

Energiehaushalte aus Flugzeugmessungen
und hoch aufgelösten Simulationen
mit dem meteorologischen
Modell FOOT3DK



Inaugural - Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität zu Köln
vorgelegt von

Stefan Zacharias

aus Paderborn

Köln 2011

Berichterstatter (Gutachter): Prof. Dr. M. Kerschgens
Prof. Dr. S. Crewell

Tag der mündlichen Prüfung: 26.01.2011

Inhaltsverzeichnis

Kurzzusammenfassung	v
Abstract	vii
1 Einleitung	1
2 Forschungsstand und Ziel der Arbeit	5
2.1 Forschungsstand	5
2.1.1 Austausch über heterogenen Oberflächen	5
2.1.2 Feldmessungen	6
2.1.3 Modellierung	9
2.1.4 Energiehaushalte	12
2.2 Konzeption und Ziel der Arbeit	13
3 Modell und Daten	15
3.1 FOOT3DK	15
3.1.1 Allgemeine Modellbeschreibung	16
3.1.2 SVAT-Schema	17
3.1.3 Turbulente Flüsse	20

3.1.4	Sensitivitätsstudien mit dem horizontalen Diffusionsschema	24
3.2	Messungen	30
3.2.1	Projekt TR32	30
3.2.2	FLUXPAT-Meßkampagnen	32
4	Methoden	35
4.1	Experimentelles Setup	35
4.2	Haushaltskonzept	38
4.3	Bestimmung der einzelnen Haushaltsterme	39
5	Ergebnisse der Haushaltsberechnungen	43
5.1	Generelle synoptische Bedingungen	43
5.2	Lokalzeitliche Tendenz	45
5.3	Turbulente Oberflächenflüsse	48
5.4	Energiehaushalte	50
6	Einfluß verschiedener Modellauflösungen	55
6.1	Lokalzeitliche Tendenz	55
6.2	Turbulente Oberflächenflüsse	58
7	Zusammenfassung, Diskussion, Ausblick	63
7.1	Zusammenfassung	63
7.2	Diskussion	65
7.3	Schlußbemerkung und Ausblick	68
	Literaturverzeichnis	71
	Danksagung	81

Erklärung

83

Kurzzusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Untersuchung von Wärme- und Feuchtehaushalten der atmosphärischen Grenzschicht unter konvektiven Wetterbedingungen. Hierzu werden hoch aufgelöste Simulationen mit dem mesoskaligen Modell FOOT3DK durchgeführt, wobei der großräumige atmosphärische Antrieb aus COSMO-DE-Analysen mit einer Auflösung von 2,8 km bereitgestellt wird. Das Untersuchungsgebiet liegt ca. 40 km westlich von Köln und zeigt mit überwiegend kleinräumiger landwirtschaftlicher Nutzung eine hohe Landoberflächenheterogenität. Die aus dem Modell berechneten Energiehaushalte werden gegenüber Flugzeugmessungen validiert, welche für fünf Meßtage im April und August 2009 durchgeführt wurden. Für die Betrachtung der Energiehaushalte müssen die lokalzeitliche Tendenz, die vertikale Divergenz der turbulenten Flüsse sowie die horizontale Advektion für eine atmosphärische Luftsäule abgeschätzt werden. Auf Grund der relativ kleinen Ausdehnung des Flugmusters wird der Advektionsterm nicht direkt, sondern als Residuum der Haushalte bestimmt.

Die Ergebnisse zeigen, daß das Modell die grundlegenden Eigenschaften der atmosphärischen Grenzschicht wie Feuchte-, Temperatur- und Windprofile für die untersuchten Tage realistisch wiedergibt. Auch die modellierten Energiehaushalte weisen eine weitgehende Übereinstimmung mit den Messungen auf. Lediglich bei den zeitlichen Tendenzen der spezifischen Feuchte finden sich größere Abweichungen, die Trends der potentiellen Temperatur sind hingegen für alle fünf Tage sehr gut getroffen. Des weiteren unterscheiden sich die simulierten Oberflächenflüsse kaum von den aus Flugzeugmessungen abgeleiteten Flüssen, was zu vergleichbaren Werten der vertikalen Divergenzterme führt. Während die für die Flüsse verfügbaren Energien nahezu exakt getroffen sind, wird bei der Aufteilung in latente und sensible Wärme eine leichte Überschätzung von LE (+ 7 %) und eine moderate Unterschätzung von H (- 19 %) beobachtet. Die Advektionsterme sind sowohl bei den Messungen als auch bei den Simulationen relativ groß, was auf den Einfluß der großräumigen synoptischen Bedingungen sowie die begrenzte Ausdehnung des Untersuchungsgebiets zurückgeführt wird.

Die Auswertung von FOOT3DK-Simulationen mit verschiedenen horizontalen

Modellauflösungen (1000 m, 250 m, 100 m) ergibt, daß die Verwendung höherer Auflösungen zu einer realistischeren Abschätzung der meisten Haushaltsterme führt. Während beim Zeittrend der spezifischen Feuchte keine einheitlichen Veränderungen festgestellt werden, zeigen die Simulationen beim potentiellen Temperaturtrend und bei den turbulenten Flüssen eine systematische Annäherung an die beobachteten Werte, die auf eine Reduktion des Aggregationseffekts zurückgeführt werden kann. Des weiteren können Skalenwechselwirkungseffekte identifiziert werden: die Terme in Flughöhe (Zeittrend, horizontale Advektion) werden hauptsächlich durch externen mesoskaligen Antrieb dominiert, während bei den turbulenten Oberflächenflüssen der Einfluß mikroskaliger Prozesse überwiegt.

Die vorgestellten Resultate unterstreichen die Relevanz von numerischen Modellsimulationen bei der Untersuchung von energetischen Prozessen in der Grenzschicht. Die Eignung hoch aufgelöster mesoskaliger Modelle zur realistischen Abschätzung von Energiehaushalten wird demonstriert und es kann gezeigt werden, daß die Haushaltsmethode einen geeigneten Ansatz für die Evaluation des Energieaustauschs in der atmosphärischen Grenzschicht darstellt.

Abstract

The presented study aims at investigating heat and moisture budgets of the atmospheric boundary layer under convective weather conditions. To reach this goal, high resolution simulations with the mesoscale model FOOT3DK were performed. The large scale atmospheric forcing is provided by COSMO-DE model simulations with a resolution of 2.8 km. The investigation area is located about 40 km west of Cologne and features high surface heterogeneity characterised by small scale agricultural land use. The FOOT3DK budgets are validated against energy budgets based on airborne measurements from five investigation days in April and August 2009. Following the conservation equations, the time rate-of-change, the vertical divergence, and the horizontal advection for an atmospheric column of air are estimated. Due to the small spatial extent of the flight pattern, the advection term is assessed indirectly as a residuum.

Results show that the model is able to simulate the general features of the boundary layer such as humidity, temperature and wind profiles adequately. The modelled energy budgets are in general agreement with the measurements as well. Solely the time trend of specific humidity exhibits some deficiencies, while the potential temperature trends are matched accurately for the five investigation days. Furthermore, the simulated turbulent surface fluxes are comparable to the measured fluxes, leading to similar values of the vertical divergence. While the available energy for the fluxes corresponds almost exactly with observations, the partition into latent and sensible heat reveals a slight overestimation of LE (+ 7 %) and a moderate underestimation of H (- 19 %). The advection terms are relatively large for both measurements and model simulations, which may be attributed to the influence of the large scale synoptic conditions and the limited extent of the investigation area. The analysis of FOOT3DK simulations with different horizontal model resolutions (1000 m, 250, and 100 m) documents that the use of a high resolution leads to a more realistic assessment of most budget terms. While no consistent changes are observed for the time trend of specific humidity, the simulations show a systematic improvement of the potential temperature trend and the turbulent fluxes, which can be attributed to a reduction of the surface heterogeneity aggregation effect.

Furthermore, effects of scale interaction could be identified: the terms derived from flight level (time trend, horizontal advection) are dominated by external mesoscale forcing, while the turbulent surface fluxes are mainly influenced by microscale processes.

The presented results underline the relevance of numerical models for the investigation of boundary layer characteristics and air-surface exchange. The ability of high resolved mesoscale models to calculate realistic energy budgets was demonstrated. Furthermore, it could be shown that the budget approach is a suitable tool for the evaluation of energy exchange between surface and atmosphere.

1 Einleitung

Energie- und Wasserkreisläufe in Erdboden, Landoberfläche und Atmosphäre sind von elementarer Bedeutung für die Umweltbedingungen auf der Erde und bestimmen den Lebenszyklus von Flora und Fauna auf vielfältige Weise. Dabei sind die unterschiedlichen Teilsysteme über Wechselwirkungsprozesse gekoppelt, die auf verschiedenen räumlichen und zeitlichen Skalen agieren (*Peixoto und Oort, 1993*). Der Austausch zwischen Erdboden und atmosphärischer Grenzschicht („Atmospheric Boundary Layer“ bzw. ABL) ist durch die turbulenten Flüsse von Energie, Impuls und Feuchte gekennzeichnet. Heterogenitäten der Oberfläche, die z.B. mit unterschiedlicher Orographie, Vegetationsbedeckung oder Albedo einhergehen, können großen Einfluß auf die bodennahen Werte von Temperatur, Feuchte und Wind sowie auf die Struktur der ABL und Bewölkung ausüben (z.B. *Garratt, 1993; Betts et al., 1996; Giorgi und Avissar, 1997*). Daher ist die adäquate Beschreibung von Oberflächenheterogenitäten in numerischen Wettervorhersage- und Klimamodellen von großer Bedeutung für eine Quantifizierung der turbulenten Austauschprozesse und für die realistische Prognose bodennaher atmosphärischer Variablen.

Während die genannten Zusammenhänge für homogene Bedingungen recht gut bekannt sind (z.B. *Stull, 1988*), stellt sich die Situation für heterogene Landoberflächen komplizierter dar. Aus diesem Grund wurde in den letzten Dekaden eine Reihe von Feldexperimenten über heterogenem Untergrund für verschiedene Skalen und Klimaregionen durchgeführt (z.B. FIFE, *Sellers et al., 1988*; EFEDA, *Bolle et al., 1993*; LITFASS, *Beyrich et al., 2002*). Ein wesentlicher Schwerpunkt dieser Projekte bestand in der Abschätzung von flächengemittelten Oberflächenparametern und turbulenten Flüssen aus Feldmessungen. Eine übliche Vorgehensweise bei der Berechnung von Oberflächenflüssen ist die Verwendung bodengebundener mikrometeorologischer Meßstationen. Allerdings ist eine Bestimmung von repräsentativen Flächenmitteln mit dieser Methodik sehr aufwendig, da eine Vielzahl von Stationen für alle relevanten Landnutzungen, Bodentypen und Geländestrukturen im Untersuchungsgebiet benötigt wird. Flugzeugmessungen hingegen bieten die Möglichkeit, flächengemittelte Flüsse direkt zu bestimmen. Allerdings sind sie

mit hohen Kosten verbunden und weisen den Nachteil auf, nur für begrenzte Zeitperioden verfügbar zu sein. Während einige Studien eine Unterschätzung der aus Flugzeugmessungen gewonnenen Oberflächenflüsse gegenüber den Stationsflüssen beobachten (z.B. *Betts, 1990*), stellen andere Autoren keine systematischen Abweichungen fest (z.B. *Bange et al., 2002*).

Mesoskalige Modellierung mit hoher räumlicher Auflösung kann als weitere Methode genutzt werden, um die Austauschprozesse zwischen Boden und Atmosphäre zu untersuchen. Der Hauptvorteil ist hierbei die kontinuierliche Berechnung von Variablen in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung, die somit eine flächengemittelte Abschätzung von Parametern und Energieflüssen erlaubt. Andererseits müssen subskalige Prozesse parametrisiert werden, was auf Grund der Nichtlinearität zwischen Zustandsvariablen und Flüssen zu Ungenauigkeiten führen kann (z.B. *Foken, 2003*). Zusätzlich werden als Startbedingung detaillierte Informationen über Oberflächeneigenschaften wie Albedo, Bodenfeuchte und Rauheitslänge für große komplexe Gebiete benötigt. Daher ist eine Validierung von Modellergebnissen gegenüber Messungen unbedingt erforderlich. Verschiedene Arbeiten zeigen den Einfluß einer unterschiedlichen Auflösung der Oberflächenheterogenität auf die Energieflüsse (z.B. *Mölders und Raabe, 1996; Heinemann und Kerschgens, 2005; Ament und Simmer, 2006*). Gemäß diesen Studien ist eine hohe Modellauflösung zumindest in der bodennahen untersten Modellschicht wichtig, um kleinskalige räumliche Variabilitäten angemessen zu berücksichtigen.

Es gibt eine Vielzahl von Möglichkeiten, Modellresultate mit Messungen zu validieren. Diese reichen vom direkten Vergleich einzelner Gitterpunkte bis zur Berechnung integrierter Energiehaushalte. Die letztere Methode ist etwas aufwendiger, da hierfür die Terme der lokalzeitlichen Tendenz, der horizontalen Advektion und der vertikalen Divergenz turbulenter Flüsse für ein dreidimensionales Luftpaket bestimmt werden müssen. Allerdings hat sie den großen Vorteil, nicht auf die bodennahe Schicht beschränkt zu sein, sondern die energetischen Prozesse der gesamten ABL zu beinhalten. Während die Berechnung von Energiehaushalten im Rahmen von Feldmessungen ein gängiges Verfahren ist, z.B. zur Abschätzung von Oberflächenflüssen aus Flugzeugmessungen (*Betts et al., 1990; Grunwald et al., 1996; Maurer und Heinemann, 2006*), ist diese Methodik zur Validierung von Modellen bisher nicht üblich, nicht zuletzt wegen der unterschiedlichen Skalen von Messungen und mesoskaligen Modellen.

