändern sich die Bedingungen in der Grenzschicht und es wird deutlich mehr Niederschlag als in LM219 prognostiziert. Ursache hierfür ist die veränderte Retention im Boden, da sich z.B. die Sättigungs- und die Residualfeuchte sowie die Durchlässigkeit von Wasser im Boden verändern. Diese Faktoren scheinen offensichtlich bei stärkeren Niederschlägen für die Wettervorhersage wichtig zu sein. Dies zeigt wie sensitiv der skalige Niederschlag im LM gegenüber Veränderungen in bodenphysikalischen Prozessen reagiert und macht somit deren Einfluss – unabhängig von der initialisierten Bodenfeuchte – deutlich. Wenn der Bodendatensatz in TERRA (der sehr grob aufgelöst und wenig differenziert ist) für Deutschland bzw. Mitteleuropa für die operationelle Wettervorhersage verbessert werden sollte, ändert sich in bestimmten synoptischen Situationen auch der prognostische Niederschlag. Dieser liegt dann jedoch zunächst nicht unbedingt näher an den Messungen. Die Werte in Tabelle 7.3 zeigen auch, dass die Kopplung in den unterschiedlichen Modellkonfigurationen jeweils mehr Niederschlag als die LM-Simulationen prognostiziert. Die Höhe der Bodenfeuchte ist hierbei nur ein wichtiger Faktor. So liegt die berechnete Labilitätsenergie bei ähnlichen Oberflächenbedingungen in TOP1000\_PWP über der von LM219\_art\_ts\_PWP, so dass die unterschiedlichen Gleichungen in den SVAT auch eine wichtige Rolle in der Kurzfristvorhersage spielen. Der kumulierte gemittelte Niederschlag wird in allen Simulationen – außer über trockenem Boden – deutlich unterschätzt. In der dritten Fallstudie (12.9. bis 14.9.1999) jedoch hat eine Veränderung in der initialisierten (höheren) Bodenfeuchte (LM219\_art\_ts\_feuchte) keine signifikante Auswirkung auf den prognostizierten Niederschlag. In Tabelle 7.4 werden wichtige Variablen der Modellrechnungen dargestellt.

Modellkonfiguration	$\theta$ [%]	$H^*$ W/m <sup>2</sup>	$E^*$ W/m <sup>2</sup>	Divergenz*** [10 <sup>-3</sup> /s]	CAPE** [J/kg]	N**** [mm]
Messung						<b>22,6</b>
TOP1000	69	200	223	-2,7	291	8,8
TOP500	70	186	203	-0,5	248	4,1
TOP250	70	183	201	-0,5	246	1,8
LM219	56	134	159	0	18	0,0
LM219_art_ts_feuchte	69	114	185	0	15	0,0

\* 14 UTC am 14.9.1999  
 \*\* 14 bis 17 UTC am 14.9.1999  
 \*\*\* nur negative Werte berücksichtigt  
 \*\*\*\* lokales Maximum

Tabelle 7.4: Wie Tabelle 7.3, aber für den Zeitraum 12.9. bis 14.9.1999. Der Niederschlag ist jeweils ein lokales Maximum des kumulierten Niederschlags aus Simulation und Messung. Die Messdaten stammen vom kalibrierten Radar (der Niederschlag in dieser Fallstudie fällt ausschließlich über dem Gebiet, in dem Radardaten zur Verfügung stehen).

LM219 simuliert keinen Niederschlag, während die Kopplung in unterschiedlichen Auflösungen Regen vorhersagt, der auch in der Radarmessung auftritt. Die Ursachen für die



Unterschiede zwischen den Simulationen mit der Kopplung und dem LM sind sowohl mit der Thermodynamik als auch mit der Dynamik in der Atmosphäre zu erklären. So bewirkt eine starke Aufheizung der bodennahen Atmosphäre im zentralen Modellgebiet, in Verbindung mit der gegebenen Höhenströmung, eine horizontale Konvergenz des bodennahen Windfeldes in den Simulationen mit der Kopplung. Diese Konvergenzen (entsprechend negative Werte der Divergenz in Tabelle 7.4) verstärken die Vertikalbewegungen in der Atmosphäre, die schließlich – bei den gegebenen Feuchtigkeitsverhältnissen – zum Niederschlag führen. Die Tatsache, dass die gleichen Oberflächenparameter und Startwerte im LM, wie sie auch in der Kopplung verwendet wurden, zu keiner Veränderung im prognostizierten Niederschlag führen, zeigt die Unterschiede, welche auf die SVAT-Module zurückzuführen sind. So bestimmen in dieser Fallstudie nicht die Startwerte und die Landoberflächenparameter, sondern die Gleichungen in den SVAT-Modulen, ob schließlich Niederschlag fällt oder nicht. Die unterschiedlichen Energieflüsse in den SVAT bewirken, dass in der Kopplung bzw. in TOPLATS die Summe aus fühlbarem und latentem Wärmefluss größer als im LM ist. Dieses Phänomen tritt in allen Fallstudien auf und sorgt dafür, dass in den Simulationen mit der Kopplung das Potential für höhere CAPE-Werte gegeben ist. So werden die Unterschiede in den atmosphärischen Variablen in der Kopplung und im LM in der Nacht deutlich geringer und erst beim Sonnenaufgang wieder größer. Da zu diesem Zeitpunkt die Atmosphäre in beiden Modellen (unabhängig von den Startwerten oder den Landoberflächenparametern) ähnliche Temperaturen und Feuchtigkeiten aufweist, führt ein auftretender verstärkter Wärmefluss in der Kopplung zu einer höheren potentiellen Äquivalenttemperatur in der Atmosphäre. Diese erhöht die Wahrscheinlichkeit für größere CAPE-Werte. Die deutlich unterschiedlichen Energieflüsse in den SVAT sind auf unterschiedliche Startwerte, andere Landoberflächenparameter und andere Gleichungen in den SVAT zurückzuführen. Die Energiebilanz in TOPLATS kann – im Gegensatz zu der in TERRA – besonders in den Mittagsstunden deutlich von Null abweichen, so dass der fühlbare und der latente Wärmefluss größer als im LM sein können, auch wenn die Nettostrahlung und der Bodenwärmestrom fast identisch sind. Ob die von TOPLATS modellierten Energieflüsse als realistisch einzuschätzen sind, wurde in dem Unterkapitel zuvor anhand einer Punktmessung geprüft. Über eine Periode von sechs Wochen gibt es bei der Modellierung des latenten Wärmeflusses keine größeren Abweichungen zur Messung in Klein-Altendorf, wohl aber beim Fluss fühlbarer Wärme. Diese beiden Flüsse sind jedoch auch stark von der initialisierten Bodenfeuchte und den verwendeten Pflanzenparametern in dem Modell abhängig (vgl. Anhang A-4), so dass die Güte der von TOPLATS berechneten Energieflüsse – zumal lediglich nur eine Punktmessung herangezogen werden konnte – nicht abschließend bewertet werden kann.

In der vierten Fallstudie gibt es – im Gegensatz zur Fallstudie III – eine Angleichung der prognostizierten Niederschläge im LM und in der Kopplung, wenn ähnliche Oberflächenwerte zu Beginn der Simulationen verwendet werden. Die verschiedenen Simulationen mit prognostizierten Variablen und Startwerten der effektiven Sättigung zeigt Tabelle 7.5. Die Unterschiede in den Gleichungen der verschiedenen SVAT-Module spielen in dieser Fallstudie nur eine untergeordnete Rolle. Eine höhere Bodenfeuchte und Bodentemperatur im LM sowie veränderte bodenphysikalische Parameter (LM219\_art\_ts\_feuchte) bewirken eine Angleichung der prognostizierten Niederschläge an TOP1000. Ursachen hierfür sind die (im Vergleich zu LM219) in LM219\_art\_ts\_feuchte gesteigerte Labilität und eine Veränderung in der Windzirkulation, wie sie in ähnlicher Weise auch in TOP1000 auftritt. In beiden Modellkonfigurationen treten höhere Feuchtigkeitswerte oberhalb der Grenzschicht (durch veränderte Windzirkulationen) auf als im operationellen LM. Diese höhere spezifische- und auch relative Feuchte führt schließlich zu den Differenzen in der Bildung von Niederschlag. Die gesteigerte Labilitätsenergie in LM219\_art\_ts\_feuchte geht in dieser Fallstudie einher mit einer Erhöhung des latenten Wärmeflusses gegenüber LM219, während der fühlbare

Wärmefluss nahezu identisch ist. In dieser Fallstudie bewirkt also u.a. eine Erhöhung der Bodenfeuchte im LM, ein Auftreten des Niederschlages. Hier tritt also eine positive Rückkopplung auf.

Modellkonfiguration	$\theta$ [%]	$H^*$ $W/m^2$	$E^*$ $W/m^2$	CAPE** [J/kg]	N*** [mm]
Messung					29,4
TOP1000	62	109	306	187	27,3
LM219	57	49	240	160	1,4
LM219_art_ts_feuchte	62	36	276	133	18,2
* Mittel im Zeitraum 9 bis 17 UTC am 19.7.1999 ** 17 UTC am 19.7.1999 *** lokales Maximum des kumulierten Niederschlages					

Tabelle 7.5: Wie Tabelle 7.3, aber für den Zeitraum 17.7. bis 19.7.1999. Der Niederschlag stammt aus interpolierten Bodenmessungen.

Die Startwerte der Bodenfeuchte beeinflussen, in Abhängigkeit von der Stabilität und von der Dynamik in der Atmosphäre, das Auftreten von simuliertem konvektiven Niederschlag. Da die Startwerte der Bodenfeuchte i.d.R. nicht durch Messungen erhalten werden können (Messungen der Bodenfeuchte sind sehr aufwendig), ist die Prognose konvektiven Niederschlages somit stets mit Unsicherheiten behaftet. Hieraus lässt sich die Empfehlung ableiten, bei der operationellen Wettervorhersage mit Ensembles mit verschiedenen Initialwerten der Bodenfeuchte zu rechnen, um die Schwankungen im simulierten Niederschlag erfassen zu können. Dies bedeutet jedoch zusätzlich Rechenzeit, die sich in realen Kosten auswirkt.

Die Startwerte von TOPLATS in der stand alone Version produziert und in der Kopplung benutzt, wurden zum Vergleich auch in zwei Fallstudien im LM (LM219\_art\_ts\_feuchte) verwendet. Obwohl sich in Fallstudie IV die Niederschlagsprognose im Vergleich zur Messung mit dem Radar verbessert hat, ist davon abzuraten, die von einem anderen Modell (z.B. von TOPLATS) produzierte effektive Sättigung unmittelbar in TERRA zu übernehmen. So verringert sich die 2m-Temperatur in LM219\_art\_ts\_feuchte durch die höhere Bodenfeuchte deutlich und verschlechtert sich im Vergleich zu Messungen. Die Kopplung in 1000m-Auflösung (TOP1000) simuliert die 2m-Temperatur an sechs synoptischen Stationen im Vergleich zu LM219 signifikant besser, obwohl die im Modell initialisierte Bodenfeuchte an vier der sechs Stationen höher ist. So deutet der für 14:30 UTC zwischen Modellierung und Messung berechnete RMSE eine Verbesserung durch die Kopplung an. Er beträgt  $1,3\text{ }^\circ\text{C}$  und ist damit um  $0,3\text{ }^\circ\text{C}$  niedriger als der für den Referenzlauf (LM219) berechnete. Die modellierte 2m-Feuchte liegt im Vergleich zum LM219 auch näher an den Messungen, der RMSE ist hier jedoch nicht signifikant. Die Ergebnisse lassen den Schluss zu, dass die gleiche effektive Sättigung in TOPLATS und TERRA jeweils zu anderen Energieflüssen führt, selbst wenn die Landoberflächenparameter nahezu identisch sind. In der vierten Fallstudie führen diese Unterschiede in den Energieflüssen auch zu einem anderen Niederschlag, in der dritten Fallstudie dagegen nicht. Wenn die von TOPLATS produzierte Bodenfeuchte im LM verwendet werden sollte, dann müsste diese um einen Wert reduziert werden, um zu gewährleisten, dass die simulierte 2m-Temperatur nicht zu kalt ist. Dies hätte den Vorteil, dass die wahrscheinlich realistischere, u.a. auf der Topographie basierende

Bodenfeuchte benutzt werden kann, welche z.B. die Labilität und die Windzirkulation in Abhängigkeit von der synoptischen Situation verändern kann. Ob die Simulation der Bodenfeuchte von TOPLATS tatsächlich realistischer als die von TERRA ist, kann jedoch aufgrund fehlender Messungen nicht beurteilt werden.

Aber nicht nur die 2m-Temperatur und die 2m-Feuchtigkeit werden mit der Kopplung im Vergleich zur Messung besser als mit dem LM in der stand alone Version berechnet, sondern auch die Struktur der Grenzschicht. Diese Aussage kann jedoch nur aus der ersten Fallstudie (20.5. bis 21.5.1999) geschlossen werden, für die Messungen in der Grenzschicht vorliegen.