In der vorliegenden Arbeit werden die Feuchte- und Wärmehaushalte aus hoch aufgelösten Simulationen des mesoskaligen Modells FOOT3DK berechnet. Dabei wird die horizontale Modellauflösung durch mehrere Nestingschritte bis auf 100 m erhöht, um einen besseren Vergleich gegenüber Meßdaten zu ermöglichen. Die auf diese Weise bestimmten Haushalte werden mit Energiehaushalten aus Flugzeugmessungen verglichen, die im Rahmen des Projekts TR32 (Transregional Collaborative

Research Centre 32) für fünf Untersuchungstage im April und August 2009 durchgeführt wurden. Zum einen dient dies der Überprüfung der Eignung des Modells, realistische Simulationen der atmosphärischen Grenzschicht zu generieren. Insbesondere kann untersucht werden, welche Terme des Haushalts gut wiedergegeben werden und für welche Prozesse das Modell möglicherweise Defizite aufweist. Zum anderen werden Simulationen mit verschiedenen horizontalen Gittermaschenweiten durchgeführt, um die Effekte der Modellauflösung auf die einzelnen Haushaltsterme zu identifizieren.

Die Arbeit ist wie folgt aufgebaut: nach der Zusammenfassung des aktuellen Forschungsstandes und der Zielsetzung der Arbeit (Kapitel 2) wird im Kapitel 3 ein Überblick über das Modell FOOT3DK gegeben sowie eine Sensitivitätsstudie bezüglich des horizontalen Diffusionsschemas präsentiert. Des Weiteren werden die verwendeten Meßdaten sowie das Projekt TR32 vorgestellt. Im Mittelpunkt des vierten Kapitels steht die theoretische Methodik des Haushaltskonzepts sowie das experimentelle Setup von Meßkampagne und Modellsimulationen. Die folgenden zwei Kapitel befassen sich mit den Ergebnissen der Haushaltsberechnungen: während zunächst eine Präsentation der generellen synoptischen Bedingungen und der Energiehaushalte aus Modellsimulationen und Messungen erfolgt (Kapitel 5), werden die Einflüsse der Modellauflösung auf die einzelnen Haushaltsterme in Kapitel 6 untersucht. Abschließend folgt eine Zusammenfassung und Diskussion der Resultate (Kapitel 7).

2 Forschungsstand und Ziel der Arbeit

In diesem Kapitel werden für die vorliegende Arbeit relevante theoretische Grundlagen und Methodiken präsentiert sowie Studien zu Messung und Modellierung von turbulenten Austauschprozessen über heterogenen Landoberflächen vorgestellt. Des Weiteren wird das Ziel und die Konzeption der Arbeit erläutert.

2.1 Forschungsstand

2.1.1 Austausch über heterogenen Oberflächen

Meteorologische Phänomene können in verschiedene räumliche und zeitliche Skalen, d.h. typische Zeit- und Längensbereiche, eingeteilt werden. Während z.B. Rossby-Wellen oder Monsunfronten Beispiele für das Einsatzgebiet der Makroskala (> 1000 km) sind, stellen kleinere synoptische Fronten, großräumige Gewitter oder regionale thermische Winde ein Phänomen der Mesoskala (1 km bis 1000 km) dar. Thermikschläuche oder turbulente Prozesse auf Größenordnungen < 1 km sind der Mikroskala zuzuordnen. Diese drei Maßstabsbereiche können durch Untergruppen verfeinert werden (*Orlanski, 1975*): so beschreiben z.B. Meso- α , Meso- β und Meso- γ Phänomene auf Skalen von ca. 100-1000 km, 10-100 km bzw. 1-10 km. Statt der Bezeichnungen Makro-, Meso- und Mikroskala werden manchmal auch synonym die Begriffe globale, regionale bzw. lokale Skala verwendet.

Die atmosphärische Grenzschicht kann als der Teil der Atmosphäre definiert werden, der unmittelbar auf der Erdoberfläche aufliegt. Sie ist durch Austauschprozesse und Reibung des Untergrunds geprägt und weist deshalb turbulente Bewegungen und eine hohe Durchmischung auf. Ihre Mächtigkeit schwankt in Abhängigkeit von Tageszeit, synoptischen Bedingungen und Rauigkeit der Oberfläche und erreicht im Mittel Werte von 1 bis 2 km (z.B. *Stull, 1988*). Innerhalb der ABL können wiederum drei Teilschichten unterschieden werden: die laminare Unterschicht (nur

wenige mm dick), die Prandtlschicht (unterste 10 % der ABL, in der die turbulenten Flüsse höhenkonstant sind), sowie die Ekman-schicht, welche die obersten 90 % der ABL umfaßt. Oberhalb der Ekman-schicht befindet sich die sogenannte „Entrainment“-Zone, welche die ABL von der darüber liegenden, kaum noch vom Untergrund beeinflussten, freien Atmosphäre trennt.

Die Landoberfläche inklusive der Vegetation definiert den Übergang zwischen Erdboden und Atmosphäre und ist durch Wechselwirkungsprozesse zwischen den beiden Systemen geprägt. Dabei wird der Austausch von Impuls, Wärme und Feuchte durch turbulente Flüsse bewerkstelligt. Allerdings bewirkt die turbulente Durchmischung in der ABL, daß die horizontale Variabilität innerhalb der Atmosphäre viel geringer ist als diejenige an der Oberfläche, wo große Unterschiede von Feuchte, Temperatur und anderen Größen auf sehr kleinen Skalen auftreten können. Dies hat bedeutende Auswirkungen für Messung und Modellierung: während der atmosphärische Zustand ausreichend genau durch Punktmessungen mit großem Abstand oder grob aufgelöste Simulationen bestimmt werden kann, wird für die Beschreibung des Oberflächenzustands ein wesentlich höher aufgelöstes Meßnetz oder Modell benötigt. Da letztere Anforderungen in der Praxis oft nicht umsetzbar sind, ergeben sich Schwierigkeiten, die generell als „Oberflächenheterogenitäts-Probleme“ bezeichnet werden.

2.1.2 Feldmessungen

In den letzten 25 Jahren wurde eine Reihe von Feldexperimenten durchgeführt, um ein besseres Verständnis der turbulenten Austauschprozesse über heterogenen Oberflächen zu erhalten. Dabei wurden unterschiedlichste Klimaregionen von der Sahelzone bis zum borealen Nadelwald für einen weiten Skalenbereich (überwiegend Meso- α bis Meso- γ) betrachtet.

Zu den ersten großangelegten Meßkampagnen Ende der 1980er Jahre gehören HAPEX-MOBILHY (*Andre et al., 1988*) und HAPEX-SAHEL (*Goutorbe et al., 1994*), die den hydrologischen Haushalt für Gebiete in Südwestfrankreich bzw. im Niger untersuchen. Das FIFE-Projekt (*Sellers et al., 1988*) in Kansas (USA) fokussiert sich auf die Wechselwirkungen zwischen Vegetation und Atmosphäre sowie auf die Nutzung von Satellitenbeobachtungen für die Ableitung klimatologisch wichtiger Landoberflächenparameter. Schwerpunkt des EFEDA-Feldexperiments (*Bolle et al., 1993*) ist die Erforschung der Energie- und Feuchtetransfers zwischen Erdboden, Vegetation und ABL, wobei die Messungen von der Mikroskala bis zur Ausdehnung einer Gittermasche eines globalen Zirkulationsmodells („Global Circulation Model“ bzw. GCM, ca. 100 km) reichen.

In den 1990er Jahren wurden die Meßkampagnen BOREAS (*Sellers et al., 1995*), NOPEX (*Halldin et al., 1998*) und NOPEX-WINTEX (*Halldin et al., 2001*) durch-

geführt, um die turbulenten Austauschprozesse in hohen nördlichen Breiten sowie die Rolle von borealen Nadelwäldern für die globalen hydrologischen und biogeophysikalischen Kreisläufe zu untersuchen. Während BOREAS eine Region von ca. 1000 km × 1000 km in Saskatchewan und Manitoba (Kanada) abdeckt, sind die betrachteten Gebiete für NOPEX (Schweden, 50 km × 100 km) und NOPEX-WINTEX (Finnland, 10 km × 10 km) wesentlich kleiner.

Mit CASES (*LeMone et al., 2000*) und LITFASS (*Beyrich et al., 2002a*) befassen sich weitere Feldexperimente mit den Wechselwirkungen zwischen Vegetation und Atmosphäre, wobei sie langfristige Messungen mit kurzzeitigen Intensivmeßkampagnen kombinieren. Während sich das erste Projekt auf ein Wassereinzugsgebiet in Kansas (USA) fokussiert, betrachtet LITFASS die flächengemittelten Energieflüsse über einem 20 km × 20 km großen heterogenen Gebiet in Mitteleuropa. Ein besonderer Schwerpunkt besteht darin, einen Beitrag zur besseren Parametrisierung von mesoskaligen Modellen zu leisten. Hier liegt auch die Verbindung zum Projekt EVA-GRIPS (*Mengelkamp et al., 2006*), welches Parametrisierungsschemata für die flächengemittelte Verdunstung auf der Gitterskala eines numerischen Wettervorhersagemodells untersucht.

Die Mehrzahl der bisher vorgestellten Projekte beinhaltet intensive und umfangreiche Meßkampagnen, die aber oft nur begrenzte Zeitperioden umfassen (meist mehrere Wochen bis Monate). Dies ist kaum anders möglich, z.B. bei der sehr aufwendigen und teuren Durchführung von Flugzeugmessungen. Allerdings gibt es auch Experimente, die den Fokus auf eine weniger aufwendige, dafür aber längerfristige Erhebung von Daten legen. Ein Beispiel hierfür ist MUREX (*Calvet et al., 1999*), das den jährlichen Kreislauf der Wasser- und Energiehaushalte eines Testgebiets in Südfrankreich von 1995 bis 1997 bestimmt. In anderen Projekten werden zahlreiche Meßstationen zu Netzwerken verbunden, was auf Grund der einheitlichen Datenerhebung und -assimilation zu besseren Vergleichsmöglichkeiten und einer erhöhten Aussagekraft der Ergebnisse führt. So wurden im Rahmen von OASIS (*Brock et al., 1995*) 108 Meßstationen in Oklahoma zu einem Verbund zusammen geschlossen, in welchem Variablen wie Temperatur, Feuchte und Niederschlag langfristig erhoben und zentral prozessiert und gespeichert werden. Mit mehr als 140 mikrometeorologischen Stationen auf fünf Kontinenten von 30°S bis 70°N stellt FLUXNET (*Baldocchi et al., 2001*) ein globales Netzwerk zur Messung turbulenter Flüsse dar.

Gemeinsames Ziel der Feldexperimente ist es, das Verständnis der Energie- und Wasserkreisläufe von Erdboden und Atmosphäre zu verbessern sowie die Transferprozesse zwischen den beiden Subsystemen zu quantifizieren. Darüber hinaus leisten sie einen wichtigen Beitrag für eine optimierte Parametrisierung von Modellen. Dies geschieht einerseits durch eine Abschätzung und Bereitstellung von boden- bzw. oberflächentypischen Eigenschaften wie Albedo, Rauigkeitslänge und Blattflächenindex („Leaf Area Index“ bzw. LAI). Ein Beispiel für eine dergestalt-

te Nutzung der gesammelten Daten stellt das Projekt MOPEX dar (*Duan et al., 2006*). Des weiteren dienen die Ergebnisse der Feldexperimente oft der Überprüfung und Anpassung der Tranferschemata von Modellen (z.B. LITFASS, EVA-GRIPS, MUREX).

Um die genannten Ziele zu erreichen, wird in den Feldkampagnen eine Vielzahl an unterschiedlichen Instrumenten und Meßmethoden verwendet. In Abhängigkeit von der untersuchten Skala werden bodengebundene Messungen, Fernerkundungen, Flugzeugmessungen oder Satellitenbeobachtungen durchgeführt. Zu ersteren gehören z.B. mikrometeorologische Stationen, mit denen atmosphärische Variablen wie Temperatur, Feuchte und Wind sowie die turbulenten Flüsse von latenter und sensibler Energie ermittelt werden können. Vorteil ist hier die relativ einfache und genaue Abschätzung der gewünschten Größen für eine bestimmte Umgebung, Nachteil die geringe räumliche Repräsentativität bei heterogenen Oberflächen.

Mit Fernerkundungsverfahren können verschiedene Variablen über eine gewisse Entfernung entlang eines atmosphärischen Pfades bestimmt werden. Instrumente wie Radar, Lidar und Sodar senden Wellen unterschiedlichen Typs aus (Funkwellen, Laserwellen, Schallwellen) und können aus dem Rückstreuungskoeffizienten die vertikalen Profile für Temperatur, Feuchte und Wind sowie die Grenzschichtstruktur und Wolkenhöhe abschätzen. Andere Geräte wie das Scintillometer berechnen Schwankungen von Temperatur, Luftdruck und Luftfeuchtigkeit entlang eines horizontalen Meßpfades auf Basis von Variationen der Luftbrechung. Aus diesen Daten kann ferner der für den Meßpfad repräsentative Fluß sensibler Wärme abgeschätzt und mit Oberflächenflüssen aus anderen Messungen verglichen werden (z.B. *Bange et al., 2002*).

In-situ-Messungen der Atmosphäre können mit Hilfe von Radiosondenaufstiegen und Flugzeugmessungen durchgeführt werden. Während durch Radiosonden die Vertikalprofile atmosphärischer Variablen wie Temperatur, Feuchte und Wind bestimmt werden, können durch Flugzeugmessungen wesentlich umfangreichere Daten für ein größeres räumliches Gebiet erhoben werden, welche die Berechnung turbulenter Flüsse von Wärme, Feuchte und Kohlendioxid erlauben. Der Vorteil dieser Methodik ist dabei die direkte Abschätzung flächenrepräsentativer Flüsse über heterogenen Oberflächen (z.B. *Betts et al., 1990; Grunwald et al., 1996; Maurer und Heinemann, 2006*), während der Nachteil in der begrenzten Einsatzdauer von Flugzeugen liegt.

Schlußendlich dienen Satellitenbeobachtungen der Bestimmung von Oberflächenparametern für großflächige Gebiete. So können aus Satellitendaten Topographie (z.B. SRTM-Atlas, *van Zyl, 2001*), Landnutzung (z.B. CORINE land cover project, *Büttner et al., 2004*) sowie weitere Eigenschaften der Oberfläche abgeleitet werden, die für die Verwendung in numerischen Modellen von großer Bedeutung sind.