Die Modellierung des Niederschlages wird mit der Kopplung im Vergleich zum Radar und zu Bodenmessungen in vier der fünf Niederschlags-Fallstudien (in einer sind beide Niederschlagssimulationen fast identisch) besser als mit dem LM simuliert. Dies gilt allerdings nur für die gemittelten Niederschlagssummen im Modellgebiet. Das regionale Auftreten des Niederschlages wird mit keiner Simulation befriedigend wiedergegeben. Dies deutet daraufhin, dass die Energieflüsse (unter der Voraussetzung das Radar erfasst annähernd die Verteilung des tatsächlich gefallenen Niederschlages) nur einen Teil in der Niederschlagssimulation ausmachen. Selbst wenn die Energieflüsse am Boden perfekt simuliert würden – was aufgrund der Heterogenität der Landoberfläche und der momentan in den Modellen verwendeten Gleichungen praktisch nicht möglich ist – wird nicht unbedingt eine Verbesserung in der Niederschlagsvorhersage erzielt. So spielt die Grenzschicht- und Wolkenphysik im Modell eine große Rolle bei der Genese konvektiven Niederschlages und kann eventuell ebenso fehlerhaft sein. Ein komplexeres SVAT im LM zu benutzen oder TERRA um hydrologische Variablen zu erweitern, ist damit nur ein Anfang in der Verbesserung der Wettervorhersage. Es ist damit nicht verwunderlich, dass eine höhere Auflösung in der Kopplung, welche die Landoberfläche realistischer beschreiben sollte, nicht automatisch zu einer Verbesserung in der Niederschlagsmodellierung führt. In den Fallstudien II und III wurden jeweils drei verschiedene Auflösungen der Landoberflächenparameter in der Kopplung getestet. So zeigen sich schon bei der Produktion der Startwerte mit dem ungekoppelten TOPLATS signifikante Unterschiede bei der Verteilung der Bodenfeuchte und der Verdunstung in Abhängigkeit von der Auflösung. Auch hier können (wie bei der grundsätzlichen Beurteilung der Wechselwirkungen zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag) keine einheitlichen Aussagen über die Einflüsse getroffen werden. So gibt es in der zweiten Fallstudie kaum Unterschiede in dem simulierten Niederschlag in den verschiedenen Modellauflösungen, während in der dritten Fallstudie größere Differenzen auftreten. Hier ist die Windzirkulation die Ursache, die in der letztgenannten Fallstudie sehr sensitiv auf die Energieflüsse am Boden reagiert und in den Auflösungen unterschiedlich ist. Die Windkonvergenz ist in den höheren Auflösungen (TOP500 und TOP250) jeweils schwächer ausgeprägt und führt dazu, dass weniger Niederschlag fällt. Somit spielen (im Rahmen der Wettervorhersage) nicht nur die Gleichungen in den SVAT-Modulen und die Startwerte eine Rolle bei der Genese konvektiven Niederschlages, sondern bei bestimmten Wetterlagen auch die räumliche Auflösung des SVAT TOPLATS. Hieraus könnte eine grundsätzliche Empfehlung abgeleitet werden, TERRA im LM mit einer höheren Auflösung zu rechnen, da die statistische Wahrscheinlichkeit größer ist die Landoberfläche besser zu beschreiben. Jedoch ist eine höhere Auflösung nur mit den entsprechenden vorhandenen Daten sinnvoll, hinzu kommt die längere Rechenzeit.

In der fünften Fallstudie führen die räumliche Auflösung, die verwendeten Startwerte und das SVAT-Modul TOPLATS nur zu geringen Änderungen in der Niederschlagsprognose im Vergleich zum Referenzmodell LM219. Ursache ist der im Vergleich zu Fallstudie II und III stärkere advective Einfluss. Tabelle 7.6 zeigt die durchgeführten Simulationen für diesen Zeitraum. Die Energieflüsse am Boden sind in diesem Zeitraum bei den Simulationen sehr unterschiedlich, trotzdem gibt es keine signifikanten Änderungen im Gebietsmittel der kumulierten Niederschlagssumme. Lediglich tritt das Niederschlagsereignis – so wie in den

vorherigen Studien auch – jeweils ein paar Kilometer räumlich versetzt auf. Die errechnete CAPE für TOP1000 ist am dritten Tag der Fallstudie größer als in LM219, die niedrigen absoluten Werte führen jedoch nur zu einem geringfügig höheren Niederschlag.

Modellkonfiguration	$\theta$ [%]	$H^*$ W/m <sup>2</sup>	$E^*$ W/m <sup>2</sup>	CAPE** [J/kg]	N [mm]
Messung					<b>6,8</b>
TOP1000	70	124	225	258	2,9
TOP500	69	120	230	n. berechnet	2,9
TOP250	69	118	227	n. berechnet	2,9
TOP1000_PWP	13	270	75	229	3,1
LM219	50	96	171	122	3,3
* absolutes Maximum					
** Mittel von 10 bis 12 UTC am 26.9.1999					

Tabelle 7.6: Wie Tabelle 7.3, aber für den Zeitraum 24.9. bis 26.9.1999. Die Messung des Niederschlags stammt von interpolierten Boden- und kalibrierten Radarmessungen.

Ein trockener Boden in TOP1000\_PWP verringert die CAPE und den Niederschlag leicht. In allen Simulationen der Fallstudie wird der mit dem kalibrierten Radar und mit Bodenmessungen ermittelte Regen um mehr als 50 % unterschätzt. Variierende Energieflüsse führen hier also zu keiner gravierenden Änderung im gemittelten Niederschlag, da der avdektive Einfluss groß ist. In der sechsten Fallstudie gibt es in TOP1000 akkumuliert rund 1 mm mehr Gebietsniederschlag als in LM219, obwohl die Unterschiede zwischen den Energieflüssen und der Windzirkulation in beiden Modellen geringer und die auftretenden Windgeschwindigkeiten deutlicher höher als in den anderen Fallstudien sind. Die erhöhte Verdunstungsrate in der Kopplung scheint eine gesteigerte Feuchtigkeit in der Atmosphäre und schließlich mehr Niederschlag zur Folge zu haben. Die Messung liegt im Mittel ca. 1 mm über den zwei Prognosen.

Ob die Kopplung in den verschiedenen Modellkonfigurationen insgesamt betrachtet besser als das LM in der Lage ist, Niederschlag zu prognostizieren, kann nur eingeschränkt beurteilt werden. So ist in beiden Modellen die regionale Verteilung des Niederschlags – unabhängig von den initialisierten Startwerten oder den Oberflächenparametern – im Vergleich zu Messungen unterschiedlich. In allen Simulationen (außer über sehr trockenem Boden) wird außerdem die Niederschlagssumme gegenüber der Messung unterschätzt. Da die Kopplung mehr konvektiven Niederschlag aufgrund größerer Labilität, und in einer Fallstudie durch eine Windkonvergenz produziert hat, liegt diese näher an der Messung. Im operationellen Wettervorhersagebetrieb unterschätzt das LM auch häufig konvektiven Niederschlag, allerdings nur wenn die Regenintensität nicht sehr stark ist (Ebert et al. 2003). Im LM wird in der räumlichen Auflösung von 7 km jedoch das Konvektionsschema von Tiedtke verwendet. Dessen Simulation der Niederschlagsphysik unterscheidet sich deutlich von dem in dieser Studie benutzten LM (welches nur skaligen Niederschlag ohne zusätzliche Konvektionsparametrisierung berechnet). Zum Vergleich wurde eine Simulation für die Fallstudie II mit dem Konvektionsschema gerechnet. Die prognostizierte gemittelte Niederschlagssumme liegt über 20 mm und einzelne konvektive Zellen produzieren für diesen Zeitraum (wahrscheinlich) unrealistische Regenmengen mit örtlich bis zu 70 mm pro Stunde. Die Ursache für die Unterschätzung der konvektiven Niederschläge in der Kopplung und im LM in den dargestellten Fallstudien könnten auf eine zu geringe modellierte Vertikalgeschwindigkeit zurückzuführen sein, die über die Labilitätsenergie u.a. gesteuert wird. Diese hängt wiederum – in Abhängigkeit von der Wetterlage – stark von den Energieflüssen am Boden ab. Somit könnte eine genauere Simulation der Bodenfeuchte und daraus resultierend auch der Energieflüsse, zu einer Verbesserung in der Prognose konvektiver Niederschläge führen.

# Kapitel 8

## Schlussbetrachtung

### 8.1 Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurde der Einfluss der Erdoberfläche auf die Atmosphäre untersucht, um die damit verbundenen Unsicherheiten in der Wettervorhersage abzuschätzen und Ansatzpunkte für Verbesserungen aufzuzeigen. Hierzu wurden Simulationen mit dem SVAT (*Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer-Scheme*) TOPLATS und dem Lokal-Modell (LM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) durchgeführt. Außerdem wurden Prognosen mit einer von Seuffert (2001) entwickelten Kopplung zwischen diesen beiden Modellen gerechnet, in der das SVAT TERRA aus dem LM ausgeschaltet ist. Das Untersuchungsgebiet umfasst rund 12000 km<sup>2</sup>, in welches das Sieg- und das Agger-Einzugsgebiet eingebettet sind.

Um das Wetter möglichst realistisch zu simulieren, wurden hochwertige Bodenparameter in die Kopplung und – für ausgewählte Fallstudien – auch in das LM implementiert. Dem operationellen LM liegt dagegen ein nur sehr grob aufgelöster, undifferenzierter Bodendatensatz zugrunde. Die Bodenparameter und ebenso Werte der Landnutzung und der Topographie wurden in drei verschiedenen Auflösungen im ungekoppelten und gekoppelten TOPLATS verwendet. In den unterschiedlichen Auflösungen gibt es signifikante Differenzen beim *Topographischen Index* (TI), der aus den Höhenwerten im Modellgebiet abgeleitet wurde. Damit ist eine Veränderung der simulierten Bodenfeuchte und des Grundwasserspiegels in den verschiedenen Auflösungen bereits zu Beginn der Modellierungen determiniert, da diese Variablen in TOPLATS stark vom TI abhängen. Landnutzungs- und Bodenparameter sind ursprünglich nominal-skalierte Informationen, bei denen, um die verschiedenen Auflösungen zu erhalten, eine Aggregation der Gitterpunkte vorgenommen wurde. In den prozentualen Anteilen für das gesamte Modellgebiet ergeben sich für Boden und Landnutzung keine großen Veränderungen, jedoch werden z.B. im Sieg-Einzugsgebiet lokal größere Unterschiede erkennbar. Unter Verwendung der so modifizierten Daten der externen Parameter konnten die Einflüsse der räumlichen Auflösung auf die Verteilung der Bodenfeuchte und der Energieflüsse mit dem ungekoppelten TOPLATS getestet werden. Das Modell TOPLATS wurde in den unterschiedlichen Auflösungen erstmals auch für die Kopplung mit dem Lokal-Modell benutzt. Damit konnten die bodenhydrologischen Variablen und die Energieflüsse optional mit bis zu 16-fach höherer Auflösung gerechnet werden als das LM in der 1km-Auflösung.

Aufgrund der unterschiedlichen Bodenparameter und Auflösungen waren Differenzen in den Ergebnissen der Modelle zu erwarten. Außerdem unterscheiden sich die SVAT-Module in ihren physikalischen Parametrisierungen. Dies gilt vor allem für die Vegetationsbeschreibung, die in TOPLATS differenzierter als in TERRA ist. Hinzu kommt, dass in TERRA die Topographie bei der Berechnung der Bodenfeuchte (im Gegensatz zu der in TOPLATS) nicht berücksichtigt wird. Die Startwerte der Bodenfeuchte und der Bodentemperatur in den Analysen des Lokal-Modells und die mithilfe der ungekoppelten TOPLATS-Version produzierten und später in der Kopplung benutzten Werte unterscheiden sich ebenso deutlich. Die Offline-Simulationen von TOPLATS wurden mit räumlich verteilten Niederschlagsmessungen angetrieben. Um diesen zu erhalten, wurden sowohl Bodenmessungen als auch das hoch auflösende X-Band-Radar des Meteorologischen Institutes der Universität Bonn verwendet.

Hierzu wurden Werte von Niederschlagsstationen auf die Fläche interpoliert, die zur Kalibrierung der Radarwerte dienten. Die erzeugten stündlichen Werte des Niederschlags waren nicht nur meteorologischer Antrieb für TOPLATS, sondern auch Referenz für die Niederschlagssimulationen mit dem Lokal-Modell und der Kopplung.

Vor der Durchführung dieser Modellierungen wurde das SVAT mit Abflussmessungen kalibriert. Sensitivitätsstudien mit diesem kalibrierten Modell im Sieg-Einzugsgebiet, unter Verwendung unterschiedlicher Bodenarten der FAO (im operationellen LM benutzt) und der Geologischen Landesämter, verdeutlichen jeweils eine Überschätzung des Abflusses bei stärkeren Niederschlägen. Dieses in TOPLATS auftretende Phänomen, das bereits in mehreren Studien beobachtet werden konnte (Seuffert 2001; Huneke 2001; Koch 2001; Giertz 2004), ist auf das fehlende Routing-Schema zurückzuführen. Dadurch kommt ein simulierter Abfluss direkt dem Auslass des Einzugsgebiets zugute. Ob sich hierdurch die modellierte Bodenfeuchte verschlechtert hat, konnte in dieser Arbeit aufgrund fehlender Messdaten nicht beurteilt werden. Jedoch wurden mit TOPLATS einige Sensitivitätsstudien bei unterschiedlichen räumlichen Auflösungen durchgeführt, um die Verteilung der Bodenfeuchte und der Verdunstung in Abhängigkeit von Parametern der Landoberfläche zu testen. Die Resultate der TOPLATS-Simulationen mit unterschiedlicher Auflösung im Sieg-Einzugsgebiet verdeutlichen, dass im Mittelwert signifikante Unterschiede in der modellierten Bodenfeuchte auftreten. Die Ursachen hierfür sind v.a. auf die verschiedenen prozentualen Anteile der bodenphysikalischen Parameter und des TI zurückzuführen.

Für einen zweimonatigen Zeitraum wurde im gesamten Modellgebiet die Abhängigkeit der simulierten Bodenfeuchte in TOPLATS vom verwendeten Niederschlagsantrieb und der räumlichen Auflösung getestet. Die Ergebnisse zeigen größere regionale Unterschiede in der modellierten Bodenfeuchte, wenn TOPLATS u.a. mit kalibrierten Radar- oder mit interpolierten Niederschlagswerten angetrieben wurde. Außerdem gibt es in den unterschiedlichen Auflösungen dieses SVAT im Gebietsmittel signifikante Unterschiede der Bodenfeuchte. Damit wird die Wichtigkeit der Methode deutlich, mit der die Bodenfeuchte erzeugt wird, die in der numerischen Wettervorhersage als Startwert benötigt wird. Die durchschnittliche Verdunstungsrate ist in den räumlichen Auflösungen ebenfalls signifikant unterschiedlich, da diese stark von der Bodenfeuchte abhängt. Diese Differenzen waren der Grund, die späteren Simulationen mit der Kopplung in unterschiedlichen räumlichen Skalen zu testen.