2.1.3 Modellierung

Auch in der Modellierung kann die Heterogenität von Oberflächen zu Schwierigkeiten bei der realistischen Simulation von Austauschprozessen führen. So variieren Orographie, Landnutzung und Bodenfeuchte oft auf Skalen von 1 m bis 1 km. In der Praxis numerischer Modelle werden allerdings meist Gitterpunktabstände in der Größenordnung einiger Kilometer verwendet, da eine höhere Auflösung und explizite Repräsentation der Heterogenitäten deutlich zu rechenaufwendig wäre. Folglich müssen alle Prozesse, die kleiner als die Gittermaschenweite des Modells sind, parametrisiert werden. Dabei gibt es allerdings zwei Grundprobleme, die von *Giorgi und Avissar (1997)* wie folgt beschrieben werden:

- Der Aggregationseffekt wird durch die Vernachlässigung subskaliger Variabilität an der Oberfläche verursacht. Da die Beziehung zwischen Variablen und Flüssen nichtlinear ist, unterscheiden sich räumlich gemittelte Flüsse von den aus räumlich gemittelten Oberflächenparametern berechneten Flüssen.
- Der dynamische Effekt bezeichnet den Vorgang, wenn durch lokale Instabilitäten Zirkulationen innerhalb einer Gittermasche entstehen, die den vertikalen Transport von Wärme und Feuchte in die ABL ändern, aber auf Grund ihrer geringen Ausdehnung nicht vom Modell reproduziert werden können.

In verschiedenen Studien konnte gezeigt werden, daß der Aggregationseffekt sowohl bei globalen GCM's als auch bei mesoskaligen Modellen mit hohen Auflösungen präsent ist (z.B. *Lhomme et al., 1994; Heinemann und Kerschgens, 2005*). Beim dynamischen Effekt sind die Aussagen weniger eindeutig: während einige Arbeiten diesen erst ab Oberflächenkontrasten in der Größenordnung von mindestens 5 km feststellen (z.B. *Avissar und Schmidt, 1998; Roy et al., 2003*) und deshalb die Parametrisierung dieses Effekts für höher aufgelöste Simulationen für nachrangig halten, beobachten *Shao et al. (2001)* den dynamischen Effekt bei konvektiven Bedingungen auch für höhere Auflösungen von 1 km.

Oberflächen- und Bodenparameter wie Albedo, LAI, Rauheitslänge und Bodenfeuchte, die zur Berechnung turbulenter Austauschprozesse in Modellen benötigt werden, sind zwar für einzelne Landnutzungen und Bodentypen aus Literatur oder Messungen hinreichend gut bekannt. Komplizierter wird es hingegen, wenn innerhalb einer Gitterzelle sehr heterogene Strukturen der Oberfläche auftreten. Es gibt daher verschiedene Verfahren, um die räumliche Variabilität in einer Modellgittermasche angemessen zu aggregieren:

- Der einfachste Ansatz verwendet für jede Gittermasche die oberflächen- und bodentypischen Eigenschaften der Landnutzungsklasse, die den relativ größten Anteil der Fläche aufweist („dominant land use approach“). Dies kann

nur funktionieren, solange diese Klasse tatsächlich repräsentativ für die jeweilige Gitterzelle ist. Im Fall heterogener Vegetation können folglich große Fehler bei der Berechnung der Flüsse auftreten (*Mölders und Raabe, 1996; Friedrich et al., 2000; Schlünzen und Katzfey, 2003*).

- Eine implizite Berücksichtigung der subskaligen Heterogenität kann erreicht werden, indem für jede Modellgitterbox die Parameter für alle vorkommenden Landnutzungen gemäß ihrer anteiligen Fläche gemittelt werden („effective parameter approach“, *Arain et al., 1996*). Dieser Ansatz kann bei geeigneten Bedingungen und der Wahl passender Parameter realistische Ergebnisse liefern (*Lhomme et al., 1994; Noilhan et al., 1997; Hu et al., 1999*). Der Vorteil der Methode ist, daß die vorgestellte Mittelungsprozedur leicht umzusetzen und nicht rechenaufwendig ist. Aus diesem Grund ist sie in vielen operationellen Modellen implementiert. Ein Nachteil ist darin zu sehen, daß die Beziehungen zwischen Zustandsvariablen und Flüssen in hohem Maße nicht-linear sind, und die Flüsse dieses Ansatzes daher erheblich von den wahren flächengemittelten Flüssen abweichen können.
- Eine andere Möglichkeit ist die explizite Betrachtung von Heterogenitäten, indem die Gittermasche in Anteile zerlegt wird, welche die wichtigsten Landnutzungen und Bodentypen repräsentieren („tile approach“, *Avissar und Pielke, 1989*). Für jedes dieser homogenen Teilgebiete werden die turbulenten Flüsse berechnet und anschließend gewichtet nach Größe der Flächen zu einem Gesamtfluß gemittelt. Dabei sind die Teilgebiete nicht geographisch lokalisiert und es werden keine horizontalen Wechselwirkungsprozesse berücksichtigt.
- Eine Weiterentwicklung der „tile“-Methode ist der „mosaic“-Ansatz (*Koster und Suarez, 1992*). Hierbei wird die unterste bodennahe Modellschicht mit einer erhöhten horizontalen Auflösung simuliert, während für die atmosphärischen Schichten die ursprüngliche grobe Auflösung beibehalten wird. Die Oberflächenflüsse werden folglich explizit auf einem höherskaligen regulären Gitter berechnet und anschließend zu einem Gesamtfluß der groben Gittermasche aggregiert.

Der Einfluß der vorgestellten Methoden auf die Repräsentation der Oberflächenflüsse kann durch Modellstudien untersucht werden, bei denen die Ergebnisse der verschiedenen Verfahren miteinander und gegenüber Messungen verglichen werden. Hierbei zeigt sich für mesoskalige Modelle, daß in den meisten Fällen „mosaic“- und „tile“-Ansätze realistischere Flüsse liefern als „dominant land use“- oder „effective parameter“-Verfahren.

Modellstudien von *Mölders et al. (1996)* und *Mölders und Raabe (1996)* ergeben deutliche Einflüsse der subskaligen Oberflächenheterogenität auf die Vorhersage von Verdunstung, Wolken- und Niederschlagsformationen. Insbesondere bei den

Energieflüssen können signifikante Unterschiede für verschiedene Parametrisierungen der Heterogenität beobachtet werden. Auch *Shao et al. (2001)* belegen den Aggregationseffekt auf Basis einer Reihe von numerischen Experimenten mit verschiedenen Auflösungen von Atmosphäre und Oberfläche.

Schlünzen und Katzfey (2003) führen Sensitivitätsstudien mit Simulationen des mesoskaligen Modells METRAS für Auflösungen von 18 bzw. 4 km durch. Beim Vergleich mit Beobachtungsdaten zeigt sich, daß die expliziten Methoden bessere Ergebnisse als die impliziten Vorgehensweisen erzielen. *Heinemann und Kerschgens (2005; 2006)* sowie *Ament und Simmer (2006)* untersuchen verschiedene Aggregationsmethoden in mesoskaligen Modellen und vergleichen sie mit Daten aus den Feldexperimenten LITFASS-1998 bzw. LITFASS-2003. Hierbei ergibt sich für den „mosaic“-Ansatz die realistischste Wiedergabe turbulenter Oberflächenflüsse, gefolgt vom „tile“-Ansatz und dem „effective parameter“-Verfahren.

Allerdings sind die Resultate der Sensitivitätsstudien auch immer stark von den Startbedingungen und vom Grad der subskaligen Oberflächenheterogenität beeinflusst. So berichten z.B. *Noilhan et al. (1997)* im Fall moderater Oberflächenheterogenität eine gute Repräsentation der Energieflüsse durch den „effective parameter“-Ansatz. Des weiteren betonen *Schlünzen und Katzfey (2003)* die große Bedeutung von realistischen Anfangsbedingungen der Modellsimulationen.

Alle vorgestellten Studien stimmen darin überein, daß eine Erhöhung der Modellauflösung zu einer verbesserten Wiedergabe von Oberflächenparametern und atmosphärischen Variablen führt. Nicht zuletzt aus diesem Grund werden, falls keine geeigneten Beobachtungsdaten zur Verfügung stehen, hoch aufgelöste Simulationen als Referenz für die Tests mesoskaliger Modellläufe verwendet (z.B. *Mengelkamp et al., 2006*).

Des weiteren wird selbst bei Einsatz von „tile“- oder „mosaic“-Verfahren nur eine bessere Auflösung der Oberflächenstruktur gewährleistet, während das atmosphärische Modellgitter unverändert bleibt. Die Beibehaltung des groben Gitters wird mit der Annahme begründet, daß die horizontale atmosphärische Variabilität auf Grund der turbulenten Durchmischung vernachlässigt werden kann. Oder anders ausgedrückt, es wird vorausgesetzt, daß die „blending height“ (die Höhe, in der keine untergrundsbedingten Unterschiede in den turbulenten Flüssen mehr festgestellt werden können), in der Höhe der untersten Modellschicht liegt. Allerdings ist diese Annahme nicht generell gültig: während die „blending height“ Höhen bis zu 100 m erreichen kann, ist die unterste Schicht in mesoskaligen Modellen oft nur 20 bis 30 m dick. Im Fall großer „blending heights“ kann dies folglich zur Unterschätzung der subskaligen atmosphärischen Heterogenität in den untersten Modellschichten führen. Auch um diesem Nachteil aus dem Weg zu gehen, ist die generelle Verwendung möglichst hoch aufgelöster Modelle empfehlenswert.

2.1.4 Energiehaushalte

Es existiert eine Reihe von Methoden, um Modellergebnisse mit gemessenen Daten zu validieren. Diese reichen vom einfachen Vergleich einzelner Gitterpunkte über flächengemittelte Gegenüberstellungen bis hin zu integrierten Energiehaushalten. Des weiteren können Einzelfallstudien, idealisierte Situationen sowie realistische Langzeitverläufe betrachtet werden. Um belastbare Resultate zu erhalten, ist es erstrebenswert, daß die Validierung von Simulationen für eine breite Datenbasis und möglichst reale Bedingungen erfolgt.

Eine Möglichkeit, alle relevanten energetischen Prozesse der ABL integriert zu erfassen, ist die Berechnung der latenten und sensiblen Energiehaushalte. Dabei werden für ein dreidimensionales atmosphärisches Luftpaket die vertikale Divergenz der Energieflüsse sowie die horizontale Advektion und zeitliche Tendenz von Feuchte und Wärme bestimmt. Allerdings ist für die Berechnung dieser Terme eine umfangreiche Datenerhebung notwendig (u.a. Flugzeugmessungen), so daß die Abschätzung von Energiehaushalten meist nur im Rahmen von Intensivmeßkampagnen erfolgt.

Zu den ersten Anwendungen der Methodik gehört die Arbeit von *Schaller (1983)*, der im Rahmen des Projekts PUKK in einer Fallstudie für die nächtliche Grenzschicht die latenten und sensiblen Wärmeflüsse als Residua der Haushaltsgleichungen bestimmt. Ebenfalls Anfang der 1980er Jahre untersuchen *Kerschgens und Hacker (1985)* die Energetik der Stadt Bonn und ihrer Umgebung. Sie stellen fest, daß die Energiehaushalte von urbanen und ländlichen Gebieten signifikante Unterschiede aufweisen, vor allem bezüglich der Divergenzen der vertikalen Wärmeflüsse. In einer zweiten Fallstudie über dem gleichen Gebiet erforschen *Kerschgens und Drauschke (1986)* die Energetik der städtischen Atmosphäre im Winter.

Im Rahmen des FIFE-Feldexperiments 1987 bestimmen *Betts et al. (1990)* und *Betts et al. (1992)* die Feuchte- und Wärmehaushalte der Grenzschicht über einer 15 km × 11 km großen Graslandfläche in Kansas. Hierbei ergeben sich für die separat berechneten Terme der Haushaltsgleichung (Advektion, Divergenz und lokalzeitliche Tendenz) an der Mehrzahl der betrachteten Tage nur geringe Residua der Energiebilanzen. Darüber hinaus sind auch die relativen Meßunsicherheiten der einzelnen Terme recht gering. Nur der Advektionsterm zeigt einen größeren Fehlerbereich, der durch die limitierte Größe des betrachteten Gebiets begründet wird.

Eine häufige Anwendung der Haushaltsmethode ist die Abschätzung von repräsentativen Oberflächenflüssen aus Flugzeugmessungen. Dabei werden zunächst alle Terme der Haushaltsgleichungen separat bestimmt. Anschließend wird das resultierende Residuum auf Null gesetzt, indem für die Flüsse am Unterrand der Grenzschicht Werte angenommen werden, die dazu führen, daß der Divergenzterm die Haushaltsgleichung exakt erfüllt. Dies hat z.B. gegenüber einer linearen Extrapolation der Flugzeugflüsse auf den Boden den Vorteil, daß die gesamte Energetik

der Grenzschicht mit einbezogen wird. Eine Bestimmung von Oberflächenflüssen aus Flugzeugmessungen und der Vergleich mit flächengemittelten Stationsflüssen findet sich z.B. in *Grunwald et al. (1996)* oder *Beyrich et al. (2002b)* im Rahmen der EFEDA- bzw. LITFASS-Feldmeßkampagnen.

Der Fokus der meisten Studien liegt zwar auf der Untersuchung von Energieflüssen, allerdings kann die Betrachtung mittels der Haushaltmethode auch auf andere Größen wie Kohlendioxid (CO_2) ausgedehnt werden. So schätzen *Graber et al. (1998)* aus Flugzeugmessungen CO_2 -Flüsse an der Oberfläche ab, und *de Arellano et al. (2004)* berechnen die Feuchte-, Wärme- und Kohlendioxid-Haushalte über einer grasbewachsenen Fläche in den Niederlanden.