An zwei Messstationen konnten die von TOPLATS modellierte Verdunstung und andere energetische Variablen verifiziert werden. Hier standen mehrwöchige Daten über Bodentemperatur und Energieflüsse, sowie an einem Tag eine Messung in der Grenzschicht zur Verfügung. Die Validation zeigt an beiden Orten eine gute Übereinstimmung der Bodentemperatur im Vergleich zur Messung über einen Zeitraum bis zu vier Monaten. Die simulierte Nettostrahlung liegt jedoch häufig über der Messung. Die Fluktuation des latenten Wärmeflusses wird dagegen über mehrere Wochen hinweg innerhalb der Messunsicherheit modelliert. Der Bodenwärmestrom offenbart an der gleichen Station eine deutliche Unterschätzung im Modell, während der simulierte Fluss fühlbarer Wärme an bestimmten Tagen mittags überschätzt und nachts unterschätzt wird. Die Ursache ist eine zu hohe Oberflächentemperatur, die u.a. aus der überschüssigen Energie der Nettostrahlung resultiert. Wie stark jedoch z.B. die Verdunstung auf Bodenfeuchte und Pflanzenparameter reagiert, haben Sensitivitätsstudien mit TOPLATS für den gleichen Zeitraum gezeigt, in dem die Validation der energetischen Variablen durchgeführt wurde. Die Ergebnisse verdeutlichen, dass die Energieflüsse ein sehr variabler Faktor in der mesoskaligen Wettervorhersage sein können, selbst unter Verwendung des gleichen SVAT-Moduls. Die Modellierung der 2m-Temperatur, die u.a. vom fühlbaren Wärmefluss abhängt, zeigt dagegen mit der Kopplung im Vergleich zu Messungen eine gute Übereinstimmung. Neun punktuell verteilte Messstationen standen für die Verifikation zur Verfügung. Die simulierten Werte der 2m-Temperatur aus der Kopplung und dem LM stammen von insgesamt sechs Fallstudien mit Prognosezeiten

von jeweils 48 oder 72 Stunden. Eine Fallstudie diente explizit zur Validation der Temperatur und der Feuchtigkeit in der Grenzschicht. Hier zeigt sich, dass die Kopplung und das LM den fühlbaren und den latenten Wärmefluss unterschiedlich hoch simulieren, beide jedoch trotzdem mit verschiedenen Messungen relativ gut übereinstimmen. Die Nettostrahlung wird von beiden Modellen aber deutlich überschätzt. Die in der Grenzschicht gleichzeitig gemessene potentielle Temperatur und spezifische Feuchte wird von der Kopplung besser als mit dem LM berechnet. Dies gilt ebenso für die gemessenen Tagesmaxima der 2m-Temperatur. Auch in fünf anderen Fallstudien gibt es in den Simulationen mit der Kopplung meistens eine bessere Übereinstimmung dieser Variablen. Die Studien wurden jeweils für den Sommer 1999 gerechnet, um die Niederschlagsvorhersage der Modelle anhand der kalibrierten Radarmessung bzw. der interpolierten Niederschlagsmessung zu verifizieren. Die jeweils modellierte 2m-Temperatur ist in der Kopplung meistens höher und damit signifikant näher an der Messung, obwohl die Bodenfeuchte an den meisten Klimastationen größer ist als im LM. Auch drei stündlich registrierende Stationen verdeutlichen eine bessere Übereinstimmung der Tagesmaxima der 2m-Temperatur mit den Ergebnissen aus der Kopplung. Die Differenzen werden vor allem von unterschiedlichen fühlbaren Wärmefläüssen in TERRA und TOPLATS verursacht, die wiederum auf die höhere Bodentemperatur in TOPLATS zurückzuführen sind.

Um die simulierte 2m-Temperatur im operationellen LM mit 1km-Auflösung zu testen, wurden in drei Fallstudien bodenhydrologische Parameter, sowie optional auch Startwerte der Bodenfeuchte und der Bodentemperatur im LM benutzt, wie sie auch in der Kopplung verwendet wurden. Die simulierte 2m-Temperatur liegt mit Werten der Bodenfeuchte aus der Kopplung im Vergleich zu Messungen noch niedriger als mit den Startwerten aus den Analysen des DWD. So modelliert die Kopplung bei ähnlicher Landoberfläche und gleichen Startwerten eine höhere 2m-Temperatur als das LM. Diese Ergebnisse dokumentieren, dass die von TOPLATS in der ungekoppelten Version produzierte Bodenfeuchte nicht unmittelbar im operationellen LM bzw. in TERRA verwendet werden sollte. Denkbar ist jedoch, dass die u.a. von der Topographie abhängige Bodenfeuchte aus TOPLATS um einen gewissen Wert reduziert wird und dann in TERRA genutzt werden könnte.

Die Unterschiede, welche die zwei an das LM gekoppelten SVAT-Modelle in der Atmosphäre verursachen, werden auch in den fünf Fallstudien deutlich, in denen Niederschlag gefallen ist. Drei Fallstudien wurden für Strahlungswetterlagen gerechnet, bei denen Gewitterzellen in der Radarmessung aufgetreten sind. Zwei weitere wurden in Zeiträumen simuliert, in denen ebenfalls Niederschlag fiel, die auftretenden Windgeschwindigkeiten jedoch deutlich höher waren. Die Ergebnisse des LM und der Kopplung in unterschiedlichen Modellkonfigurationen wurden jeweils miteinander verglichen. Die Fallstudien verdeutlichen einen großen Einfluss der Landoberfläche und der Startwerte der Bodenfeuchte auf den prognostizierten Niederschlag. Dieser Einfluss ist jedoch nichtlinear und in den Fallstudien sehr unterschiedlich zu bewerten. So führt in einer Fallstudie eine zu Beginn der Simulationen deutlich reduzierte Bodenfeuchte im Gebietsmittel sowohl im LM als auch in der Kopplung zu rund 50 % mehr Niederschlag. Somit gibt es eine negative Rückkopplung der Bodenfeuchte mit dem prognostizierten Niederschlag. Auf diese Art der Rückkopplung weisen auch andere Studien hin (Ek & Holtslag 2003; Findell & Eltahir 2003a). Die Ursache ist der tagsüber stark gestiegene fühlbare Wärmefluss über trockenem Boden, der zu einer größeren Labilität (erkennbar an einer höheren CAPE) und in der Folge zu mehr konvektivem Niederschlag führt. Eine Erhöhung der räumlichen Auflösung der Landoberflächenparameter in der Kopplung auf 500 m und 250 m führt in dieser Fallstudie nur zu geringen Änderungen im prognostizierten Niederschlag. Die simulierten Niederschläge werden bei Verwendung eines mittelfeuchten Bodens sowohl vom LM als auch von der Kopplung im Gebietsmittel unterschätzt. Hierbei liegen die Ergebnisse aus der Kopplung näher an den Messungen mit dem kalibrierten Radar und den interpolierten Bodenmessungen. Die – auch

in den anderen Fallstudien aufgetretene – Unterschätzung des gemessenen Niederschlags gibt es häufig auch in der operationellen Wettervorhersage (Ebert et al. 2003). In einer anderen Fallstudie ist die Entstehung konvektiven Niederschlags in der Kopplung auf thermische und dynamische Ursachen zurückzuführen. Durch eine starke Aufheizung im zentralen Modellgebiet kommt es in Verbindung mit der synoptischen Höhenströmung zu einer Windkonvergenz, welche Vertikalbewegungen verstärkt und schließlich zur Niederschlagsbildung führt. Der prognostische Niederschlag tritt in ähnlicher Größenordnung auch in der Radarmessung auf. Bei einer Erhöhung der räumlichen Auflösung in der Kopplung wird jeweils weniger Niederschlag prognostiziert, da die Aufheizung der bodennahen Luftschichten und entsprechend die Windkonvergenz schwächer ausgeprägt ist. Der simulierte Niederschlag wird jedoch im Vergleich zur Messung im Gebietsmittel und lokal deutlich unterschätzt. Im LM treten dagegen keine konvergierenden Luftmassen und keine Niederschläge auf, auch dann nicht, als in einer weiteren Simulation gleiche Startwerte und ähnliche Bodenparameter wie in der Kopplung verwendet wurden. In einer weiteren Fallstudie ändert sich jedoch die Niederschlagsbildung im LM, wenn Startwerte und Bodenparameter der Modelle angeglichen wurden. Das operationelle LM simuliert wiederum keinen Niederschlag, obwohl dieser in der Bodenmessung auftritt. Die Kopplung produziert in dieser Fallstudie mehr Niederschlag aufgrund einer größeren Labilität (die sich an höheren CAPE-Werten zeigt), welche die Feuchtigkeit oberhalb der Grenzschicht vergrößert. Im modifizierten LM gibt es auch stärkere Labilitäten und Feuchtigkeitswerte, die zur Niederschlagsbildung beitragen. Im Vergleich zur Kopplung in 1000m-Auflösung ist der auftretende Regen jedoch um rund 35 % und gegenüber der Messung mit dem kalibrierten Radar um ca. 40 % reduziert. Es wurden zwei weitere Fallstudien gerechnet, in denen die auftretende Advektion eine größere Rolle spielt, die Flüsse an der Erdoberfläche aber trotzdem noch signifikant auf die Atmosphäre wirken. Auch hier gibt es in den Niederschlagswerten Unterschiede zwischen Kopplung und LM. Das Gebietsmittel des Niederschlags liegt in der Kopplung in einer der beiden Fallstudien näher an der Radarmessung und über der im LM. In der anderen Studie sind keine signifikanten Unterschiede zwischen beiden Modellen erkennbar, da der auftretende konvektive Niederschlag nur einen geringfügigen Teil ausmacht. Die Modellrechnungen mit der Kopplung und dem LM veranschaulichen den starken Einfluss, den die Landoberfläche auf die Atmosphäre auch in einem kleinen Modellgebiet und während eines kurzen Zeitraums ausübt. Durch die Kopplung wird die quantitative Niederschlagsvorhersage in drei Fallstudien im Vergleich zur Messung mit dem Radar und mit interpolierten Regenwerten verbessert. Somit wird die große Bedeutung der Struktur der Landoberfläche und besonders der Bodenfeuchte im Rahmen der mesoskaligen Wettervorhersage deutlich. Diese Arbeit zeigt, dass die Ursachen für die vergleichsweise niedrige Prognosegüte der modellierten Niederschläge in der operationellen Vorhersage teilweise durch die Benutzung verbesserter Oberflächenparameter und Startwerte, sowie durch die Benutzung eines komplexeren SVAT im LM beseitigt werden könnten.



## 8.2 Ausblick

Im LM sollten für das Gebiet von Deutschland hoch aufgelöste Bodendaten verwendet werden, da die meisten Geologischen Landesämter der einzelnen Bundesländer digitale Bodeninformationen besitzen. Dies ist aber nicht zuletzt eine Kostenfrage. Mit den neuen Bodendaten wäre es auch möglich, TERRA in der operationellen Vorhersage mit einer höheren Auflösung zu rechnen. Die Startwerte der Bodenfeuchte sind bei der kurzfristigen Wettervorhersage auch wichtig. Diese könnten mit TERRA in der stand alone Version und mit neuen bodenphysikalischen Parametern produziert werden, wobei die Möglichkeit bestünde, Radarmessungen als Antrieb zu verwenden, die zu einer realistischeren Verteilung der Bodenfeuchte beim Start der Modellierungen führen dürften.

Eine komplexere Vegetationsbeschreibung, unter Verwendung mehrerer variabler pflanzen-spezifischer Parameter, wäre eine weitere Verbesserungsmöglichkeit in TERRA. Hierbei könnte dieses SVAT auch um ein TOPMODEL-Ansatz und ein Routing-Schema erweitert werden, damit laterale Abflüsse erfasst werden. Dies wären Ansätze, Parametrisierungen aus TOPLATS (mit Ausnahme des Routing-Schemas) in TERRA zu übernehmen. Die Kopplung in der operationellen Wettervorhersage zu nutzen, scheitert an der hohen Rechenzeit, weil das darin enthaltene TOPLATS ein sequentielles Programm ist. Eine mögliche Parallelisierung dieses Modells ist aufgrund der Programmstruktur jedoch sehr kompliziert. Änderungen in TERRA vorzunehmen, sind deshalb wahrscheinlich weniger zeitaufwendig. Die Änderungen der Parametrisierungen in TERRA teilweise zu verwirklichen, ist für die dritte Phase des Graduiertenkollegs geplant, die sich an diese Arbeit anschließt. Darüber hinaus könnten in Zukunft Ensembles in der Wettervorhersage mit variablen Oberflächenparametern und Startwerten der Bodenfeuchte für solche Tage gerechnet werden, an denen aufgrund der synoptischen Situation konvektive Niederschlagsereignisse zu erwarten sind. Schließlich wäre eine genauere Vorhersage dieser Ereignisse mit einer besseren Zustandsbeschreibung der Erdoberfläche zu erreichen.



# Anhang

## A.1 Berechnung der Verdunstung in TOPLATS

### *Verdunstung vom unbedeckten Boden $E_{bs}$*

Bei der Verdunstung über unbedecktem Boden wird  $r_x$  aus Gleichung 3.2 identisch mit dem Bodenwiderstand  $r_s$ . Dieser wird folgendermaßen berechnet (Peters-Lidard et al. 1997):

$$r_s = r_{\min} \exp\left(-13.515 \frac{\Theta}{FK}\right) \quad (\text{AG-1})$$

$\Theta$  ist der Wassergehalt an der Erdoberfläche,  $FK$  die Bodenfeuchte bei Feldkapazität und  $r_{\min}$  der minimale Bodenwiderstand [ $3.8114 \cdot 10^4$  s/m]. Bei vollständiger Sättigung ist der Bodenwiderstand  $r_s$  identisch mit  $r_{\min}$ , d.h. es gibt eine maximale Verdunstungsrate. Für Albedo, Rauigkeitslänge und Verdrängungshöhe wurden typische Werte des unbedeckten feuchten Bodens gesetzt (Dickinson 1984), um den speziellen atmosphärischen Widerstand  $r_{av}$  auszurechnen.

### *Verdunstung von pflanzenbedeckter trockener Oberfläche $E_{dc}$ und der under story $E_{vu}$*

Über dieser Fläche wird  $r_x$  aus Gleichung 3.2 identisch mit dem Faktor  $r_c$ , der einen anderen Bodenwiderstand repräsentiert. Dieser wird aus einem Ansatz von Jacquemin & Noilhan (1990) abgeleitet:

$$r_c = \frac{r_{\text{stmin}}}{LAI \cdot f_1 \cdot f_2 \cdot f_3 \cdot f_4} \quad (\text{AG-2})$$

Das bedeutet: Je größer der LAI, umso kleiner  $r_c$ , desto größer der berechnete latente Wärmefluss.  $r_{\text{stmin}}$  ist der minimale Stomatawiderstand. Diese Größe ist einer der vielen Vegetationsparameter, dessen Werte in der Literatur für den gleichen Landnutzungstyp sehr unterschiedlich sind (zwischen 40 s/m und 240 s/m; Jacquemin & Noilhan 1990). Je höher  $r_{\text{stmin}}$ , desto geringer wird die Transpiration. Die Faktoren  $f_1$  bis  $f_4$  sind die *Stressfaktoren* der Vegetation und können jeweils dimensionslose Werte zwischen 0 und 1 erreichen. Sie sind sowohl von der Bodenart, als auch vom Vegetationstyp abhängig (Jacquemin & Noilhan 1990).

Der Faktor  $f_1$  repräsentiert den Einfluss photosynthetisch aktiver Strahlung (mithilfe der Stomatawiderstände der verschiedenen Vegetationsformen berechnet) und stammt ursprünglich von Dickinson (1984):

$$f_1 = \frac{\frac{r_{\text{smin}}}{r_{\text{smax}}} + f}{1 + f} \quad (\text{AG-3})$$

$r_{\text{smin}}$  wurde in dieser Arbeit auf 80 s/m gesetzt und  $r_{\text{smax}}$ , der maximale Stomatawiderstand, auf 5000 s/m.  $f$  ist ein Grenzwert, der vegetationsabhängig ist (Jacquemin & Noilhan 1990):

$$f = 0.55 \cdot \frac{R_g}{R_{PL}} \cdot \frac{2}{LAI} \quad (AG-4)$$

$R_g$  und  $R_{PL}$  sind vegetationsabhängige Widerstände. Für Weizen z.B. ist ein  $R_g$  von  $30 \text{ W/m}^2$  und ein  $R_{PL}$  von  $100 \text{ W/m}^2$  typisch (Jacquemin & Noilhan 1990). Bei dichtem Bewuchs (also hohem LAI) wird der empirische Parameter  $f$  kleiner. Mit geringerem  $f$  wird  $f1$  (siehe AG-3) größer, sinkt  $r_c$  (siehe AG-2) und die Transpiration steigt. Somit ist eine vergrößerte Verdunstung mit wachsendem Blattflächenindex beschrieben.

$f2$  beschreibt den Einfluss, den das Sättigungsdefizit auf die Transpiration ausübt (Jacquemin & Noilhan 1990):

$$f2 = 1 - 0.06 \cdot (q_s(T_a) - q_a) \quad (AG-5)$$

$q_s(T_a)$  ist die spezifische Feuchte bei Sättigung mit der Lufttemperatur  $T_a$ ,  $q_a$  ist die spezifische Feuchte der Luft. Die Berechnung von  $f2$  gilt, wenn das Sättigungsdefizit kleiner als  $12,5 \text{ g/kg}$  ist, ansonsten wird der Faktor auf  $0,25$  gesetzt. Die obige Gleichung bedeutet: Wenn trockene Luft vorherrscht, verringert sich die Transpiration, weil  $f2$  kleiner wird und damit der Widerstand  $r_s$  steigt. Mit dieser Parametrisierung wird das Verhalten der Pflanzen simuliert, die bei Trockenheit weniger verdunsten, um der Austrocknung zu entgehen.

$f3$  aus Gleichung AG-2 ist von der Umgebungstemperatur der Pflanzen abhängig und simuliert das Verhalten dieser, bei zu extremen Temperaturen die Stomata-Öffnungen zu schließen (Dickinson 1984).

$$f3 = 1 - 1.6 \cdot 10^{-3} \cdot (T_0 - T_a)^2 \quad (AG-6)$$

$T_0$  ist die Optimumtemperatur ( $298 \text{ °K}$  in den gemäßigten Zonen) und  $T_a$  die Lufttemperatur. Hier gilt das gleiche wie bei der Variablen  $f2$ : Je größer die Differenz der Lufttemperatur von der Optimumtemperatur ist, desto geringer wird die Transpiration.

$f4$  steht für den Wasserstressfaktor. Dieser wird über die Bodenfeuchte berechnet, die den Pflanzen zur Verfügung steht:

$$f4 = \frac{\Theta_i - \Theta_{PWP}}{\Theta_{FK} - \Theta_{PWP}} \quad (AG-7)$$

$\Theta_i$  ist die obere Bodenfeuchte,  $\Theta_{PWP}$  die Bodenfeuchte beim Welkepunkt und  $\Theta_{FK}$  die Bodenfeuchte bei Feldkapazität. Damit ist der Faktor  $f4$  fast identisch mit der effektiven Sättigung des Bodens. Jener Berechnungsansatz schließt unterschiedliche Vegetationstypen aus, da die einzelnen Werte der Bodenfeuchte nur aus der Bodenart abgeleitet werden. Allerdings werden über den minimalen Stomatawiderstand in Faktor  $f1$  und im Zähler von  $r_c$  die verschiedenen Vegetationsarten berücksichtigt, so dass der unterschiedliche Wasserbedarf der Pflanzen mit einbezogen wird. So liegt der Grenzwert der Transpiration für Weizen z.B. bei  $630 \text{ W/m}^2$ , mit einer gegebenen Bodenfeuchte von  $0,25 \text{ vol.}$  in einem lehmigen Boden. Für eine Birke beträgt dieser Wert nur  $360 \text{ W/m}^2$  (Jacquemin & Noilhan 1990). Die Vegetation, die sich unterhalb der Bäume befindet (under story), Gras und Sträucher z.B., werden synonym zu  $E_{dc}$  berechnet, mit dem Unterschied dass die Vegetationsparameter (wie der LAI) entsprechend gewählt werden.

*Verdunstung von feuchter bedeckter Oberfläche  $E_{dc}$* 

Hier wird der Widerstand  $r_x = 0$  gesetzt, d.h. es gibt eine maximale potentielle Verdunstung von der Pflanzenoberfläche bei gegebenen atmosphärischen Variablen.

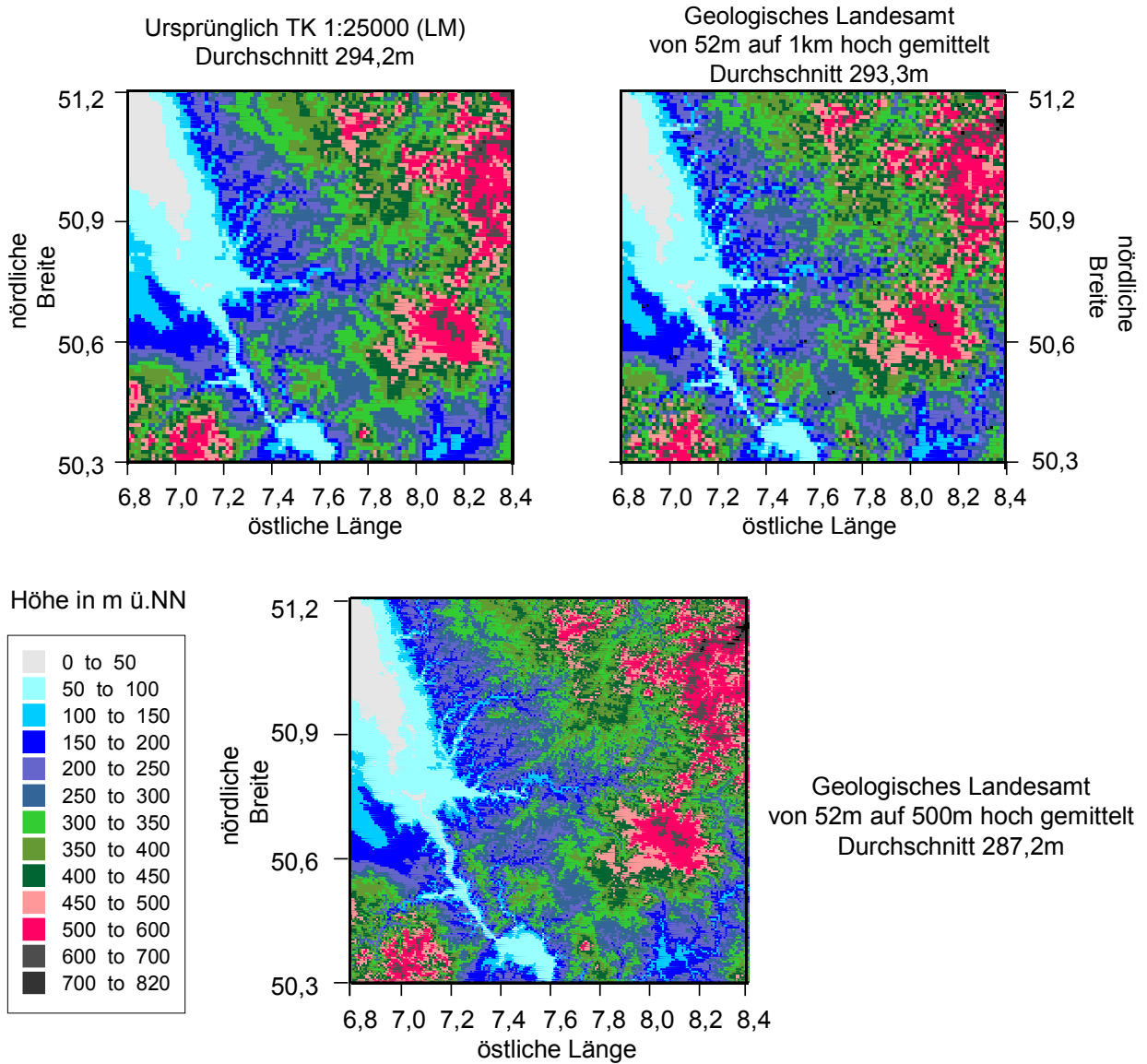
*Aerodynamischer Widerstand*

$r_{av}$  (aus Gleichung 3.2) ist der aerodynamische Widerstand. Dieser hängt im wesentlichen von der Rauigkeit der Oberfläche und der Atmosphärenschichtung in Bodennähe ab. Er wird in TOPLATS nach einem Ansatz von Ek & Mahrt (1991) bestimmt:

$$r_{av} = \frac{1}{k^2 u_{za} F(Ri_B)} \ln\left(\frac{z_a - d}{r_{mom}}\right) \ln\left(\frac{z_a - d}{r_{heat}}\right) \quad (AG-8)$$

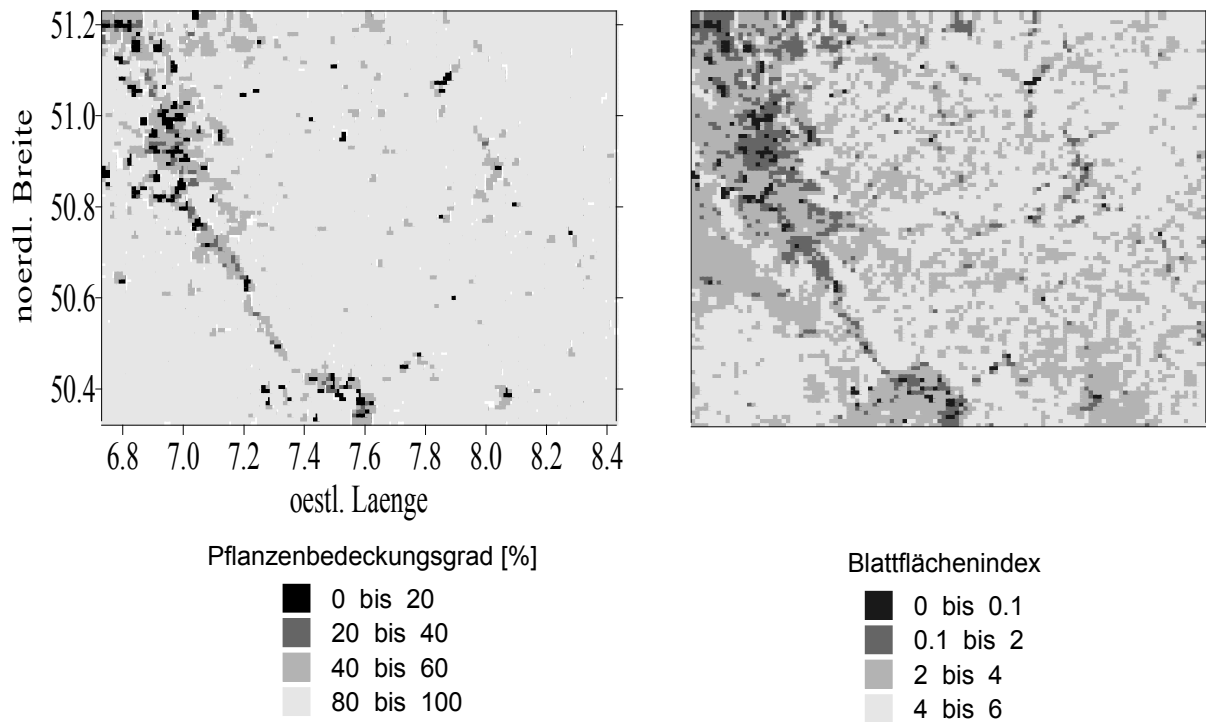
$r_{mom}$  ist die Rauigkeitslänge für Impuls,  $r_{heat}$  die Rauigkeitslänge für Wärme,  $F(Ri_B)$  eine Stabilitätskorrektur in Abhängigkeit von der Bulk-Richardson Zahl  $Ri_B$ ,  $k$  ist die Karman Konstante,  $u_{za}$  die Windgeschwindigkeit in der Höhe  $z_a$  und  $d_0$  die Verdrängungshöhe.