Während die Bestimmung von Energiehaushalten aus Messungen in zahlreichen Studien erfolgt, wird das Verfahren für Modelle wesentlich seltener angewendet. So bestimmen *de Arellano et al. (2004)* zwar die horizontale Advektion aus MM5-Simulationen, gewinnen die anderen beiden Terme jedoch nach wie vor durch Messungen. Eine Validierung des Lokalmodells LM wird von *Maurer und Heinemann (2006)* im Rahmen des REEEFA-Feldexperimentes durchgeführt. Dabei werden allerdings nicht Energiehaushalte direkt verglichen, sondern nur die Oberflächenflüsse aus Simulationen und Flugzeugmessungen betrachtet, wobei letztere mittels Haushaltmethode auf die Oberfläche extrapoliert werden. Die selten praktizierte direkte Gegenüberstellung von Energiehaushalten liegt u.a. in den unterschiedlichen Skalen von Messungen und Modellen begründet. Während erstere räumliche Variationen auf wenigen Dekametern aufweisen können, beträgt die horizontale Auflösung von mesoskaligen Modellen meistens einige Kilometer.

2.2 Konzeption und Ziel der Arbeit

Die im letzten Abschnitt genannten Untersuchungsergebnisse belegen die Effekte von Oberflächenheterogenitäten auf die turbulenten Austauschprozesse, welche wiederum großen Einfluß auf Variablen und Strukturen in der ABL ausüben können. Aus diesem Grund besteht intensives Interesse an einer adäquaten Beschreibung von Heterogenitäten in numerischen Wettervorhersage- und Klimamodellen, um die turbulenten Flüsse und bodennahen atmosphärischen Variablen realistisch zu prognostizieren. Trotz der generellen Übereinstimmung bezüglich der Bedeutung von kleinskaligen Heterogenitäten unterscheiden sich die Forschungsergebnisse deutlich, wenn Größe und Auswirkungen der Effekte betrachtet werden. Dies liegt an unterschiedlichen Parametrisierungen und Auflösungen von Modellen, an der Auswahl geeigneter Transferschemata sowie dem häufigen Mangel an räumlich und zeitlich hoch aufgelösten Start- bzw. Randbedingungen. Die Bandbreite der erzielten Ergebnisse dokumentiert darüber hinaus weiteren Forschungsbedarf.

Der Fokus der vorliegenden Arbeit liegt auf der Untersuchung von turbulenten Austauschprozessen auf der Basis von hoch aufgelösten Simulationen des mesoskaligen Modells FOOT3DK. Dabei wird insbesondere Wert auf eine Betrachtung der energetischen Prozesse der ABL gelegt. Im Gegensatz zu einer Reihe von Studien, die Modellsimulationen nur punktuell oder zweidimensional mit Messungen vergleichen, erlaubt die Berechnung von Energiehaushalten eine integrierte dreidimensionale Validierung der Modellergebnisse. Durch die Durchführung mehrerer Nestingschritte wird eine sehr hohe Auflösung von 100 m erreicht, was deutlich über den Skalen vieler anderer Modellstudien liegt. Da bisher mit FOOT3DK nur Simulationen bis zu einer Auflösung von 250 m durchgeführt wurden, wird die Gültigkeit des horizontalen Diffusionsschemas auch für die neuen Skalen untersucht.

Die aus dem Modell berechneten Feuchte- und Wärmehaushalte werden mit Haushalten aus Flugzeugmessungen verglichen, die im Rahmen der FLUXPAT-Meßkampagnen des Projekts TR32 durchgeführt wurden. Die Untersuchungen fanden im Einzugsgebiet des Flusses Rur im westlichen Deutschland statt und umfassen fünf konvektive Tage im April und August 2009, wobei der Begriff „konvektiv“ hier für Strahlungstage mit gut durchmischter Grenzschicht steht. Das betrachtete Untersuchungsgebiet weist eine typische räumliche Variabilität von ebenfalls ca. 100 m auf, was für den Vergleich von Modellsimulationen und Messungen von Vorteil ist.

Die Modellvalidierung mit Hilfe von Energiehaushalten hat zwei Hauptziele. Zum einen kann die Fähigkeit des Modells überprüft werden, Struktur und Eigenschaften der ABL realistisch zu simulieren. Insbesondere wird untersucht, welche Prozesse adäquat und welche nur unzureichend wiedergegeben werden. Zum anderen werden Simulationen mit verschiedenen horizontalen Auflösungen durchgeführt, um den Einfluß der Modellauflösung auf die einzelnen Haushaltsterme zu identifizieren. Hierdurch kann u.a. die Größe des Aggregationseffekts für Skalenbereiche zwischen 1000 m und 100 m quantifiziert werden.

3 Modell und Daten

3.1 FOOT3DK

Das mesoskalige, nichthydrostatische Modell FOOT3DK (Flow Over Orographically structured Terrain 3-Dimensional, Kölner Version) ist ein prognostisches Strömungsmodell, welches in unterschiedlichen Versionen in Bonn und Köln entwickelt wurde (*Born, 1989; Brücher et al., 1997*). Anfänglich vor allem für die atmosphärische Grenzschicht ausgelegt, ist die aktuelle Version in der Lage, die gesamte Troposphäre zu simulieren. FOOT3DK dient zur Simulation von Strömungen über komplexer Topographie und ist für Skalenbereiche von der γ -Mesoskala (~ 10 km) bis zur α -Mikroskala (~ 100 m) geeignet. Das Modell kann sowohl mit einem vertikalen Profil (z.B. Radiosondenaufstieg) initialisiert als auch über ein Nesting in andere Modelle sowie in sich selbst betrieben werden.

FOOT3DK wird für eine Vielzahl von Anwendungen in unterschiedlichen klimatischen Regionen eingesetzt. So untersuchen zum Beispiel *Hübener et al. (2005)* die Evapotranspiration in einem semi-ariden Gebiet in Marokko, während *Sogalla et al. (2006)* Wechselwirkungen zwischen Landoberflächen und Niederschlag für ein Flußeinzugsgebiet in Benin analysieren. Eine Reihe von Studien verwendet FOOT3DK, um den Austausch zwischen Boden und Atmosphäre sowie atmosphärische Strömungen in der ABL über heterogenen europäischen Landschaften abzuschätzen. Während *Shao et al. (2001)* den Einfluß der Oberflächenheterogenität auf turbulente Flüsse und andere Aspekte der Turbulenz untersuchen, konzentrieren sich *Heinemann und Kerschgens (2005)* auf die Abschätzung der Effekte unterschiedlicher Parametrisierungsmethoden. Die Ausbreitung von Luftschadstoffen in Mitteleuropa wird von *Brücher et al. (2001)* simuliert. *Maurer und Heinemann (2006)* verwenden FOOT3DK, um die Validierung des Lokalmodells LM mit räumlich hoch aufgelösten turbulenten Flüssen zu unterstützen. Des weiteren schätzen *Pinto et al. (2009)* die Böengeschwindigkeiten von Sturmereignissen in Deutschland ab. Auch für Realisierungen in polaren Gebieten wird das Modell verwendet. Ein Beispiel hierfür ist die Untersuchung des Einflusses von katabatischen Winden auf

die Meereisentwicklung an der grönländischen Küste (*Heinemann, 2003*). Eine sehr detaillierte Beschreibung sämtlicher Bestandteile des Modells findet sich z.B. bei *Brücher et al. (1997)* oder im FOOT3DK-Handbuch Version 3.10 (*Brücher et al., 2003*). Aus diesem Grund werden in der vorliegenden Arbeit Aufbau und grundlegende Eigenschaften des Modells lediglich in kompakter Form präsentiert und erläutert. Eine Ausnahme hiervon stellen das in FOOT3DK implementierte Landoberflächen-Schema und die Parametrisierung der Turbulenz dar, welche in eigenen Unterkapiteln ausführlich vorgestellt werden. Den Abschluß des Kapitels bilden Sensitivitätsstudien des horizontalen Turbulenzschemas für Auflösungen in der lokalen Skala.

3.1.1 Allgemeine Modellbeschreibung

FOOT3DK basiert auf den drei Bewegungsgleichungen, dem 1. Hauptsatz der Thermodynamik, der Kontinuitätsgleichung sowie Haushaltsgleichungen für Feuchtegrößen und eine Tracerkonzentration. Diese Ausgangsgleichungen werden auf einem topographiefolgenden η -Koordinatensystem für eine divergenzfreie Strömung gelöst, wobei die Einführung des nicht-hydrostatischen Exner-Stördrucks das Windfeld zur Einhaltung der Kontinuitätsgleichung zwingt. Zur Diskretisierung der atmosphärischen Modellvariablen wird ein Arakawa-C-Gitter (*Mesinger und Arakawa, 1976*) verwendet. Dieses zeichnet sich dadurch aus, daß die skalaren Variablen (z.B. Temperatur, Druck, Feuchte) zentriert im Boxmittelpunkt liegen, und die vektoriellen Variablen (z.B. Windgeschwindigkeit, turbulente kinetische Energie und Diffusionskoeffizienten) an den jeweiligen Grenzflächen der Box definiert sind. Während die horizontalen Gitterabstände äquidistant sind, werden die Abstände der vertikalen Schichten durch einen konstanten Spreizfaktor bestimmt. Dieser Spreizfaktor wird durch Angabe der Dicke der untersten Modellschicht und der Höhe des Modelloberrands bestimmt und bewirkt eine höhere Auflösung der Modellatmosphäre in Bodennähe.

Die Advektion skalarer Größen geschieht benutzerdefiniert entweder nach einem klassischen flußbasierten Upstream-Schema oder über ein quasi-monotones Semi-Lagrange-Verfahren (QMSL) nach *Bermejo und Staniforth (1992)*, mit dem auch die Advektion der Impulskomponenten erfolgt. In der vorgestellten Arbeit wird ausschließlich das QMSL-Schema verwendet, auf Grund der geringeren Diffusivität und besseren Signalerhaltung im Vergleich zum Upstream-Verfahren. Für die Berücksichtigung subskaliger Landoberflächenheterogenitäten wird der „effective parameter“-Ansatz gewählt (siehe Kap. 2.1.3). Dieser erhält den Vorzug gegenüber der ebenfalls in FOOT3DK zur Verfügung stehenden „mosaic“-Methode, da die durchgeführten Simulationen eine genügend hohe Auflösung besitzen (100 m), um die räumliche Variabilität des Untersuchungsgebiets angemessen zu berücksichtigen. Ferner erweist es sich als schwierig, alle benötigten Oberflächenparameter (z.B.

die Orographie) in einer höheren Auflösung als 100 m zu erhalten.

Der Einfluß der Strahlung wird im wesentlichen durch eine parametrisierte Strahlungsbilanz am Boden berücksichtigt. Diese Strahlungsbilanz beinhaltet die Albedo der Oberfläche, die kurzwellige solare Einstrahlung sowie die langwelligen terrestrischen Strahlungskomponenten. Bei wolkenfreiem Himmel wird die Transmissivität der Atmosphäre nach *Mahrer und Pielke (1977)* berechnet, bei vorhandenen Wolken wird sie gemäß einem Schema von *Stull (1988)* modifiziert, in welches die Bedeckungsgrade für hohe, mittelhohe und niedrige Wolken eingehen. Allerdings werden für die vorliegenden Untersuchungen nur Tage mit hoher Einstrahlung und geringem Wolkenanteil verwendet, so daß vor allem ersteres Schema zum Einsatz kommt. Die Divergenz des Strahlungsflusses zwischen verschiedenen atmosphärischen Modellschichten kann derzeit nur für langwellige, nicht aber für kurzwellige Strahlungsanteile abgeschätzt werden.

Im Fall eines genesteten Betriebs werden die Anfangs- und Randbedingungen aus einem übergeordneten Modell (in diesem Fall COSMO-DE) übernommen. Während der großskalige Antrieb an den seitlichen Rändern sowie am Oberrand des FOOT3DK-Simulationsgebietes stündlich vorgegeben wird, werden die unteren Randbedingungen nur im ersten Zeitschritt zur Initialisierung verwendet. Die Umrechnung der Variablen des übergeordneten Modells auf das feinere horizontale Modellgitter geschieht in einem vorgeschalteten Präprozessor. In einem zweiten Initialisierungsschritt wird in FOOT3DK eine Diastrophiephase durchgeführt, in der die gröber aufgelöste Orographie aus COSMO-DE sukzessive auf die feiner aufgelöste FOOT3DK-Orographie interpoliert wird, während durch eine gleichzeitige Lösung der kompletten Modellgleichungen die Variablen an die Struktur des Untergrunds angepaßt werden.

3.1.2 SVAT-Schema

Viele atmosphärische Modelle sind mit einem Landoberflächen- oder SVAT-Schema („Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer“) gekoppelt, welches den Austausch von Wärme, Wasser und Gasen zwischen Erdboden, Vegetation und Atmosphäre beschreibt. Für FOOT3DK wird ein SVAT-Modell verwendet, welches auf dem ISBA-Schema („Interface Soil Biosphere Atmosphere“) von *Noilhan und Planton (1989)* basiert und für die aktuellen Anwendungen leicht modifiziert wurde. ISBA besteht aus zwei unterschiedlich dicken Bodenschichten und einer Vegetationsschicht (*Abb. 3.1*). Für die Vegetationsschicht wird in der originalen Modellversion ein klassischer „big leaf“-Ansatz verwendet (*Jarvis, 1976*). Dies bedeutet, daß der gesamte Pflanzenbestand zu einem einzigen großen Blatt zusammengefaßt wird, welches die mittleren Eigenschaften der einzelnen Bestandteile besitzt. Temperatur und Feuchte in den zwei Bodenschichten werden jeweils nach dem Prinzip der „Extended Force-Restore“(EFR)-Methode berechnet. Dabei werden Änderungen der

Oberflächenbedingungen rasch durch die dünne obere Schicht an die tiefere Schicht weitergegeben („force“), während letztere als Puffer dient und gespeicherte Wärme und Feuchte nach oben zurückgibt („restore“).

Die Oberflächentemperatur T_s wird gemäß der EFR-Methode nach *Jacobsen und Heise (1982)* bestimmt. Dabei werden zwei prognostische Gleichungen für die Temperaturdifferenzen zwischen Oberfläche und Bodenschichten gelöst:

$$\frac{\partial \vartheta_s}{\partial t} = -\alpha_s \vartheta_s + \beta_s \vartheta_m + \gamma_s B \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial \vartheta_m}{\partial t} = -\alpha_m \vartheta_m - \beta_m \vartheta_s \quad (3.2)$$

Hierbei stellen ϑ_s und ϑ_m die Temperaturdifferenzen $T_s - T_d$ zwischen Oberfläche und 1 m Tiefe bzw. $T_m - T_d$ zwischen 9 cm und 1 m Tiefe dar. Die Temperatur T_d am Unterrand des Modells wird als konstant angenommen, wie es für Zeitskalen von einem Tag als realistisch erscheint. Weiterhin bezeichnet B den Bodenwärmestrom, wobei der Koeffizient γ_s die Eindringtiefen der betrachteten Temperaturwellen in

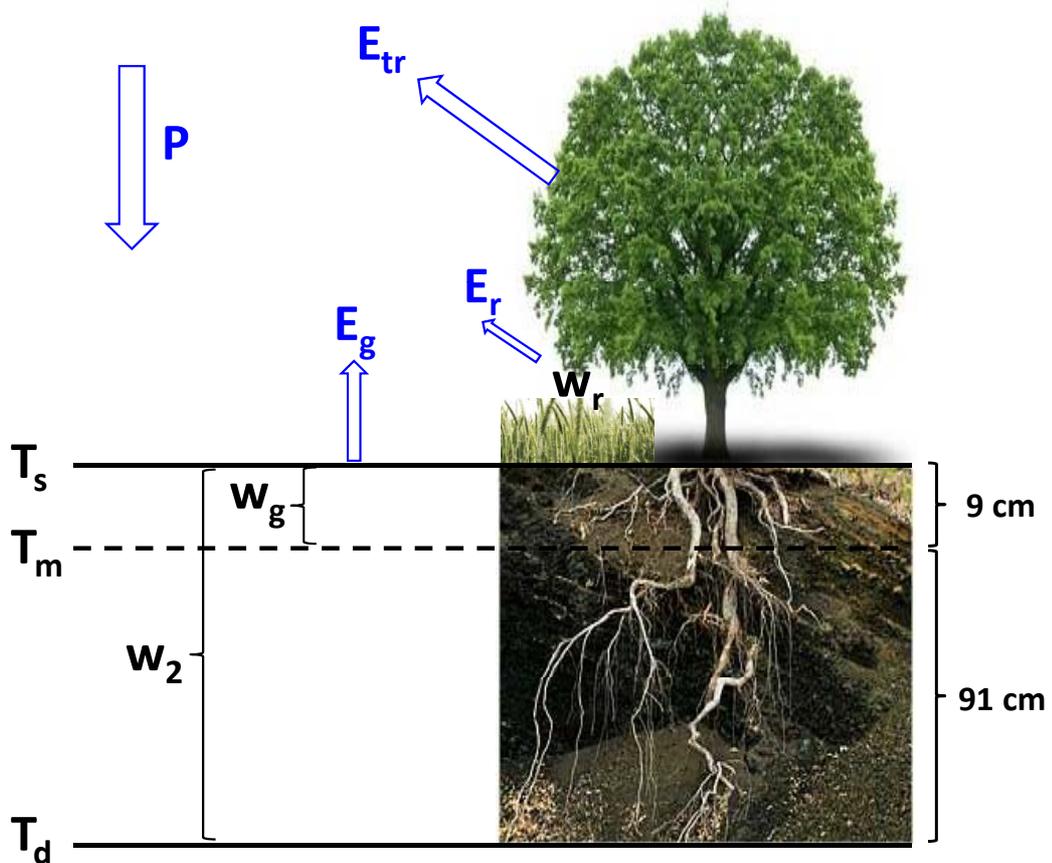


Abb. 3.1: Betrachtete Größen im SVAT-Schema von FOOT3DK

Abhängigkeit von Dichte und Wärmekapazität des Bodens beschreibt. Die Koeffizienten α_s , α_m , β_s und β_m werden aus den Frequenzen der zu behandelnden Effekte bestimmt. Da FOOT3DK vor allem für kurze Prognosezeiträume konzipiert wurde, ist das Bodenmodell so konfiguriert, daß Temperaturwellen mit Amplituden zwischen drei Stunden und einem Tag gut wiedergegeben werden.

Oberflächen- und Bodenfeuchten werden gemäß der EFR-Methode nach *Noilhan und Planton (1989)* berechnet, wobei laterale Flüsse im Erdboden vernachlässigt werden. Als Feuchtegrößen werden die Bodenfeuchte der obersten 9 cm (w_g), die mittlere Bodenfeuchte der gesamten 1 m Bodenschicht (w_2) und das Interzeptionswasser der Pflanzenoberflächen (w_r) betrachtet. Diese drei Speicherterme stehen in Zusammenhang mit den Feuchteflüssen E_g (direkte Verdunstung vom Boden), E_{tr} (Transpiration der Pflanzen) und E_r (Verdunstung des Interzeptionswassers) sowie der Niederschlagsrate P . Die prognostischen Gleichungen für w_g , w_2 und w_r lauten:

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{c_1}{\rho_w d_1} (P_g - E_g) - \frac{c_2}{\tau} (w_g - w_{geq}) \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{tr}) \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial w_r}{\partial t} = P_r - E_r \quad (3.5)$$

Hierbei sind d_1 und d_2 die vertikale Mächtigkeit der zwei Bodenschichten, c_1 und c_2 bodentypabhängige Koeffizienten (nach *Clapp und Hornberger, 1978*), ρ_w die Dichte von Wasser und τ eine charakteristische Reaktionszeit (hier: 1 Tag). P_g und P_r bezeichnen die Niederschlagsanteile, die den Boden erreichen bzw. in der Vegetation verbleiben. Ferner beschreibt w_{geq} den Gleichgewichtswassergehalt zwischen Kapillar- und Schwerkraft, der wiederum vom Wassergehalt w_2 und dem bodenspezifischen Sättigungswassergehalt abhängt. Die zeitliche Entwicklung von w_g (Gl. 3.3) wird also nicht nur von der Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung an der Oberfläche gesteuert, sondern ist auch über einen „restore“-Term an w_2 gekoppelt. Der Zeittrend von w_2 (Gl. 3.4) wiederum enthält neben Regenrate und Verdunstung zusätzlich die Transpiration der Vegetation, d.h. der Bodenwassergehalt nimmt um den Anteil ab, welchen die Pflanzen durch die Wurzeln aufnehmen und über die Blätter an die Atmosphäre abgeben. Die zeitliche Entwicklung des Interzeptionswassers w_r (Gl. 3.5) wird durch die Differenz zwischen Niederschlagsrate und Verdunstung innerhalb der Vegetationsschicht beschrieben. Da in der vorliegenden Arbeit nur konvektive Strahlungstage ohne Niederschlag berücksichtigt werden, kann der Interzeptionswasseranteil jeweils als Null approximiert werden.

Die Photosynthese ist ein Prozess, bei dem die Pflanzen mit Hilfe von solarer Einstrahlung und Chlorophyll energiereiche Nährstoffe bilden. Dabei gelangt durch Spaltöffnungen auf der Blattunterseite (den Stomata) Luft in das Blattinnere und durchströmt die Hohlräume zwischen den Zellen. Die Sonnenenergie regt nun zum Photosynthese-Prozess an, bei dem der Luft Kohlendioxid entzogen und Sauerstoff zugefügt wird. Des weiteren entweicht während der Pflanzenatmung durch die Stomata auch jeweils Wasserdampf in die Atmosphäre, so daß eine Anti-Korrelation von CO₂- und Feuchteflüssen beobachtet wird (z.B. *Houborg und Soegaard, 2004*).

Da das vorgestellte ISBA-Schema für die Parametrisierung des Austauschs von Wärme und Feuchte konzipiert ist, enthält es keine Beschreibung der Photosynthese und kann daher den Gasaustausch zwischen Boden und Atmosphäre nicht berücksichtigen. Um eine zusätzliche Betrachtung von CO₂-Flüssen zu ermöglichen, implementieren *Reyers et al. (2010)* ein Photosynthesemodell in die aktuellste Version von FOOT3DK. Dieses enthält zwei Bestandteile: ein C3 „single leaf“-Modell (*Farquhar et al., 1980*) und ein „sun/shade“-Modell (*de Pury und Farquhar, 1997*). Während ersteres die Photosyntheserate eines einzelnen Blattes einer C3-Pflanze (z.B. Wald, Getreide, Rüben) simuliert, skaliert letzteres von der Blatt- auf die Vegetationsskala, indem der gesamte Pflanzenbestand in einen Anteil sonnenbeschienener und im Schatten liegender Blätter unterteilt wird. Damit stellt der „sun/shade“-Ansatz eine Weiterentwicklung des „big leaf“-Ansatzes dar, bei dem (unrealistischerweise) die gesamte Oberfläche der Blätter als sonnenbeschienen betrachtet wird. Das „sun/shade“-Prinzip führt zu deutlichen Verbesserungen bei der Simulation der Photosyntheserate (*de Pury und Farquhar, 1997*). Des weiteren bewirkt die Kopplung von mesoskaligen Modellen mit einem Photosynthesemodell in vielen Fällen eine realistischere Simulation von Oberflächenflüssen (z.B. *Niyogi et al., 2009*), da der stomatale Widerstand der Pflanzen nun direkt berechnet werden kann und nicht mehr parametrisiert werden muß. Aktuelle Ergebnisse für FOOT3DK zeigen reduzierte latente und erhöhte sensible Wärmeflüsse, welche besser mit gemessenen Werten aus Eddy-Kovarianz-Stationen übereinstimmen (*Reyers et al., 2010*).

3.1.3 Turbulente Flüsse

Die Ausgangsgleichungen eines Modells sind zwar theoretisch direkt numerisch lösbar, allerdings würde die Auflösung kleiner Turbulenzelemente ein so feines Gitter erfordern, daß die explizite Berechnung in der Praxis auf Grund von Rechenzeit und numerischem Aufwand nicht durchführbar ist. Deshalb wird meist dazu übergegangen, ein Turbulenzmodell zu verwenden, um das Gleichungssystem zu schließen. Dabei werden die Variablen einer Reynoldszerlegung unterzogen, d.h. jede Größe

φ wird in einen räumlichen oder zeitlichen Mittelwert sowie in die Abweichung von diesem Mittel zerlegt: $\varphi = \bar{\varphi} + \varphi'$. Dies entspricht einer Aufteilung in skalige und subskalige Anteile, wobei erstere explizit aufgelöst und letztere parametrisiert werden. Die Parametrisierung der turbulenten Flüsse im Modell FOOT3DK verwendet unterschiedliche Ansätze für Oberflächenflüsse und atmosphärische Flüsse, weshalb diese im folgenden ausführlich dargestellt werden.

Oberflächenflüsse

Die Bestimmung der bodennahen turbulenten Flüsse in der untersten Modellschicht basiert auf der Ähnlichkeitstheorie von *Monin und Obukhov (1954)*. Hier steht in FOOT3DK neben einer vollständig iterativen Bestimmung der Oberflächenflüsse ein Transfer-Schema nach *Louis (1979)* zur Auswahl, welches die zeitaufwendige iterative Berechnung der Profilkfunktionen durch eine analytische Näherungslösung vermeidet. Gemäß diesem Ansatz wird der turbulente sensible Wärmefluß H wie folgt parametrisiert:

$$H = \rho_s c_p \frac{\theta_s - \theta_a}{R_a} \quad (3.6)$$

Hierbei sind ρ_s die Dichte von Luft und c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck, θ_s und θ_a stellen die potentiellen Temperaturen an der Oberfläche bzw. im untersten atmosphärischen Modell-Level dar, und R_a bezeichnet den aerodynamischen Widerstand für den Transfer von Wärme und Feuchte zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre. Letzterer hängt neben der Windgeschwindigkeit und der Rauigkeitslänge von der Bulk-Richardson-Zahl ab, welche ein Maß für die Stabilität der Atmosphäre darstellt.

Der turbulente latente Wärmefluß LE setzt sich aus der direkten Verdunstung vom Boden, der Verdunstung des Interzeptionswassers und der Transpiration der Pflanzen zusammen:

$$LE = E_g + E_r + E_{tr} \quad (3.7)$$

Dabei wird E_g separat für Verdunstung vom unbewachsenen Boden (Gl. 3.8) und für Verdunstung über offenen Wasserflächen (Gl. 3.9) parametrisiert:

$$E_g = \rho_s L_v \frac{\delta_{soil}}{R_a} (h_u q_{sat} - q_a) \quad (\text{unbewachsener Boden}) \quad (3.8)$$

$$E_g = \rho_s L_v \frac{\delta_{water}}{R_a} (q_{sat} - q_a) \quad (\text{Wasseroberflächen}) \quad (3.9)$$

E_g hängt im wesentlichen vom aerodynamischen Widerstand R_a sowie der Differenz zwischen gesättigter spezifischer Feuchte q_{sat} an der Oberfläche und spezifischer Feuchte q_a im untersten atmosphärischen Modell-Level ab. Des weiteren sind δ_{soil} und δ_{water} die Anteile des Gitterpunkts, die aus unbewachsenem Boden bzw. offener Wasserfläche bestehen. L_v bezeichnet die spezifische Verdampfungswärme von Wasser und h_u stellt die relative Feuchte an der Erdoberfläche dar. Auf ähnliche Weise wird die Verdunstung des Interzeptionswassers E_r bestimmt:

$$E_r = \rho_s L_v \frac{\delta_{veg} \delta_{wveg}}{R_a} (q_{sat} - q_a) \quad (3.10)$$

Hierbei sind δ_{veg} und δ_{wveg} die Anteile des Gitterpunkts, die von Vegetation bedeckt bzw. von Wasser benetzt sind. Falls keine von Wasser benetzten Pflanzen vorhanden sind, ist folglich keine Verdunstung von Interzeptionswasser möglich. Die Transpiration der Pflanzen E_{tr} wird wie folgt parametrisiert:

$$E_{tr} = \rho_s L_v \frac{\delta_{veg}(1 - \delta_{wveg})}{R_a + R_s} (q_{sat} - q_a) \quad (3.11)$$

Zusätzlich zum aerodynamischen Widerstand R_a wirkt hier ein stomataler Widerstand R_s , welcher die Öffnungsweite der Stomata in Abhängigkeit von den Umweltbedingungen wiedergibt:

$$R_s = \frac{R_{smin}}{\text{LAI}} \frac{F_1}{F_2 F_3 F_4} \quad (3.12)$$

Dabei stellt der minimale stomatale Widerstand R_{smin} einen vom Vegetationstyp abhängigen Parameter dar, und der Blattflächenindex LAI ist ein Maß für die Gesamtfläche aller auf einer Grundfläche vorkommenden Einzelblätter. Die Faktoren F_1 bis F_4 beschreiben die Einflüsse von Strahlung, Bodenwassergehalt, Luftfeuchte und Lufttemperatur auf das Verhalten der Stomata.