## A.2 Externe Parameter

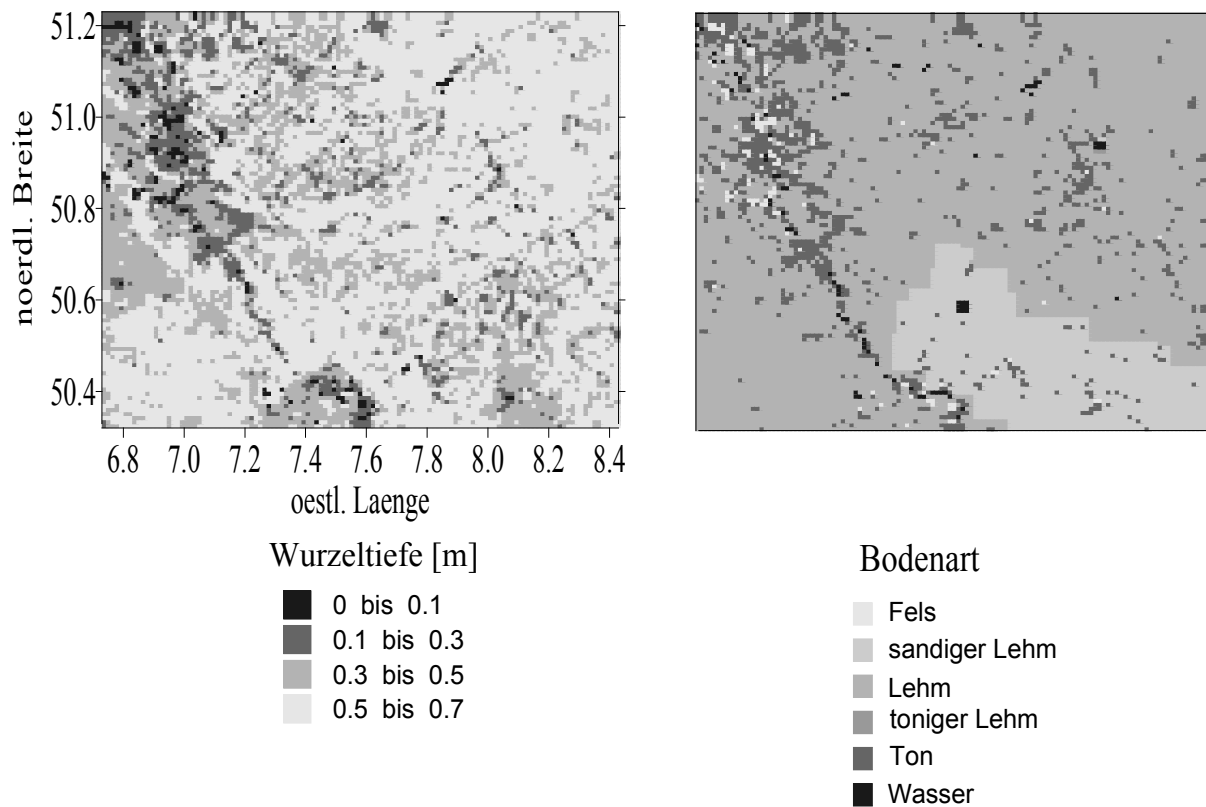


Anhang A-1: Topographie im Modellgebiet aus verschiedenen Quellen und in unterschiedlichen Auflösungen.

Die TK25 (Maßstab 1:25000) ist die Ursprungsquelle für den topographischen Datensatz im Lokal-Modell. Dieser wurde durch die Daten des hoch-gemittelten digitalen Geländemodells (52m-Auflösung) ersetzt, und sowohl in das Lokal-Modell, als auch in die Kopplung mit unterschiedlichen Auflösungen (1000 m, 500 m und 250 m) implementiert.



Anhang A-2: Bodenarten und Wurzeltiefe im Lokal-Modell.



Anhang A-3: Pflanzenbedeckungsgrad und Blattflächenindex im Lokal-Modell.

<b>Station</b>	<b>LM219</b> <i>Bodenart</i>	<b>TOPLATS</b> <i>Bodenart</i>	<b>LM219</b>		<b>TOPLATS</b>	
			<i>LAI</i>	<i>z<sub>0</sub></i> [m]	<i>LAI</i>	<i>z<sub>0</sub></i> [m]
<b>Köln*</b>	Lehm	schluffiger Sand	4,07	0,90	5,00	0,80
<b>Bonn*</b>	Lehm	schluffiger Lehm	0,67	1,00	0,50	0,80
<b>KLA</b>	Lehm	schluffiger Lehm	1,7	0,25	1,50	0,10
<b>Vershoven</b>	Lehm	schluffiger Lehm	3,23	0,10	2,00	0,05
<b>Bendorf</b>	Ton	schluffiger Lehm	1,64	1,00	2,00	0,05
<b>Neunkirchen</b>	Lehm	schluffiger Lehm	3,12	0,12	3,50	0,50
<b>Siegen</b>	Ton	schluffiger Lehm	1,55	1,00	3,50	0,50
<b>Elsdorf</b>	Ton	schluffiger Lehm	0,69	1,00	0,50	0,20
<b>Buchenhofen</b>	Lehm	schluffiger Lehm	4,34	0,69	1,00	0,03
<b>Lüdenscheid</b>	Lehm	schluffiger Lehm	4,56	0,90	3,50	0,50

\* Nachbarpixel

Anhang A-4: Oberflächenparameter in Terra und TOPLATS an den Stationen, die zur Verifikation dienen.  $Z_0$  ist die Rauigkeitslänge für Impuls.



## A.3 Rechenzeiten und Modellsimulationen

		Pentium P4 1,5Ghz 1GB Arbeitsspeicher	Athlon XP 3000+ 1GB Arbeitsspeicher
<i>LM-Version, Auflösung, dt</i>	<i>TOPLATS Auflösung, dt</i>	Rechenzeit für 1h / 72h-Prognose	Rechenzeit für 1h / 72h-Prognose
LM 2.19, 1000m, 10s	-	0,8 / 58	0,6 / 43
LM 2.9, 1000m, 10s	1000m, 10s	1,7 / 122	0,9 / 65
LM 2.9, 1000m, 10s	500m, 10s	2,3 / 168	-
LM 2.9, 1000m, 10s	250m, 10s	7 / 504	-
LM 2.9, 1000m, 10s	1000m, 1min	1,3 / 94	0,7 / 50
LM 2.9, 1000m, 10s	500m, 1min	1,7 / 122	0,8 / 58
LM 2.9, 1000m, 10s	250m, 1min	2,5 / 180	1,3 / 94
1000m = 101*119 = 12019 Pixel 500m = 202*238 = 48076 Pixel 250m = 404*476 = 192306 Pixel			

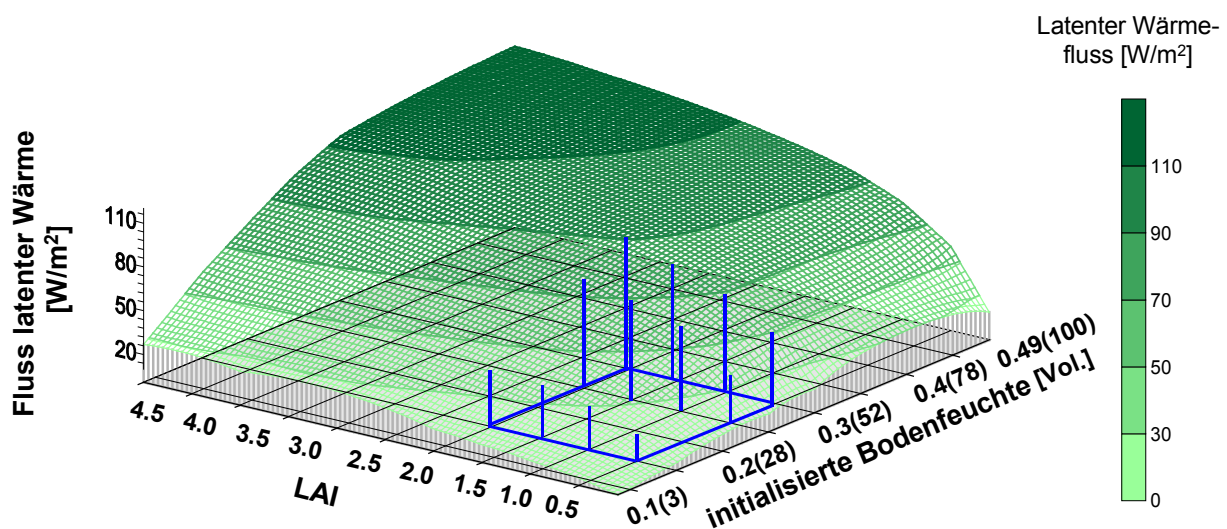
Anhang A-5: Rechenzeiten der Kopplung und des LM auf verschiedenen PC-s.

Modell*	Zeitraum	Gebiet	Ziel	Anz.Sim.
1	1997 bis 1999	Sieg	Kalibration	3
1	1997 bis 1999	Sieg	Validation + Sensitivität Abfluss	5
1	1997 bis 1999	Agger	Kalibration	3
1	1997 bis 1999	Agger	Validation Abfluss	5
1	1997 bis 1999	Sieg	Sensitivität Landnutzung	3
1	1997 bis 1999	Sieg	Sensitivität räuml.Skala	1
2	1997 bis 1999	Sieg	Sensitivität räuml.Skala	1
1	1.5.1997 bis 1.5.1998	Sieg	Sensitivität Landoberfläche	4
1	1.8. bis 30.9.99	Gesamt	Sensitivität Niederschlagsinterpolation	1
1	1.8. bis 30.9.99	Gesamt	Sensitivität Radar-Niederschlag	1
1	1.8. bis 30.9.99	Gesamt	Sensitivität Skala	1
2	1.8. bis 30.9.99	Gesamt	Sensitivität Skala	1
3	1.8. bis 30.9.99	Gesamt	Sensitivität Skala	1
1	13.5. bis 19.8.99	KLA	Validation Bodentemperatur	1
1	7.5. bis 31.5.99	Versuchsgut	Validation Bodentemperatur	1
1	13.5. bis 22.6.99	KLA	Validation Energieflüsse	1
1	13.5. bis 22.6.99	KLA	Sensitivität LAI-Bodenfeuchte	35
1	13.5. bis 22.6.99	KLA	Sensitivität Vegetation-Bodenfeuchte	20
				88
4	21.05. bis 22.05.99	Gesamt	Val. 2m-Temp. + Energieflüsse + Grenzschr.	1
5	21.05. bis 22.05.99	Gesamt	Val. 2m-Temp. + Energieflüsse + Grenzschr.	1
4	21.05. bis 22.05.99	Gesamt	Sensitivität Oberfläche	1
6	21.05. bis 22.05.99	Gesamt	Validation Energieflüsse + Grenzschr.	1
7	21.05. bis 22.05.99	Gesamt	Validation Energieflüsse + Grenzschr.	1
4	17.7. bis 19.07.99	Gesamt	Validation 2m-Temp. + Niederschlag	1
5	17.7. bis 19.07.99	Gesamt	Validation 2m-Temp. + Niederschlag	1
4	17.7. bis 19.07.99	Gesamt	Sensitivität Oberfläche	3
4	23.7. bis 25.7.99	Gesamt	Validation Niederschlag	1
5	23.7. bis 25.7.99	Gesamt	Validation Niederschlag	1
4	17.8. bis 19.08.99	Gesamt	Validation 2m-Temp. + Niederschlag	1
5	17.8. bis 19.08.99	Gesamt	Validation 2m-Temp. + Niederschlag	1
4	24.8 bis 26.08.99	Gesamt	Validation 2m-Temp. + Niederschlag	1
5	24.8 bis 26.08.99	Gesamt	Validation 2m-Temp. + Niederschlag	1
5	24.8 bis 26.08.99	Gesamt	Sensitivität Oberfläche	3
6	24.8 bis 26.08.99	Gesamt	Sensitivität Oberfläche	1
7	24.8 bis 26.08.99	Gesamt	Sensitivität Oberfläche	1
4	24.8 bis 26.08.99	Gesamt	Sensitivität Oberfläche	3
4	12 bis 14.09.99	Gesamt	Validation 2m-Temp. + Niederschlag	1
5	12 bis 14.09.99	Gesamt	Validation 2m-Temp. + Niederschlag	1
5	12 bis 14.09.99	Gesamt	Sensitivität Oberfläche	1
6	12 bis 14.09.99	Gesamt	Sensitivität Oberfläche	1
7	12 bis 14.09.99	Gesamt	Sensitivität Oberfläche	1
4	12 bis 14.09.99	Gesamt	Sensitivität Oberfläche	3
4	24 bis 26.09.99	Gesamt	Validation 2m-Temp. + Niederschlag	1
5	24 bis 26.09.99	Gesamt	Validation 2m-Temp. + Niederschlag	1
5	24 bis 26.09.99	Gesamt	Sensitivität Oberfläche	1
6	24 bis 26.09.99	Gesamt	Sensitivität Oberfläche	1
7	24 bis 26.09.99	Gesamt	Sensitivität Oberfläche	1
				37
<i>*Modellkonfiguration</i>				
1 = TOPLATS stand alone 1000m		4 = LM stand alone 1000m		
2 = TOPLATS stand alone 500m		5 = KOPPLUNG LM1000m-TOP1000m		
3 = TOPLATS stand alone 250m		6 = KOPPLUNG LM1000m-TOP500m		
		7 = KOPPLUNG LM1000m-TOP250m		

Anhang A-6: Modellsimulationen mit TOPLATS, der Kopplung und dem LM.

## A.4 Sensitivität der modellierten Verdunstung in Abhängigkeit von initialisierter Bodenfeuchte und Pflanzenparametern

Die Simulation des latenten Wärmeflusses hängt u.a. von dem Bodenwiderstand und bei pflanzenbedeckter Oberfläche von einigen Vegetationsparametern ab (vgl. Kapitel 3). Diese variieren innerhalb des gleichen Vegetationstyps (Pielke 1984), so z.B. der Blattflächenindex LAI oder der minimale und maximale Stomatawiderstand. Für den Standort KLA wurde TOPLATS mit jeweils variierenden Pflanzenparametern und unterschiedlichen Werten der Bodenfeuchte gerechnet, um die Unsicherheit in der modellierten Verdunstungsgröße festzustellen. Die Ergebnisse dokumentieren Abbildung A-7 und Abbildung A-8.



Anhang A-7: Modellierter Fluss latenter Wärme in Abhängigkeit von der initialisierter Bodenfeuchte und vom LAI am Standort KLA, gemittelt pro Simulation über den Zeitraum 13.5. bis 22.6.1999. In Klammern der Bodenfeuchte-Skala ist jeweils die effektive Sättigung angegeben. Die untere Bodenfeuchte wurde zu Beginn der Simulation auf 0,3 vol. gesetzt. Angetrieben wurde das Modell mit meteorologischen Messungen aus KLA und vom MIUB. Die Graphik ist das Ergebnis von 35 Simulationen, die für fünf Wochen gerechnet und jeweils über diesen gesamten Zeitraum gemittelt wurden. Danach wurde aus diesen 35 Verdunstungswerten mit der ordinary-kriging Methode interpoliert.