Atmosphärische Flüsse

Für alle atmosphärischen Level oberhalb der untersten Modellschicht werden die turbulenten Austauschprozesse über einen Gradientansatz basierend auf der Level-2.5-Formulierung von *Mellor und Yamada (1982)* parametrisiert. Dabei gilt für den turbulenten Fluß F einer skalaren Größe φ in Richtung x_i :

$$F_{x_i \varphi} = \overline{u_i' \varphi'} = -K_{x_i \varphi} \frac{\partial \varphi}{\partial x_i} \quad (i = 1, \dots, 3) \quad (3.13)$$

Die u_i bezeichnen die Windkomponenten für die drei Raumrichtungen. Für die Impulsflüsse gilt:

$$F_{x_i u_j} = -K_{x_i u_j} \left(\frac{\partial u_j}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) + \delta_{ij} \frac{2}{3} e \quad (i = 1, \dots, 3) \quad (3.14)$$

Der Gradientansatz ersetzt also die subskaligen Terme durch den Gradienten der mittleren Größen und verlagert die Unsicherheit in die Diffusionskoeffizienten K . Zur Schließung des Gleichungssystems wird eine zusätzliche prognostische Gleichung für die turbulente kinetische Energie (TKE) e benötigt:

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_{ze} \frac{\partial e}{\partial x_i} \right) + P_b + P_s - \epsilon \quad (3.15)$$

Der thermische Auftrieb P_b , die mechanische Windscherung P_s sowie die Dissipation ϵ stellen Quell- und/oder Senkterme für die TKE dar:

$$P_b = \frac{g}{\theta_v} \overline{w' \theta_v'} \quad (3.16)$$

$$P_s = -\overline{u_i' u_j'} \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \quad (3.17)$$

$$\epsilon = \frac{(2e)^{\frac{3}{2}}}{B_1 l} \quad (3.18)$$

Dabei stehen g für die Erdbeschleunigung, θ_v für die virtuelle potentielle Temperatur, B_1 für einen konstanten Faktor und l für die Mischungsweglänge. Die Diffusionskoeffizienten der vertikalen Flüsse werden nach *Mellor und Yamada (1982)* wie folgt bestimmt:

$$K_{ze} = l \sqrt{2e} \, 0,2 \quad (3.19)$$

$$K_{zH} = l \sqrt{2e} \, S_H \quad (3.20)$$

$$K_{zM} = l \sqrt{2e} \, S_M \quad (3.21)$$

Während die Mischungsweglänge l über einen Blackadar-Ansatz (*Blackadar, 1962*) bestimmt wird, stellen S_H und S_M stabilitätsabhängige empirische Funktionen dar, die aus vereinfachten diagnostischen Beziehungen für die turbulenten Fluktuationen von Impuls, Temperatur und Feuchte abgeleitet werden können. Die Berech-

nung des horizontalen Diffusionskoeffizienten K_{hor} erfolgt als Maximum der beiden folgenden Methoden nach *Dunst (1980)* bzw. *Tag (1979)*:

$$K_{hor} = 0,7 \frac{\sqrt{(\Delta x)^2 + (\Delta y)^2}}{\Delta z} \leq 2,3 K_{vert} \quad (3.22)$$

$$K_{hor} = l^2 |def(u,v)| = (c_s \Delta x)^2 |def(u,v)| \quad (3.23)$$

Hierbei entsprechen Δx , Δy und Δz den horizontalen bzw. vertikalen Gittermaschenweiten, während $def(u,v)$ die Deformation des horizontalen Windfelds beschreibt. Der sogenannte Smagorinsky-Koeffizient c_s ist ein empirisch bestimmter Parameter, der häufig als konstant angesetzt wird (z.B. $c_s = 0,17$ nach *Lilly, 1967*). Während Gl. 3.22 die Annahme zu Grunde liegt, daß die horizontale Ausdehnung von atmosphärischen Turbulenzelementen proportional zu ihrer vertikalen Ausdehnung ist, basiert Gl. 3.23 auf einem Windscherungsansatz, in dem die thermische Stabilität nur indirekt enthalten ist.

3.1.4 Sensitivitätsstudien mit dem horizontalen Diffusionschema

Das vorgestellte Turbulenzschema wurde ursprünglich für mesoskalige Auflösungen (> 1 km) entwickelt und verwendet. Um die Eignung des Modells für Anwendungen in der Mikrokala zu testen, wird in diesem Kapitel untersucht, wie das Diffusionsschema die Turbulenz in der atmosphärischen Grenzschicht für höhere Auflösungsbereiche darstellt. Zum einen wird analysiert, ob die generelle Struktur der TKE und der turbulenten Flüsse LE und H erhalten bleibt, oder ob diese systematische Änderungen erfahren. Zum anderen werden verschiedene Skalenadaptivitäten des horizontalen Diffusionsschemas getestet, um eine geeignete Bestimmung des horizontalen Diffusionskoeffizienten für mikroskalige Anwendungen sicherzustellen. Für die Sensitivitätsstudien werden FOOT3DK-Simulationen mit Auflösungen von 1000 m, 250 m und 100 m (F1000, F250, F100) durchgeführt. Als Initialisierungs- und Randbedingungen werden hierbei COSMO-DE-Analysen mit Auflösung 2,8 km eines Strahlungstages im Frühjahr verwendet (24. April 2009). Anschließend wird das Modell mehrmals in sich selbst genestet, bis eine Auflösung von 100 m erreicht wird. Eine ausführlichere Beschreibung der Antriebsdaten sowie der FOOT3DK-Simulationen und Modellgebiete findet sich in Kap. 4.1.

Es zeigt sich deutlich, daß kleinere, direkt mit Oberflächenheterogenitäten verbundene Turbulenzelemente erst bei höheren Auflösungen modelliert werden können. Als Beispiel hierfür kann das Feld der turbulenten kinetischen Energie dienen. Während dieses bei der Simulation mit 1000 m Auflösung (*Abb. 3.2 a*)

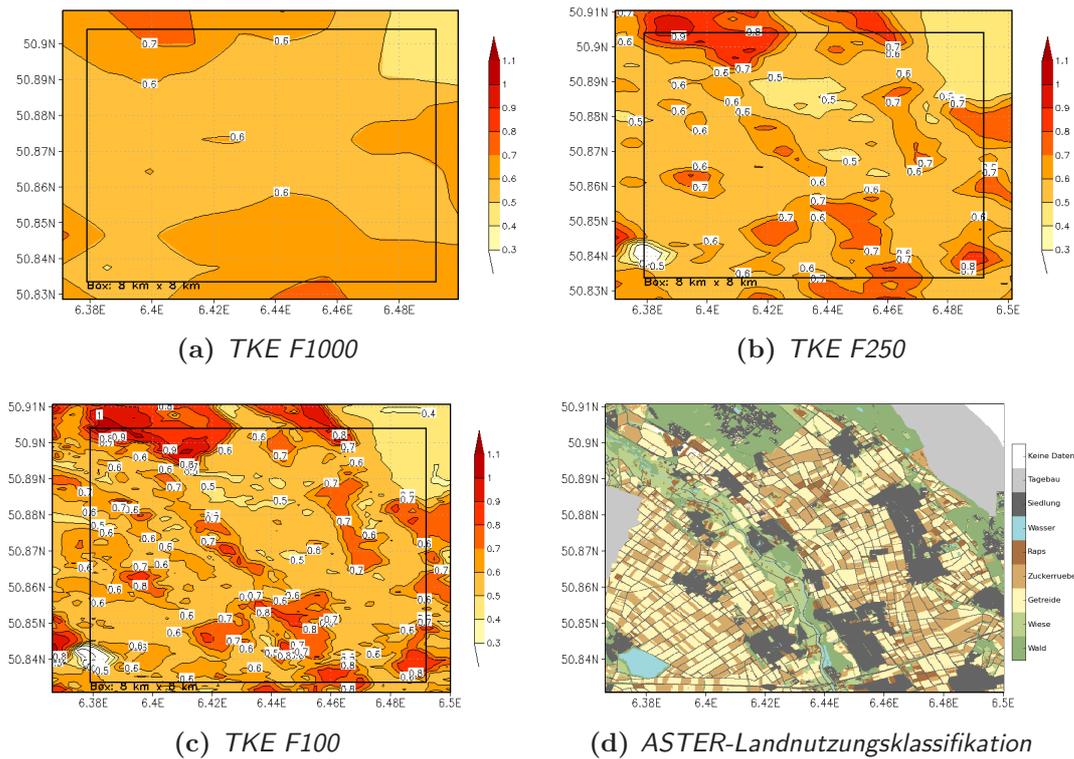


Abb. 3.2: (a-c) Horizontalschnitte TKE ($m^2 s^{-2}$) für FOOT3DK-Simulationen mit verschiedenen Auflösungen, 24. April 2009 12 UTC, jeweils Modell-Level 1 (15 m üG), (d) Landnutzung nach ASTER-Klassifikation 2009 (Waldhoff, 2010) für das F100-Modellgebiet. Das schwarze Rechteck in (a-c) beschreibt jeweils ein Gebiet von $8 \text{ km} \times 8 \text{ km}$, welches für die Gegenüberstellung von flächengemittelten Größen der einzelnen Simulationen verwendet wird (siehe Abb. 3.3, 3.4, 3.6).

eher glatt und gleichförmig erscheint, sind bei den mikroskaligen Simulationen (Abb. 3.2 b,c) deutlich strukturierte TKE-Muster zu erkennen. Letztere können oft auf einzelne Landnutzungen zurückgeführt werden (v.a. Wald, Siedlungen, Wasser, siehe Abb. 3.2 d), welche sich wiederum durch Parameter wie Rauigkeitslänge, Albedo, Bodenfeuchte, etc. unterscheiden.

Die Betrachtung von Zeit-Höhen-Profilen der TKE (Abb. 3.3 a-c) zeigt den typischen Tagesverlauf für Strahlungstage in den mittleren Breiten. Ein Vergleich mit idealisierten Simulationen eines Level-3-Turbulenzmodells (Yamada und Mellor, 1975), angetrieben mit Daten des Wangara-Feldexperiments (Clarke et al., 1971), ergibt eine generelle Übereinstimmung von Größenordnung und Struktur der TKE (Abb. 3.3 d). Weiterhin sind die Unterschiede zwischen den einzelnen FOOT3DK-Simulationen minimal und es ist nur eine kleine Abnahme der TKE mit Erhöhung der Auflösung zu beobachten. Dies steht im Einklang mit der Überlegung, daß bei feineren Auflösungen mehr Turbulenzelemente explizit aufgelöst werden und somit nicht mehr parametrisiert werden müssen.

Auch die Vertikalprofile der turbulenten sensiblen und latenten Flüsse (Abb. 3.4) weisen ein Verhalten auf, welches im Einklang mit idealisierten theoretischen Profilen für die konvektive Mischungsschicht steht (z.B. Stull, 1988). Dabei zeigen die

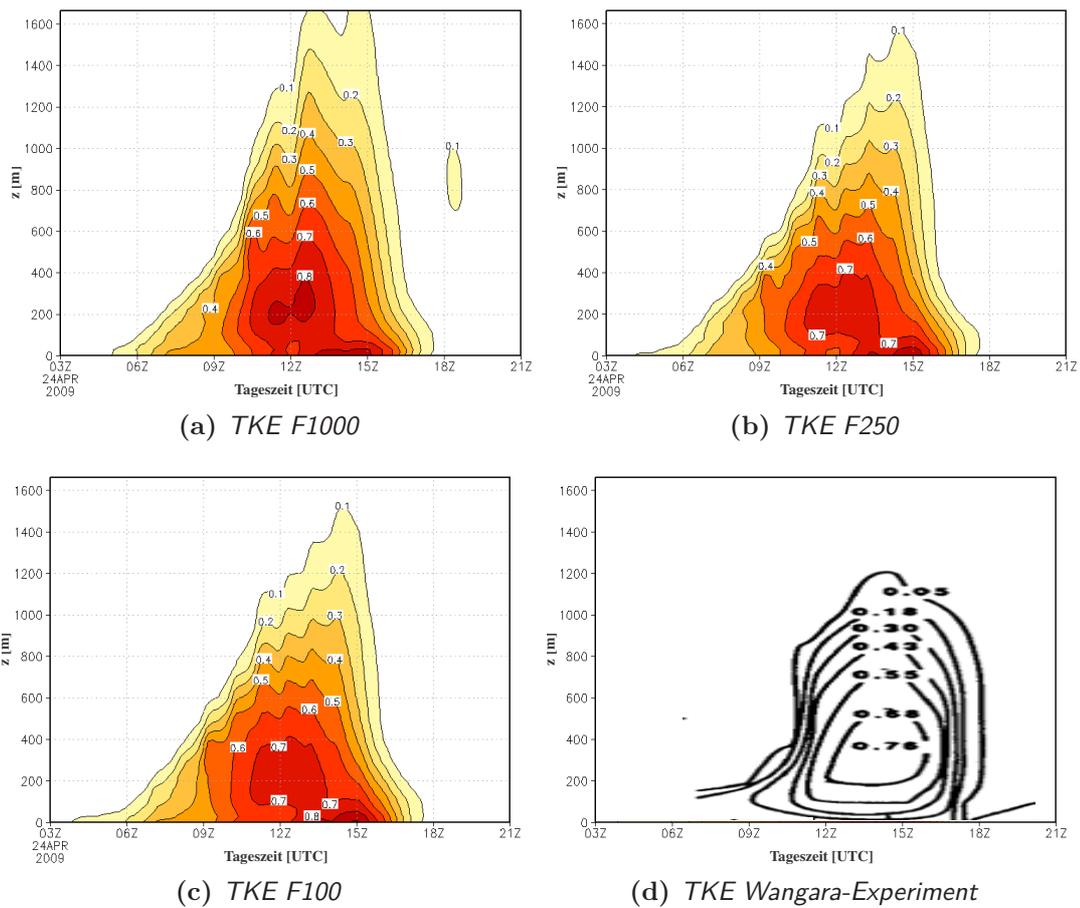


Abb. 3.3: (a-c) Modellierte Zeit-Höhen-Profile der TKE [$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$] für FOOT3DK-Simulationen mit verschiedenen Auflösungen (24. April 2009, $8 \text{ km} \times 8 \text{ km}$ Flächenmittel, siehe Box in Abb. 3.2), (d) idealisierter Vergleichstag aus dem Wangara-Experiment (aus Yamada und Mellor, 1975)