Die Messung in KLA liegt für den gleichen Zeitraum bei einer mittleren Verdunstungsrate von  $69 \text{ W/m}^2$ . Einen ähnlichen Wert erreicht die Simulation mit einem vor Ort gemessenen LAI von 1,5 (Maurer 2003) und einer Bodenfeuchte von 0,25 vol. Innerhalb der durch die blauen vertikalen Balken eingeschlossenen Ebene befinden sich die repräsentativen LAI-Werte für die Vegetationsform Obst und Werte der Bodenfeuchte, die zwischen dem PWP und der FK liegen. Die LAI-Werte sind zwischen 0,3 und 2,0 selektiert worden (Pielke 1984; Hoyningen-Huene 1983). Die Höhe der Balken entspricht im Schnittpunkt mit dem Gitternetz dem modellierten Fluss latenter Wärme in den jeweiligen Simulationen. Das Maximum von 0.49 vol. in der Bodenfeuchte-Skala wird durch die Sättigungsfeuchte für die in KLA vorhandene Bodenart Lehm markiert, das Minimum durch die Residualfeuchte (bei 0,087 vol.). Die Abbildung macht die Abhängigkeit der Verdunstung vom LAI (Transpiration) und der Bodenfeuchte (Verdunstung vom Boden) deutlich. Es gibt einen nahezu linearen Anstieg

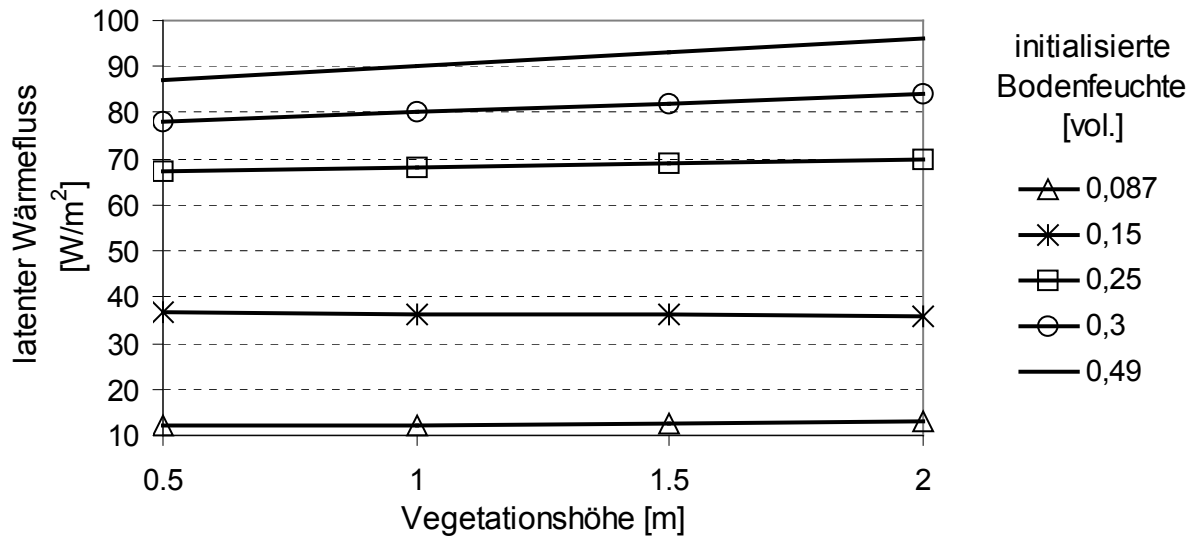
des latenten Wärmeflusses in Abhängigkeit des LAI zwischen 0,5 und 3. Bei noch größeren Werten fällt der Zuwachs nicht mehr so gravierend aus. Ähnliche Tendenzen hat auch Niyogi et al. (2002) in einer Studie festgestellt. Niyogi hat Sensitivitätsstudien mit einem Biosphärenmodell durchgeführt und kam zu dem Ergebnis, dass ab einem LAI von 2,5 – bei gleichzeitig konstanten anderen Parametern – die Verdunstungsrate leicht sinkt.

Die Verdunstungsrate in TOPLATS steigt bei konstantem LAI zwischen einer Bodenfeuchte von 0,15 vol. bis 0,3 vol. linear an. Liegt die Bodenfeuchte unter 0,15 vol., erhöht sich die Verdunstungsrate in Abhängigkeit des LAI überproportional. Bei hoher effektiver Sättigung ist die Zunahme der Verdunstungsrate schwächer ausgeprägt. Die Unsicherheit der Verdunstungsmodellierung liegt aufgrund der schwierig in einem größeren Untersuchungsgebiet zu ermittelnden Parameter LAI und der variierenden Bodenfeuchte (in dem als realistisch anzusehenden Wertebereich) zwischen 20 W/m<sup>2</sup> und 90 W/m<sup>2</sup>. Somit ist der latente Wärmefluss für die Landnutzungsform Obst in Gitterpunkten im Modellgebiet sehr variabel, an denen keine Messungen von Pflanzenparametern vorliegen. Der Sensitivitätsindex SI von de Roo (1993) als relative Maßzahl für die Sensitivität, zeigt, dass sich die Bodenfeuchte stärker auf die modellierte Verdunstungsrate auswirkt als der LAI. Der SI berechnet sich folgendermaßen (de Roo 1993):

$$SI_{10} = \frac{|O_{P10} - O_{M10}|}{O_o} \quad (4.3)$$

$O_{P10}$  ist das Modellergebnis mit 10%-iger Erhöhung des Eingabewertes,  $O_{M10}$  das Modellergebnis mit 10%-iger Verminderung des Eingabewertes und  $O_o$  das Modellergebnis mit Basiswert des Eingabewertes. Ausgehend von einem Basiswert des LAI von 1,5 und einer Bodenfeuchte von 0,25 vol., liegt der  $SI_{10}$  für den Vegetationsparameter bei 0,08 und der  $SI_{10}$  für die variierende Bodenfeuchte bei 0,16 (berechnet für die oben beschriebenen Simulationen).

Für den gleichen Ort und Zeitraum wurden Modellierungen durchgeführt, in denen die Auswirkungen einer variierenden Höhe der Vegetation und schwankenden Werten der Bodenfeuchte auf den latenten Wärmefluss getestet wurden (Abb. A-8). Die Höhe der Vegetation kann in TOPLATS über die Rauigkeit und Verdrängungshöhe festgelegt werden. Die Rauigkeitslänge wurde in dieser Studie (für die Simulationen des ungekoppelten und gekoppelten TOPLATS) ursprünglich mit einem Anteil von 1/10 der Bewuchshöhe und die Verdrängungshöhe mit 2/3 der Bewuchshöhe in Metern definiert (vgl. Tabelle 4.4). Diese Parameter wurden in TOPLATS so variiert, dass sie vier verschiedenen Vegetationshöhen entsprechen. In Kombination mit jeweils fünf unterschiedlichen Werten der oberen Bodenfeuchte wurden insgesamt 20 Simulationen durchgeführt. Die untere Bodenfeuchte wurde auf 0,3 vol. und der Blattflächenindex auf 1,5 gesetzt. Die Ergebnisse dieser Modellierungen dokumentiert die Abbildung A-8. Die Werte in der Graphik verdeutlichen eine wesentlich geringere Abhängigkeit des latenten Wärmeflusses von der Vegetationshöhe als vom LAI. Bei feuchtem Boden (0,3 bis 0,49 vol.) sind die Unterschiede größer und schwanken um 9 W/m<sup>2</sup>. Bei trockenem Boden gibt es dagegen kaum Unterschiede in dem Fluss latenter Wärme. Erstaunlich ist der Verlauf der Kurve bei 0,15 vol. Die Verdunstungsrate nimmt hier mit zunehmender Höhe der Vegetation geringfügig um 0,5 W/m<sup>2</sup> ab. Dies könnte mit den Parametrisierungen der pflanzenphysiologischen Widerstände in TOPLATS zu erklären sein (s.o.). Der LAI und die obere Bodenfeuchte in TOPLATS beeinflussen die Verdunstungsrate stark. Die Bewuchshöhe bzw. die Rauigkeitslänge und Verdrängungshöhe, deren Größe in Abhängigkeit von dem jeweiligen Vegetationszustand gravierend abweichen, haben dagegen einen verminderten Einfluss auf die modellierte Verdunstungsrate.



Anhang A-8: Modellierter Fluss latenter Wärme in Abhängigkeit von schwankenden Werten der Bodenfeuchte und der Bewuchshöhe am Standort KLA, gemittelt über den Zeitraum 13.5. bis 22.6.1999.

Die regionale Verdunstungsrate variiert in einem Untersuchungsgebiet somit zwangsläufig auch in Abhängigkeit von der räumlichen Skala der Erdoberflächenparameter, da deren prozentuale Anteile in dem Gebiet, bedingt durch Aggregations-Effekte, differieren. Somit gibt es einen Unsicherheitsfaktor in der numerischen Wettervorhersage, wenn die Verdunstung die Bildung des Niederschlags beeinflusst!

## **A.5 Probleme bei der Verifikation von Punktmessungen und Beschreibung der Landoberfläche an den Stationsdaten**

Die folgenden Schwierigkeiten sind bei der Verifikation der Modellläufe und dem Vergleich der Läufe untereinander aufgetreten und wie folgt gelöst worden:

### *a) Unterschiedliche Oberflächendaten*

Der unmittelbare Vergleich der physikalischen Parametrisierungen in TERRA und TOPLATS wird dadurch erschwert, dass unterschiedliche externe Oberflächenparameter den SVAT zugrunde liegen. Eine Lösung ist die Implementierung ähnlicher Parameter, die auch zum Teil durchgeführt wurde. Eine in beiden Modellen identische Oberflächenbeschreibung ist jedoch nicht möglich, da TERRA weniger variable Pflanzenparameter als TOPLATS benötigt, so dass nur der Boden und die Topographie sowie die Startwerte der Bodenfeuchte gleich sein können. Die Modelle insgesamt miteinander zu vergleichen ist jedoch ein wesentlicher Bestandteil in dieser Arbeit. Hierzu gehören u.a. auch die verschiedenen externen Parameter, mit denen die SVAT verknüpft sind.

### *b) Lokalisierung und Modellfehler*

Die Messung wurde an einem festen Ort durchgeführt. Der erste Ansatz ist, das Modellpixel zur Verifikation zu benutzen, welches der Messung am nächsten liegt. In einer Rasterzelle können jedoch Modellfehler auftreten, die nur auf diesen Ort bezogen sind. Insbesondere bei der Landnutzung *Stadt* (vgl. Kapitel 4.1.2) kommt es zu großen Schwankungen in der modellierten Bodenfeuchte und der Bodentemperatur. Diese Problematik wird in dieser Arbeit so gelöst, indem über ein größeres Gebiet rund um die Messung gemittelt und somit ein möglicher Modellfehler verringert wird. Außerdem werden Stadtpixel nicht berücksichtigt, wenn ausreichend andere Landnutzungsformen in der Nähe im Modell vorhanden sind.

### *c) Lokalisierung und hohe Variabilität*

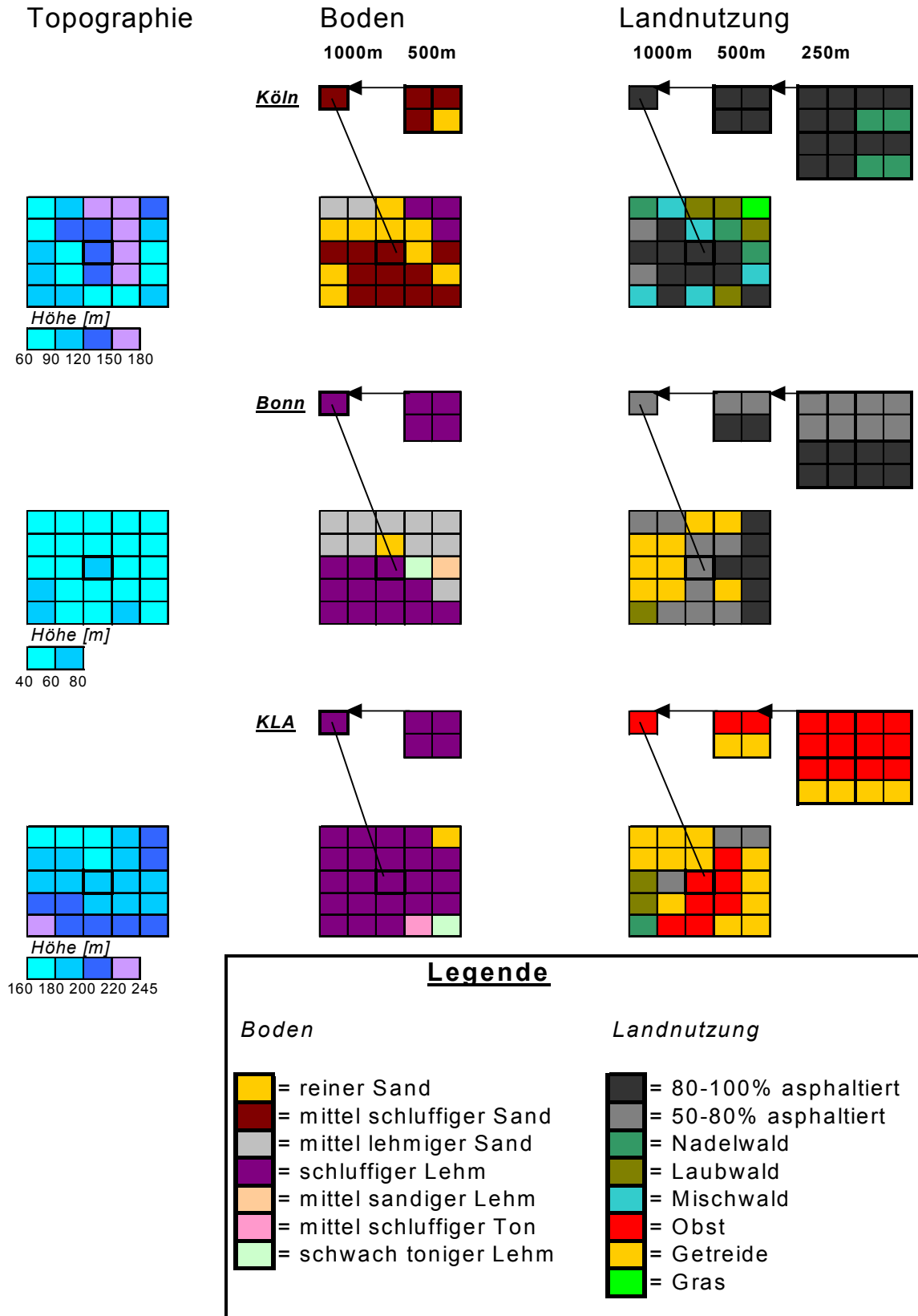
Bei der Wahl der zu mittelnden Orte bzw. Gitterpunkte tritt jedoch das Problem auf, dass die Oberfläche, in Abhängigkeit des verwendeten Datensatzes, auch über sehr kurze Distanz hochvariabel ist. Dies gilt für die Topographie (wichtig bei der 2m-Temperatur) genauso wie für die Bodenfeuchte oder die Vegetationsparameter. Bei Schwankungen der Orographie besteht die Möglichkeit nach der Höhenlage und Entfernung zur Messung zu gewichten. Jedoch gibt es für die kleinräumige Variation der Bodenfeuchte und Vegetationsparameter, die in den gleichen Rasterzellen auftritt, keine befriedigende Lösung. Ein Kompromiss ist die Berücksichtigung mehrerer Berechnungsmethoden, z.B. indem sowohl Werte am nächst gelegenen Pixel als auch ein Mittel über ein größeres Gebiet verwendet werden. Diese Verfahrensweise wird in der vorliegenden Arbeit teilweise angewandt.

### *d) Lokalisierung und Parametrisierung*

Ein weitere grundsätzliche Schwierigkeit liegt darin, dass die Oberfläche in den SVAT hoch aufgelöst ist, d.h. die Betrachtung in nur einer Rasterzelle ist möglich (wenn Modellfehler ausgeschlossen sind). Die Atmosphäre, z.B. die unterste Temperaturschicht, wird jedoch durch die Advektion beeinflusst und ist durch die im Atmosphärenmodell enthaltenen Parametrisierungen und enthaltenen Integrationsverfahren gröber aufgelöst. Dies betrifft insbesondere die 2m-Temperatur im LM, die über den Temperaturgradienten zwischen Erdbodentemperatur und Temperatur in der untersten Modellschicht diagnostisch ermittelt wird. Für dieses Modell-immanente Problem gibt es keine Lösung, so dass hierbei stets ein Unsicherheitsfaktor besteht. Hinzu kommt, dass die Klimastationen des DWD (die auch hier

verwendet werden) über Gras messen, im Modellpixel oder der Umgebung auf der Auflösung u.U. jedoch diese Landnutzungsform mit den entsprechenden Vegetationsparametern nicht existiert. Auch für dieses Problem gibt es keine endgültige Lösung. Die abschließende Beurteilung der Modellgüte anhand von Punktmessungen ist aufgrund dieser Faktoren somit nur eingeschränkt möglich, trotzdem können gewisse Tendenzen festgestellt werden. Die Nutzung von Fernerkundungsdaten z.B. des NOAA-Satelliten, um die 2m-Temperatur großflächig zu ermitteln, macht wenig Sinn, da die Genauigkeit dieser Messung selbst im wolkenfreien Fall nicht besser als 3 °C ist (Keller 2002). Die dargestellten Probleme, die größtenteils mit der internen räumlichen Auflösung der Modelle zusammenhängen, werden auch explizit betrachtet, da in TOPLATS Oberflächendaten in verschiedenen räumlichen Auflösungen implementiert wurden. Durch die unterschiedlichen Auflösungen ergeben sich die schon in Kapitel 4 beschriebenen Aggregierungs-Effekte. Diese sind in Abbildung A-9 für die drei Orte dargestellt, an denen die Verifikation der Simulationsergebnisse von Energieflüssen sowie der Temperatur und der spezifischen Feuchte in 2m-Höhe durchgeführt wird. Die externen Parameter, auf die TERRA im LM zugreift, sind bezüglich der Orographie identisch mit der in der Kopplung, da die Werte des hoch aufgelösten DEM vom Geologischen Landesamt in die Analysen geschrieben wurden. Durch die Aggregierung der nominal-skalierten Parameter Boden und Landnutzung treten sogenannte *Skalensprünge* auf, die an der Station Köln gut sichtbar werden. Auf der 500m-Skala besteht der Boden am Modellort Köln zu 75 % aus schluffigem- (Su3) und zu 25 % aus reinem Sand (Ss). Letzterer Anteil ist auf der 1000m-Skala nicht mehr enthalten. Ebenso sind die ursprünglichen Landnutzungsanteile in der 250m-Auflösung für Köln, Bonn und in KLA auf der 1000m-Skala verändert. Die verschiedenen Oberflächenformen bewirken jeweils spezifische Energieflüsse von TOPLATS in den Auflösungen 500 m und 250 m in der Kopplung. Diese werden zu dem Gesamtmittel des 1km-Pixels aufaddiert, das dem Lokal-Modell zugehörig ist (vgl. Kapitel 3.3). Dies ist der eigentliche Effekt der räumlichen Skalierung der Oberflächenparameter. Ob dieser die Energieflüsse wesentlich ändert, wird in Kapitel 6 analysiert. Für die Verifikation der 2m-Temperatur (vgl. Kap. 7) wird aus den oben genannten Gründen sowohl das Pixel berücksichtigt, das der Messung am nächsten liegt (außer in Köln und Bonn, dort wurde die Vegetation Mischwald bzw. Weizen genommen), als auch ein Mittelwert über die umgebenden Rasterzellen in einer radialen Entfernung von jeweils 2 km. Zur Validation stehen stündliche Temperaturmessungen an drei Stationen Köln, Bonn und Klein-Altendorf zur Verfügung, sowie Messungen an sechs Klimastationen, bei denen jeweils der 14:30 UTC-Termin berücksichtigt wird. Die hohe Variabilität der Oberflächenparameter zeigt sich auch in der Umgebung der Pixel, wo sich die sechs Klimastationen im Modell befinden. An der Station KLA wurde die Messung über einer Obstplantage und nicht - wie etwa bei den Klimastationen üblich - über Gras durchgeführt. Der Corine-Datensatz (vgl. Kapitel 4.1.2) weist für die Umgebung der Messung und am unmittelbar nächst gelegenen Pixel auch Orte auf, in denen diese Vegetationsform vorherrscht (vgl. Abbildung A-9). Deswegen werden in KLA die sieben Rasterzellen mit den Vegetationseigenschaften von Obst gemittelt und nicht sämtliche Gitterpunkte des 25 km<sup>2</sup> großen Gebietes berücksichtigt. Die Abweichungen der Orographie sind an diesem Ort maximal 40 m groß, weisen also nur systematisch eine Temperaturabweichung von 0,4 °C auf, unter Berücksichtigung des adiabatischen Gradienten. Für das Gebiet an der Klimastation Neunkirchen (nicht dargestellt) wird über elf Graspixel gemittelt, die restlichen Pixel bleiben unbetrachtet. An den anderen Stationen ergibt sich der oben angesprochene Nachteil, dass kein Gras in der Umgebung und am nächsten Pixel im Datensatz ausgewiesen ist, so dass über 25 Rasterzellen gemittelt wird, falls keine Stadtpixel auftreten. Die Validation der Energieflüsse (vgl. Kapitel 6) erfolgt dagegen am nächstgelegenen Pixel (in KLA), da diese von TOPLATS bzw. TERRA ohne das größer-skalige Atmosphärenmodell berechnet werden. Die Verifikation der Grenzschicht in KLA (vgl. Kapitel 7) wird jedoch wegen möglicher Einflüsse der Advektion und wegen der Parametrisierungen

des Atmosphärenmodells (s.o.) durch eine Mittelung über einem 25 km<sup>2</sup> großen Gebiet durchgeführt.



Anhang A-9: Aggregations-Effekte von Bodenart, Landnutzung und Höhenlage in Rasterzellen, die den Messungen räumlich am nächsten liegen.



TERRA benötigt im Gegensatz zu TOPLATS lediglich vier variable Vegetationsparameter: LAI, Pflanzenbedeckungsgrad, Wurzeltiefe und Rauzigkeit (vgl. Kapitel 3.2). In KLA sind vergleichbare Werte des LAI mit 1,7 in dem entsprechenden Gitterpunkt vorhanden. In der Umgebung der Messung gibt es neun Rasterzellen im Modell, in denen der LAI Werte zwischen 1 und 2,5 aufweist. Große Unterschiede gibt es dagegen an dem Gitterpunkt Köln in TERRA, der einen LAI von 5 und einen Pflanzenbedeckungsgrad von 95 % aufweist. In den Daten, die in TOPLATS verwendet werden, befindet sich an den Koordinaten der Station Köln ein Stadtpixel. Hier wird das nächstgelegene Waldpixel berücksichtigt. An der Station Bonn (bzw. dem Nachbarpixel, s.o.) gibt es vergleichbare Werte des LAI, so dass sich dieser Pflanzenparameter an den stündlich registrierenden Stationen ähnelt.



# Literatur

AG Boden (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. Schweizerbart Verlag, Stuttgart, 392 S.

Avissar, R. & Y. Liu (1996): Three dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land surface forcing. *Journal of Geophysical Research* 101 D3, 7499 – 7518.

Battan, L. J. (1973): *Radar observations of the atmosphere*. University of Chicago Press, Chicago, 323 S.

Betts, A. K., J. H. Ball, A. C. M. Beljaars, M. J. Miller & P. A. Viterbo (1998): The land-surface-atmosphere interaction: A review based on observational and global modeling perspectives. *Journal of Geophysical Research* 101 (D3), 7209 – 7225.

Beven, K. J. (2001): *Rainfall-runoff modelling-The primer*. Wiley Chichester, 360 S.

Beven, K. J. (1982): On subsurface stormflow, an analysis of response times. *Hydrological Science Journal* 27, 505 – 521.

Beven, K. J. & M. J. Kirkby (1979): A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrologic Science Bulletin* 24, 43 – 69.

Braun, J. F.(2002): *Mesoskalige Modellierung der Bodenhydrologie*. Dissertation am Forschungszentrum Karlsruhe.

Bretschneider, H., K. Lecher, M. Schmidt (1993)<sup>7</sup>: *Taschenbuch der Wasserwirtschaft*. Paul Parey, Hamburg, Berlin, 1022 S.

Brooks, R. H. & A. T. Corey (1964): Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper* 3, 22 – 27.

Brown, M. E. & D. L. Arnold (1998): Land-surface-atmosphere interactions associated with deep convection in Illinois. *International Journal of Climate* 18, 1637 – 1653.

Brubaker, K. L. & D. Entekhabi (1998): Analysis of feedback mechanism in land-atmosphere interaction. *Water Resources Research* 32, 1343 – 1357.

Bundesanstalt für Gewässerkunde (2002): *Das Augusthochwasser 2002 im Elbegebiet*. In: BFG-Jahresbericht 2001 / 2002.

Chang, D., L. Jiang & S. Islam (2000): Issues of soil moisture coupling in MM5: Simulation of the diurnal cycle over the FIFE area. *Journal of Hydrometeorology* 1, 477 – 490.

Chen, F. & J. Dudhia (2000): Coupling an advanced land-surface / hydrology model with the Penn State MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review* 129, 569 – 585.

Chen, F. & J. Dudhia (2000): Coupling an advanced land-surface / hydrology model with the Penn State MM5 modeling system. Part II: Preliminary model validation. *Monthly Weather Review* 129, 587 – 604.

Clark, C. & R. W. Arritt (1995): Numerical simulations of the effect of soil moisture and vegetation cover on the development of deep convection. *Journal of Applied Meteorology* 34, 2029 – 2045.

Cosby, B. J., G. M. Hornberger, R. B. Clapp & T. R. Ginn (1984): A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research* 20, 682 – 690.

Crook, A. (1996): Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields. *Monthly Weather Review* 124, 1767 – 1785.

Crow, W. & E. F. Wood (2002): The value of coarse-scale soil moisture observations for regional surface energy balance modeling. *Journal of Hydrometeorology* 3, 467 – 482.

de Roo, A. D. J. (1993): Modeling surface runoff and soil erosion in catchments using geographical information systems. Validity and applicability of the ANSWERS model in two catchments in the loess area of South-Limburg (The Netherlands) and one in Devon (UK). *Netherlands Geographical Studies No. 157*, 304 S.

Deutscher Wetterdienst (1995): Dokumentation des EM / DM Systems. Offenbach.

Deutscher Wetterdienst (2002): Wie gut sind unsere Wettervorhersagen? Geschäftsbereich Basisdienste, Offenbach, 22 S.

Dickinson, R. (1984): Modeling evapotranspiration for three dimensional global climate models. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity*. Maurice Ewing 5, 58 – 72.

Doms, G. & U. Schättler (1999): The nonhydrostatic limited-area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part I. Scientific Documentation. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 172 S.

Doms, G. & U. Schättler (2000a): The nonhydrostatic limited-area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part II. Implementation documentation. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 59 S.

Doms, G. & U. Schättler (2000b): The nonhydrostatic limited-area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part III. User guide. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 67 S.

Doms, G., U. Schättler & J. P. Schulz (2003): Kurze Beschreibung des Lokal-Modells LM und seiner Datenbanken auf dem Datenserver (DAS) des DWD. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 60 S.

- Ebert, E., U. Damrath, W. Wergen & M. E. Baldwin (2003): The WGNE assessment of short-term quantitative precipitation forecast. *Bulletin of the American Meteorological Society* 84, 481 – 492.
- Ek, M. & L. Mahrt (1991): OSU 1-D PBL Model user's guide. A one dimensional planetary boundary model with interactive soil layers and plant canopy. Version 1.0.4. Department of Atmospheric Sciences, Oregon State University.
- Ek, M. & A.A.M. Holtslag (2003): Influence of soil moisture on boundary layer cloud Development. *Journal of Hydrometeorology* 5, 86 – 99.
- Eltahir, E. & J. Pal (1996): Relationship between surface conditions and subsequent rainfall in convective storms. *Journal of Geophysical Research* 101 D21, 26237 – 26245.
- Eltahir, E. (1998): A soil moisture-rainfall feedback mechanism. 1. Theory and observations. *Water Resources Research* 34, 765 – 776.
- Emanuel, Kerry A. (1994): *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, New York, Oxford, 580 S.
- Emori, S. (1998): The interaction of cumulus convection with soil moisture distribution: An idealized simulation. *Journal of Geophysical Research* 103 D8, 8873 – 8884.
- Famigletti, J. S., M. Sivapalan, D. J. Thongs & E. F. Wood (1992): A catchment scale water balance model for FIFE. *Journal of Geophysical Research* 97 D17, 18997 – 19007.
- Famigletti, J. S. & E. F. Wood (1994a): Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resources Research* 30, 3061 – 3077.
- Famigletti, J. S. & E. F. Wood (1994b): Application of multiscale water and energy balance models on a tallgrass prairie. *Water Resources Research* 30, 3079 – 3093.
- FAO (1996): *The digitized soil map of the World including derived soil properties*. Food and Agriculture Organization, Rom.
- Findell, K. & E. Eltahir (1997): An analysis of the soil moisture-rainfall feedback, based on direct observations from Illinois. *Water Resources Research* 33, 725 – 735.
- Findell, K. & E. Eltahir (1999): Analysis of the pathways relating soil moisture and subsequent rainfall in Illinois. *Journal of Geophysical Research* 104 D24, 31565 – 31574.
- Findell, K. & E. Eltahir (2002a): Atmospheric controls on soil moisture-boundary layer interactions. Part I: Framework Development. *Journal of Hydrometeorology* 4, 552 – 569.
- Findell, K. & E. Eltahir (2002b): Atmospheric controls on soil moisture-boundary layer interactions. Part II: Feedbacks within the Continental United States. *Journal of Hydrometeorology* 4, 570 – 582.
- Findell, K.L. & E. Eltahir (2003): Atmospheric controls on soil-moisture-boundary layer interactions: Three dimensional wind effects. *Journal of Geophysical Research* 108 D8, 8385 – 8406.