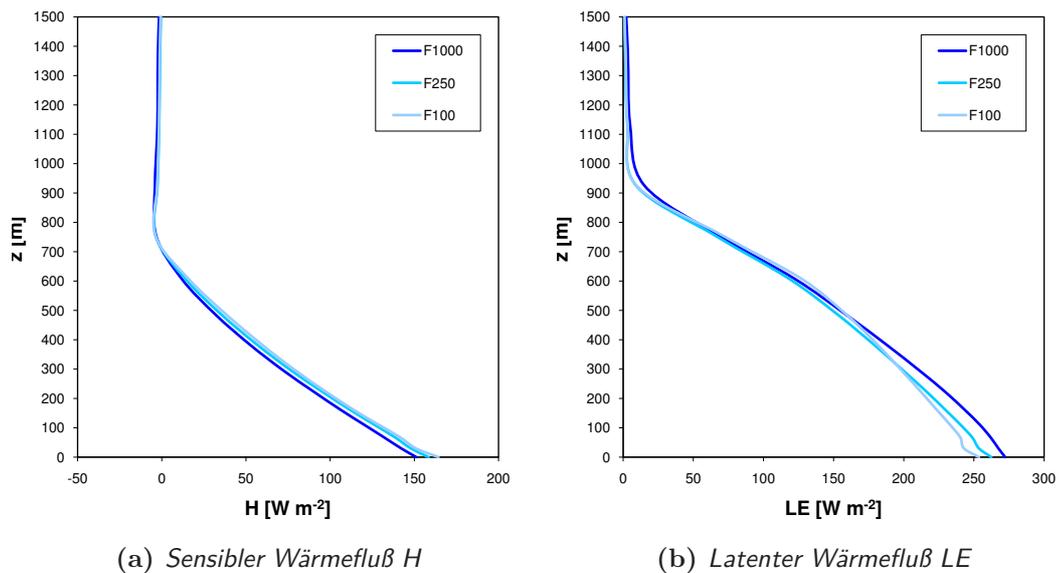


Abb. 3.4: Vertikal-Profile der turbulenten Wärmeflüsse [W m^{-2}] für verschiedene Auflösungen (24. April 2009 12 UTC, $8 \text{ km} \times 8 \text{ km}$ Flächenmittel, siehe Box in Abb. 3.2)

Profile von H eine lineare Abnahme mit der Höhe und einen schwach negativen Bereich in Grenzschichthöhe, die sogenannte „Entrainment“-Zone (Abb. 3.4 a). Bei den Profilen von LE ist ebenfalls eine lineare Abnahme mit der Höhe zu beobachten (Abb. 3.4 b). Vergleiche zwischen den einzelnen Simulationen ergeben eine leichte Zunahme von H bzw. Abnahme von LE mit erhöhter Auflösung, prinzipielle strukturelle Unterschiede zwischen den verschiedenen Auflösungen lassen sich hingegen nicht feststellen.

Trotz der generellen Fähigkeit des Modells FOOT3DK, auch für hohe Auflösungen realistische Darstellungen der Turbulenz in der atmosphärischen Grenzschicht zu liefern, stellt sich die Frage der Anpassung des horizontalen Diffusionsschemas an die lokale Skala. Ein möglicher Ansatz ist hier z.B. die Einführung eines stabilitätsabhängigen Smagorinsky-Koeffizienten c_s (Chamecki et al., 2007). Betrachtungen unter Berücksichtigung des verwendeten Auflösungsbereichs sowie der im Untersuchungsgebiet vorherrschenden Windsituationen zeigen aber, daß im Großteil der Fälle die erste Methode des Diffusionsschemas (Gl. 3.22) die wesentlich höheren Werte liefert und somit gegenüber dem zweiten Ansatz (Gl. 3.23) dominiert. Dieser Effekt wird schon für Auflösungen von 1000 m beobachtet und

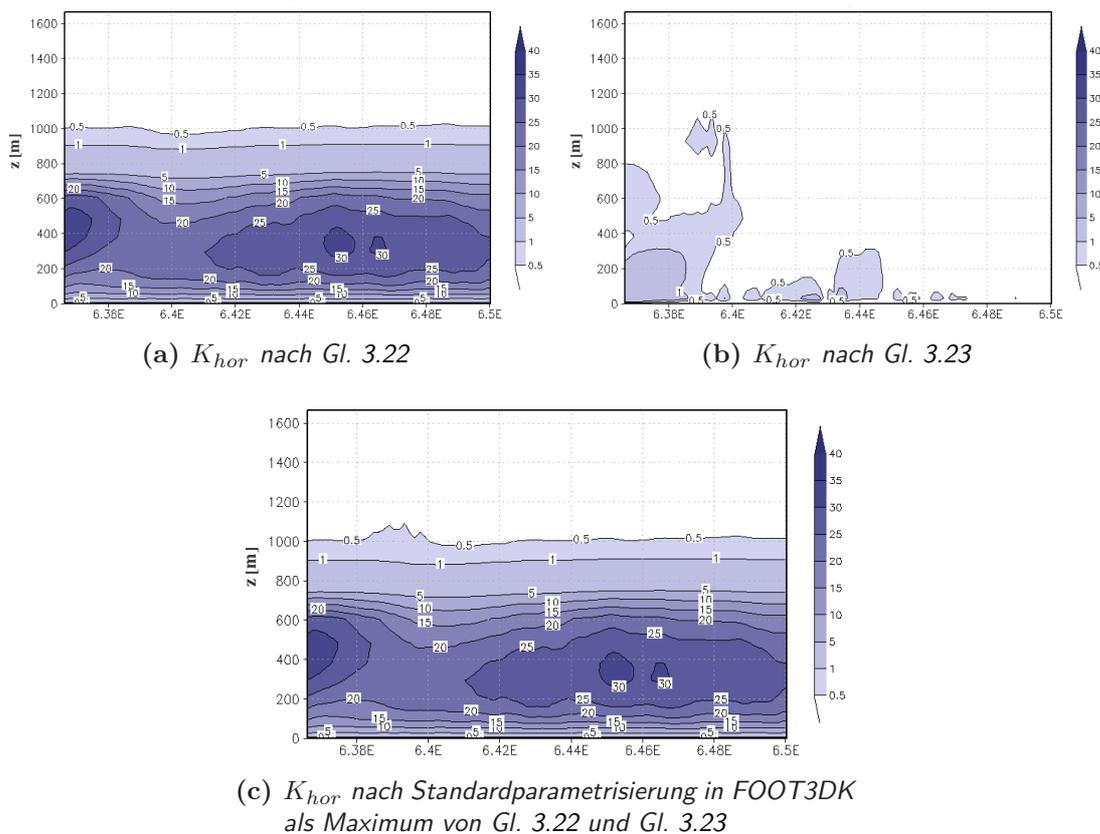


Abb. 3.5: West-Ost-Vertikalschnitt (entlang $50,87^\circ\text{N}$) des horizontalen Diffusionskoeffizienten K_{hor} [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] aus F100-Modellsimulationen (24. April 2009 12 UTC) für verschiedene Methoden: (a) Ansatz nach Gl. 3.22, (b) Ansatz nach Gl. 3.23, (c) Standardparametrisierung in FOOT3DK als Maximum beider Ansätze

ist für höher aufgelöste Simulationen noch stärker ausgeprägt. So zeigt *Abb. 3.5* für die F100-Simulation deutlich die großen Unterschiede zwischen den beiden Methoden auf: während im ersten Fall K_{hor} -Werte bis zu $30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ erreicht werden (*Abb. 3.5 a*), sind es im zweiten Fall nur maximal $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (*Abb. 3.5 b*). Da hierdurch der horizontale Diffusionskoeffizient in FOOT3DK (*Abb. 3.5 c*) für quasi alle Gitterpunkte und Modellschichten allein vom ersten Ansatz bestimmt wird, greifen Anpassungen an der Parametrisierung der zweiten Methode des Diffusionschemas kaum und es ergibt sich gemäß Gl. 3.22 die Schlußfolgerung, daß eine Erhöhung der Auflösung (bzw. die Verringerung von Δx und Δy) mit einer linearen Reduzierung des horizontalen Diffusionskoeffizienten einhergeht.

Mit einer Erhöhung der Auflösung in mikroskalige Bereiche wächst der Anteil der explizit aufgelösten Turbulenz bzw. sinkt der Anteil der zu parametrisierenden Turbulenz. Es stellt sich die Frage, ob die lineare Skalenadaptivität des horizontalen Diffusionskoeffizienten K_{hor} für die lokale Skala passend ist oder ob sie eventuell durch eine geeignetere Skalenabhängigkeit ersetzt werden sollte. Einen möglichen Ansatz stellt z.B. die Kopplung mit einem Kaimal-Spektrum dar. Hierbei wird aus einem Turbulenzspektrum der Anteil der zu parametrisierenden TKE bestimmt und geht als Faktor in den Diffusionskoeffizienten ein. Weitere Vorgehensweisen sind die Verwendung einer quadratischen Skalenadaptivität (wie

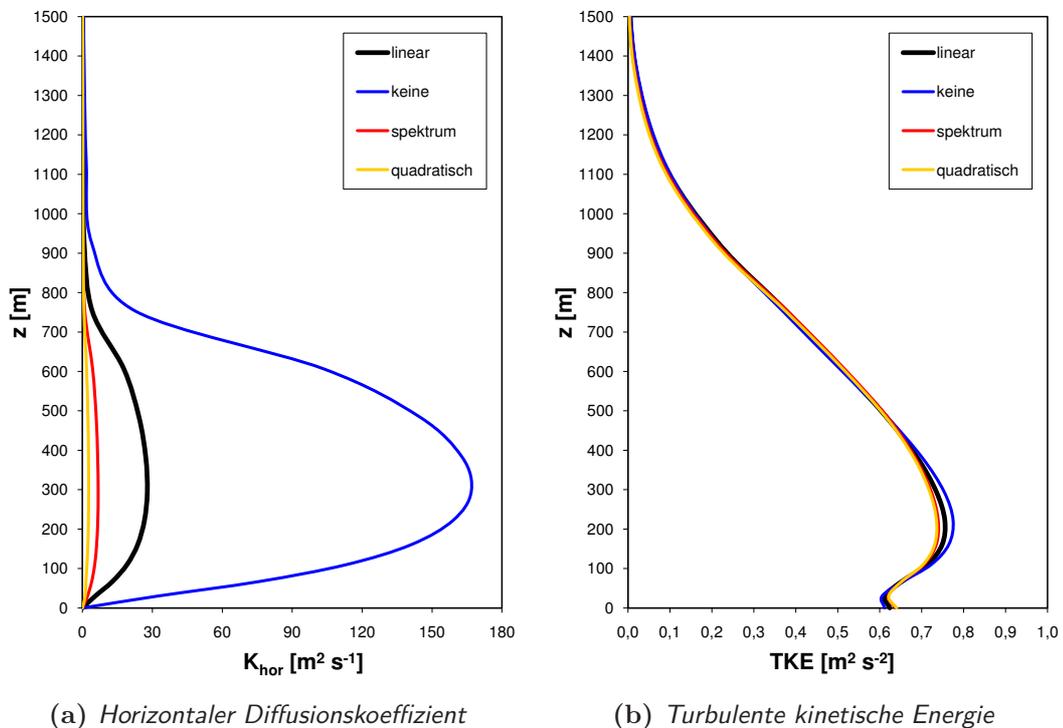


Abb. 3.6: Vertikal-Profile des horizontalen Diffusionskoeffizienten K_{hor} (links) und der turbulenten kinetischen Energie TKE (rechts) in Abhängigkeit von verschiedenen Skalenadaptivitäten (linear, keine, spektrum, quadratisch); Datenbasis: 24. April 2009, F100-Modellsimulation, $8 \text{ km} \times 8 \text{ km}$ Flächenmittel (siehe Box in *Abb. 3.2*)

in Gl. 3.23) oder als Referenztest die Vernachlässigung von Skalenanpassungen. Sensitivitätsstudien mit diesen vier verschiedenen Skalenadaptivitäten ergeben eine große Bandbreite des horizontalen Diffusionskoeffizienten (Abb. 3.6 a). Trotz dieser großen Unterschiede (z.B. K_{hor} zwischen $3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ und $165 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ in 300 m Höhe) resultieren allerdings fast identische Vertikalprofile der TKE (Abb. 3.6 b). Dies bedeutet, daß Anpassungen von K_{hor} nur einen sehr geringen Einfluß auf die Turbulenz ausüben.