Geologischer Dienst NRW (2002): Bodenkarte BK50 im Maßstab 1:50000. Blätter L4908, L4910, L4912, L4914, L5108, L5110, L5112, L5114, L5308.

Geologisches Landesamt Rheinland Pfalz (2002): Bodenkarte im Maßstab 1:50000.

Giertz, S. (2004): Analyse der hydrologischen Prozesse in den sub-humiden Tropen Westafrikas unter besonderer Berücksichtigung der Landnutzung am Beispiel des Aguima-Einzugsgebietes in Benin. Dissertation am Geographischen Institut der Universität Bonn.

Grasso, L. D. (2000): The numerical simulation of dryline formation on soil moisture. *Monthly Weather Review* 128, 2816 – 2834.

Grimbacher, T. (2001): Niederschlag und Orographie im Bonner Raum aus Radardaten. Diplomarbeit am Meteorologischen Institut der Universität Bonn.

Hess, R. (2000): The nonhydrostatic limited-area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part X. soil moisture analysis. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 20 S.

Hess, R. (2001): Assimilation of screen level observations by variational soil moisture analysis. *Meteorology and Atmospheric Physics* 77, 145 – 154.

Heuel, M. E. (2004): Quantitative Niederschlagsbestimmung aus Radardaten. Ein Vergleich von unterschiedlichen Verfahren unter Einbeziehung der Statistischen Objektiven Analyse. Dissertation am Meteorologischen Institut der Universität Bonn.

Higy, C. & A. Musy (2000): Digital terrain analysis of the Haute-Mentue catchment and scale effects for hydrologic modelling with TOPMODEL. *Hydrology and Earth System Sciences* 4, 225 – 237.

Holton, J. (1992): An introduction to dynamic meteorology. Academic Press. Kalifornien, 507 S.

Hoyningen-Huene von, J. (1983): Die Interzeption des Niederschlages in landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen. Paul-Parley, Hamburg, Berlin, 66 S.

Houser, P., W. J. Shuttleworth, J. S. Famigletti, H. V. Gupta, K. H. Syed, D. C. Goodrich (1998): Integration of soil moisture remote sensing and hydrologic modeling using data assimilation. *Water Resources Research* 34, 3405 – 3420.

Houser, P., D. Goddrich, & K. Syed (2000): Runoff, precipitation and soil moisture at Walnut Guch. In: *Spatial Patterns in Catchment Hydrology 2000*, 125 – 157.

Huneke, S. (2001): Hydrologische Modellierung im Einzugsgebiet des Wahnbachs. Diplomarbeit am Meteorologischen Institut der Universität Bonn.

Idso, S., R. Jackson, B. Kimball & F. Nakayama (1975): The dependence of bare soil albedo on soil water content. *Journal of applied Meteorology* 14, 109 – 113.

- Jacquemin, B. & J. Noilhan (1990): Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set. *Boundary layer Meteorology* 52, 93 – 134.
- Keller, T. (2002): Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf das regionale Klima in Nordrhein-Westfalen. Dissertation am Meteorologischen Institut der Universität Bonn.
- Knochendorfer, J. P. & J. A. Ramirez (2005): The impact of land-atmosphere interactions on the temporal variability of soil moisture at the regional scale. *Journal of Hydrometeorology* 6, 53 – 67.
- Koch, H. (2001): Hydrologische Simulation im Aguiemo-Einzugsgebiet, Benin. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bonn.
- Kraus, H. (2000): Die Atmosphäre der Erde. Eine Einführung in die Meteorologie. Vieweg, Bonn, 470 S.
- Kunstmann, H., G. Jung & R. Knoche (2001): Rückkopplungseffekte zwischen Bodenfeuchte, Landnutzung und Niederschlag im Volta Becken (Westafrika). Österreichische Beiträge zur Meteorologie und Geophysik. ISSN Heft Nr. 27 / Publ. Nr.399.
- Löpmeier, F. -J. (2004): Das Trockenjahr 2003 aus agrarmeteorologischer Sicht. In: Klimastatusbericht 2003. Deutscher Wetterdienst. Offenbach.
- Lynn, B. H., W. -K. Tao & P. J. Wetzel (1998): A study of landscape generated deep moist convection. *Monthly Weather Review* 126, 928 – 942.
- Mächel, H. (1989): Erfassung der räumlichen Struktur der Niederschläge im Ruhrgebiet mittels des statistischen Interpolationsverfahren Kriging. Diplomarbeit am Meteorologischen Institut der Universität Bonn.
- Mahfouf, J., F., E. Richard, & P. Mascart (1987): The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations. *Journal of Applied Meteorology* 26, 1483 – 1495.
- Mahfouf, J., F. & J. Noilhan (1991): Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. *Journal of Applied Meteorology* 30, 1354 – 1365.
- Maurer, B. (2003): Messungen in der atmosphärischen Grenzschicht und Validation eines mesoskaligen Atmosphärenmodells über heterogenen Landoberflächen. Dissertation am Meteorologischen Institut der Universität Bonn.
- Mellor, G.L. & T. Yamada (1974): A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *Journal of Atmospheric Science* 31, 1791 – 1806.
- Mironov, D. & M. Raschendorfer (2001): Evaluation of empirical parameters of the new LM /surface-layer parameterization scheme. COSMO Technical Report 1. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 13 S.
- Mölders, N. & A. Raabe (1997): Testing the effect of a two way coupling of a meteorological and a hydrological model on the predicted weather. *Atmospheric Research* 45, 81 – 107.

Mölders, N., A. Raabe & T. Beckmann (1999): A technique to downscale meteorological quantities for use in hydrological models. Description and first results. In: IAHS Publication 254, 87 – 96.

Mölders, N. (2001): On the uncertainty in mesoscale modeling caused by surface parameters. *Meteorology and Atmospheric Physics* 61, 89 – 106.

Mölders, N., U. Haferkorn, J. Döring & G. Kramm (2003): Long-term investigations on the water budget quantities predicted by the hydro-thermodynamic soil vegetation scheme (HTSVS) – Part II: Evaluation, sensitivity and uncertainty. *Meteorology and Atmospheric Physics* 84, 137 – 156.

Mölders, N. (2004): Unsicherheitsanalysen zur Parametrisierung von Prozessen der Biosphäre und Hydrosphäre in atmosphärischen Modellen – Abschlussbericht. In: <http://www.gi.alaska.edu/~molders/aforeport03.pdf> (April 2005).

Nash, J. E. & J. V. Sutcliffe (1970): River flow forecasting through conceptual models part I – a discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10, 282 – 290.

Niyogi, S., Xue, Yongkang & S. Raman (2002): Hydrological Land Surface Response in a Tropical Regime and a midlatitude region. *Journal of Hydrometeorology* 3, 39 – 56.

Pal, J. S. & E. Eltahir (2001): Pathways relating soil moisture conditions to future summer rainfall within a model of the land-atmosphere system. *Journal of Climate* 14, 1227 – 1242.

Pan, H. -L. & L. Mahrt (1987): Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. *Boundary Layer Meteorology* 38, 185 – 202.

Pauwels, V. R. N. & E. F. Wood (1999a): A soil vegetation-atmosphere transfer scheme for the modeling of water and energy balance processes in high latitudes. 1. Model improvements. *Journal of Geophysical Research* 104 D22, 27811 – 27822.

Pauwels, V.R.N. & E. F. Wood (1999b): A soil vegetation-atmosphere transfer scheme for the modeling of water and energy balance processes in high latitudes. 2. Application and validation. *Journal of Geophysical Research* 104 D22, 27823 – 27839.

Peters-Lidard, C. D. & E. F. Wood (1997): A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for modeling spatially variable water and energy balance. *Journal of Geophysical Research* 102 D4, 4303 – 4324.

Peters-Lidard, C. D., J. N. Henry & C. J. Coats (2002): Design and evaluation of the 4-km coupled MM5/TOPLATS/SSATS modelling system for the August 1998 Houston-Galveston area ozone exceedance episode. Final Report. Hydrological Science Branch NASA-GSFC, Greenbelt, 274 S.

Pielke, R.A. (1984): *Mesoscale meteorological modeling*. Academic Press, New York, 612 S.

Pielke, R.A. (2001): Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Review of Geophysics* 39, 151 – 177.



- Rawls, W. J. & D. L. Brakensiek (1982): Estimating soil water retention from soil properties. *American Society of Civil Engineers* 108, 102 – 112.
- Ritter, B. & J. F. Geleyn (1992): A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Monthly Weather Review* 120, 303 – 325.
- Ronda, J., B. J. J. M. van den Hurk & A. A. M. Houtslag (2002): Spatial heterogeneity of the soil moisture content and its impact on surface flux densities and near-surface meteorology. *Journal of Hydrometeorology* 3, 556 – 570.
- Schachtschabel, P., H. P. Blume, G. Brümmer, K. H. Hartge & U. Schwertmann (1998): *Lehrbuch der Bodenkunde*. Ferdinand Enke, Stuttgart, 491 S.
- Schär, C., D. Lüthi, U. Beyerle & E. Heise (1999): The soil-precipitation feedback: A process study with a regional climate model. *Journal of Climate* 12, 722 – 741.
- C. D. Schönwiese (1992)<sup>2</sup>: *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart, 231 S.
- Schraff, C. & R. Hess (2004): Datenassimilation für das LM. In: *promet* 27 Heft 3/4. Die neue Modellkette des DWD. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 156 – 164.
- Schrodin, R. & E. Heise (2001): The multi layer version of the DWD soil model TERRA\_LM. COSMO Technical Report 2. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 16 S.
- Seuffert, G. (2001): Two approaches to improve the simulation of near surface processes in numerical weather prediction models. Dissertation am Meteorologischen Institut der Universität Bonn.
- Seuffert, G., P. Gross & C. Simmer (2002): The influence of hydrologic modeling on the predicted local weather: Two-way coupling of a mesoscale weather prediction model and a land surface hydrological model. *Journal of Hydrometeorology* 3, 505 – 523.
- Sherwood, S. C., P. Minnis & M. McGill (2004): Deep Convective cloud-top heights and their thermodynamic control during CRYSTAL-FACE. *Journal of Geophysical Research* Vol. 109 D20, D20119.
- Sivapalan, M. & E. F. Wood (1987): A multi dimensional model of nonstationary space time rainfall at the catchment scale. *Water Resources Research* 22, 1289 – 1299.
- Sivapalan, M., K. Beven & E. F. Wood (1987): On hydrologic similarity. 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resources Research* 23, 2266 – 2278.
- Stanski, H. R., L. J. Wilson & W. R. Burrows (1989): Survey of common verification methods in meteorology. *World Weather Watch Technical Report No. 8*. WMO, Genf, 114 S.
- Stull, R. (1988): *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666 S.

Tiedtke, M. (1989): A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large scale models. *Monthly Weather Review* 117, 1779 - 1800.

Trenberth, K. E. & C. J. Guillemont (1996): Physical processes involved in the 1988 drought and 1993 floods in North America. *Journal of Climate* 9, 1288 – 1298.

Trenberth, K. E., G. W. Branstator & P. A. Arkin (1988): Origins of the 1988 North American Drought. *Science* 24, 1640 – 1645.

Verein Berliner Wetterkarte (1999): Berliner Wetterkarte. Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin, Berlin.

Warrach, K., M. Stiglitz, H. T. Mengelkamp & E. Raschke (2002): Advantages of a topographically controlled runoff simulation in a soil-vegetation-atmosphere transfer model. *Journal of Hydrometeorology* 3, 131 – 148.

Wergen, W. (2002): Datenassimilation – ein Überblick. In: *promet* 27 Heft 3/4. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 142 – 149.

Williams, E. & N. Renno (1993): An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. *Monthly Weather Review* 121, 21 – 36.

Young, C. B., B. R. Nelson, A. Bradley, J. A. Smith, C. D. Peters-Lidard, A. Kruger & M. L. Baeck (1999): An evaluation of NEXRAD precipitation estimates in complex terrain. *Journal of Geophysical Research* 104 D16, 19723 – 19734.

Zheng, X. & E. Eltahir (1998): A soil moisture-rainfall feedback mechanism. 2. Numerical experiments. *Water Resources Research* 34, 777 – 785.

Zong, S. & J. C. Doran (1995): A modeling study of the effects of inhomogenous surface fluxes on boundary-layer properties. *Journal of the Atmospheric Sciences* 52, 3129 – 3142.



# Danksagung

Zunächst möchte ich mich bei Prof. Simmer für die Vergabe der Doktorarbeit und seine Betreuung bedanken. Prof. Bott danke ich für die Übernahme des Koreferates.

Verpflichtet fühle ich mich ebenso meinen Kollegen, die mich bei dieser Arbeit unterstützt haben. Besonders hervorzuheben sind hierbei Henning Wilker, Malte Diederich und Felix Ament. Aber auch den anderen Mitarbeitern des Meteorologischen Institutes danke ich für die überaus nette Zusammenarbeit und die ein oder andere sportliche Abwechslung.

Die Geologischen Landesämter von NRW und Rheinland-Pfalz stellten mir freundlicherweise ihre Bodendaten zur Verfügung.

Die deutsche Forschungsgemeinschaft finanzierte dieses Projekt, hierfür möchte ich mich auch recht herzlich bedanken.

In meinem privaten Umfeld gab es Menschen, die mich während dieser Arbeit besonders unterstützt haben: Der fleißige Korrekturleser Siegfried, meine Geschwister, meine Eltern und die liebe Hanna.