Für eine Erklärung dieses auf den ersten Blick erstaunlichen Phänomens ist die Betrachtung der TKE-Haushaltsgleichung und insbesondere des Scherungsterm P_S hilfreich (Abb. 3.7). Aus der Tensorschreibweise des Scherungsterms wird ersichtlich, daß K_{hor} nur in vier der neun Komponenten enthalten ist (Parametrisierung der vier horizontalen Impulsflüsse, siehe Abb. 3.7, blaue Umrandungen). Da jedoch die in diesen vier Komponenten ebenfalls enthaltenen horizontalen Windscherungen sehr viel kleiner ausfallen als die vertikalen Windscherungen $\partial u/\partial z$ und $\partial v/\partial z$ (Abb. 3.7, rote Umrandungen), tragen die genannten vier Komponenten nur minimal zum gesamten Scherungsterm bei. Dies bedeutet, daß auch große Änderungen des horizontalen Diffusionskoeffizienten nur geringe Effekte beim Scherungsterm und damit bei der TKE bewirken. Die Beobachtung, daß die horizontale Windscherung viel kleiner als die vertikale Windscherung ist, gilt allerdings nur für die betrachteten Modellauflösungen und die im Untersuchungsgebiet beobachtete Oberflächenheterogenität. Für Anwendungen in stark gegliedertem Gelände (z.B. Engtäler, Straßenschluchten) ist diese Annahme im allgemeinen nicht zulässig. Abschließend wird als Fazit aus der generell getroffenen Struktur der Turbulenz und aus der geringen Wirksamkeit geänderter Skalenadaptivitäten des horizontalen Diffusionskoeffizienten K_{hor} die Schlußfolgerung gezogen, daß keine Anpassungen des horizontalen Diffusionsschemas notwendig sind und dieses deshalb für die weiteren Untersuchungen dieser Arbeit beibehalten werden kann.

$$\frac{\partial e}{\partial t} = Div + P_B + P_S - \varepsilon$$

$$Div = \text{Divergenzterm}$$

$$P_B = \text{Auftriebsterm}$$

$$P_S = \text{Scherungsterm}$$

$$\varepsilon = \text{Dissipation}$$

$$P_S = -\overline{u'_i u'_j} \frac{\partial \overline{u}_i}{\partial x_j} = \begin{pmatrix} \overline{-u'u'} \frac{\partial \overline{u}}{\partial x} & \overline{-v'u'} \frac{\partial \overline{v}}{\partial x} & -\overline{w'u'} \frac{\partial \overline{w}}{\partial x} \\ \overline{-u'v'} \frac{\partial \overline{u}}{\partial y} & \overline{-v'v'} \frac{\partial \overline{v}}{\partial y} & -\overline{w'v'} \frac{\partial \overline{w}}{\partial y} \\ -\overline{u'w'} \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} & -\overline{v'w'} \frac{\partial \overline{v}}{\partial z} & -\overline{w'w'} \frac{\partial \overline{w}}{\partial z} \end{pmatrix}$$

Dominierende vertikale Windscherung

Abb. 3.7: Terme der TKE-Haushaltsgleichung, Scherungsterm P_S dargestellt in Tensorschreibweise mit allen neun Komponenten

3.2 Messungen

3.2.1 Projekt TR32

Der Sonderforschungsbereich Transregio 32 „Muster und Strukturen im Interaktionsbereich zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre – Messung, Simulation und Datenassimilation“ (TR32) untersucht Austausch-Prozesse zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre auf verschiedenen räumlichen und zeitlichen Skalen. Die Prozesse in diesem Bereich sind durch sehr komplexe und heterogene Muster und Strukturen gekennzeichnet, was ihre quantitative Bestimmung erschwert. Dennoch ist eine exakte quantitative Beschreibung von großer Bedeutung sowohl für die Verbesserung numerischer Wettervorhersagemodelle als auch in Hinblick auf die Projektion zukünftiger Entwicklungen des Klimas. Das Gesamtziel des Projekts dient einem verbesserten Verständnis der Beschreibung und Vorhersage des Wasser-, CO₂- und Energietransfers im System Boden-Vegetation-Atmosphäre.

Der TR32 ist ein interdisziplinäres Projekt, an dem Wissenschaftler aus vier Institutionen mitwirken (Universität zu Köln, Universität Bonn, Technische Hochschule Aachen sowie Forschungszentrum Jülich). Entsprechend der Bandbreite der untersuchten Skalen von der Poren- bis zur Mesoskala vereint der TR32 verschiedene Teilprojekte, an denen sehr unterschiedliche Disziplinen (Meteorologie, Hydrologie, Geophysik, Boden- und Pflanzenwissenschaften) beteiligt sind. Die 13 Teilprojekte lassen sich in vier Hauptgruppen einteilen, welche wiederum an unterschiedlichen Anknüpfungspunkten (Datenbereitstellung, Evaluierung, Testen von Parametrisierungen) miteinander agieren:

- A** Untersuchungen auf der Poren-Skala:
Porenstrukturen und Wassertransporteigenschaften des Bodens
- B** Untersuchungen auf der Feld-Skala:
Raum-zeitliche Muster von Wasser- und Kohlenstofftransporten im Boden
- C** Untersuchungen auf der Mikro- bis Mesoskala:
Analyse und Modellierung raum-zeitlicher Variabilität von Feuchteflüssen
- D** Untersuchung atmosphärischer Prozesse auf der Mikro- bis Mesoskala:
Messung und Modellierung von Feuchte-, Wärme- und CO₂-Flüssen

Eine schematische Darstellung der Projektgruppen und ihres Zusammenwirkens sowie der unterschiedlichen Skalenbereiche ist in *Abb. 3.8* zu sehen. Die Untersuchungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit sind in das Teilprojekt D1 „Modellierung raum-zeitlicher Muster von Energie- und Masseflüssen über heterogenem Gelände“

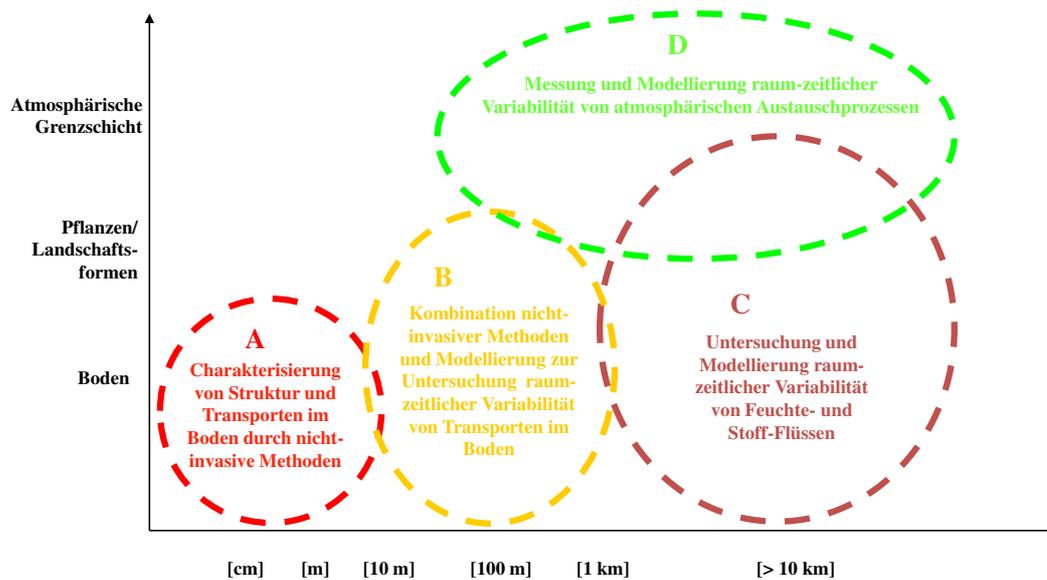


Abb. 3.8: Skalen und Interaktion der TR32-Projektgruppen

eingebunden. Schwerpunkt ist hier die Modellierung des Einflusses von Oberflächenstrukturen auf die turbulenten Flüsse in der Atmosphäre. Im Fokus stehen insbesondere die Wasserdampf-, Wärme- und CO_2 -Flüsse und ihre Abhängigkeit von kleinskaligen Landoberflächenheterogenitäten. Weiterreichende Informationen zum Projekt TR32 und zu den einzelnen Teilprojekten sind auf der TR32-Homepage zu finden (<http://www.TR32.de>).

Das Untersuchungsgebiet des Projekts TR32 liegt im Westen Nordrhein-Westfalens und umfaßt das Einzugsgebiet des Flusses Rur (Abb. 3.9), welcher weite Teile der nördlichen Eifel entwässert und in Holland in die Maas mündet. Das Einzugsgebiet bedeckt eine Fläche von ca. 2350 km^2 , die zu 88 % in Deutschland, 7 % in Belgien und 5 % in Holland liegen. Die Landnutzung weist große Unterschiede zwischen dem Nord- und Südteil des Gebiets auf: während in der Nordhälfte agrarische Nutzung sowie dichte Besiedlung überwiegen, ist die von der Mittelgebirgslandschaft Eifel geprägte Südhälfte nur dünn besiedelt und relativ stark bewaldet. Insgesamt sind die drei dominierenden Landnutzungen Landwirtschaft (37 %), Wald (34 %), und Weideflächen (22 %). Der nördliche Teil ist orographisch relativ flach und liegt ca. 100 m über NN, während in der Eifel die Topographie stärker gegliedert ist und Höhen bis zu 700 m erreicht. Aus dem gesamten Rur-Einzugsgebiet wurden wiederum drei Teilgebiete ausgewählt, die repräsentativ für bestimmte Landnutzungen sind und besonders intensiv untersucht werden. Dies sind die Areale Ellebach (agrarische Nutzung), Kall (Weidewirtschaft) sowie Erkensruhr (Wald), welche in Abb. 3.9 farblich besonders gekennzeichnet sind.

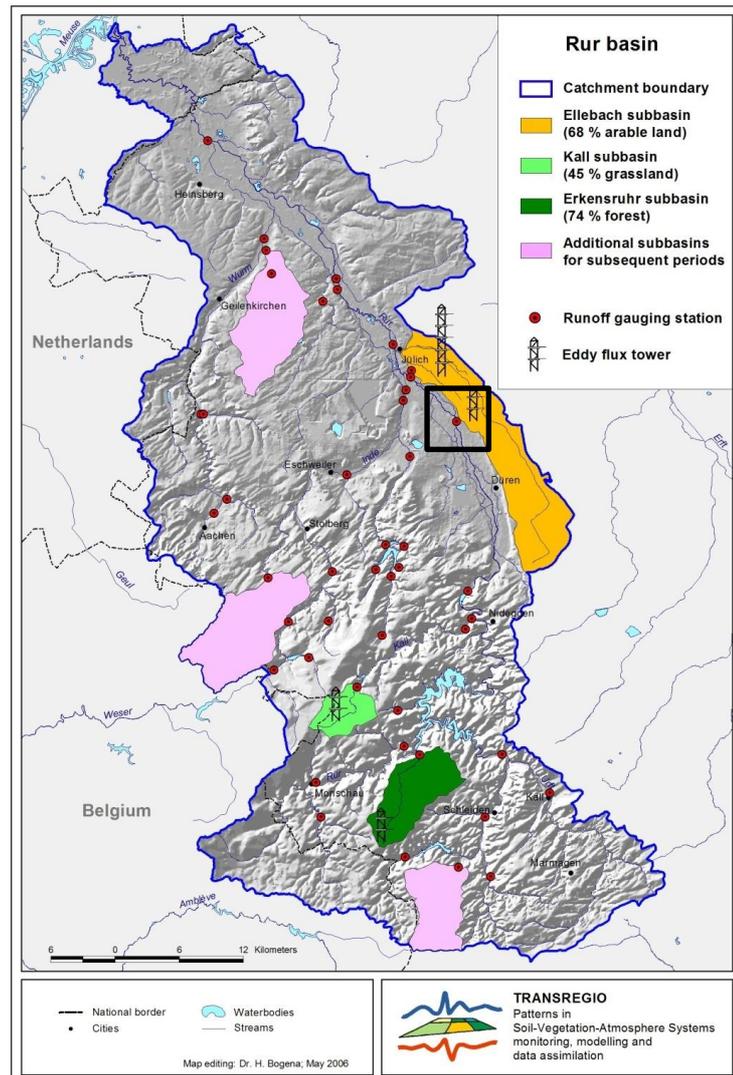


Abb. 3.9: Das TR32-Untersuchungsgebiet umfaßt den gesamten Einzugsbereich des Flusses Rur, während die schwarze Box zwischen Düren und Jülich das Areal der FLUXPAT-Meßkampagnen beschreibt.

3.2.2 FLUXPAT-Meßkampagnen

Im Rahmen des Projekts TR32 wurden in den Jahren 2008 und 2009 die Intensivmeßkampagnen FLUXPAT (Fluxes and Patterns in the Soil-Vegetation-Atmosphere-System) jeweils für Zeitperioden von einigen Tagen im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets (siehe *Abb. 3.9*, schwarze Box) durchgeführt. Ihr grundlegendes Ziel ist die Erforschung des Austauschs von Wasserdampf und Kohlendioxid zwischen Boden, Vegetation und atmosphärischer Grenzschicht. Dies soll über eine Charakterisierung der Skalen und Größenordnungen von Mustern an der Oberfläche und deren Entwicklung bei Ausbreitung in die Atmosphäre erfolgen. Hierfür werden

die turbulenten Flüsse sowie meteorologische und pflanzenphysiologische Parameter für zwei Felder bestimmt, in der für die Region typische Feldfrüchte angebaut werden (Weizen, Zuckerrüben). Eine Vielzahl von Meßinstrumenten wurde eingesetzt, um die Turbulenz in verschiedenen Höhen und Skalen über diesen Feldern zu untersuchen. Gemessen werden zum einen Boden- und Pflanzenparameter (Bodenfeuchte, CO₂-Bodenatmung, LAI, Vegetationsbedeckung, Pflanzenatmung, etc.). Des weiteren dienen mikrometeorologische Messungen der Bestimmung der Strahlungsbilanz, des Bodenwärmestroms und der turbulenten Flüsse. Schlußendlich untersuchen Flugzeugmessungen Konzentrationen und Flüsse von Wasserdampf und Kohlendioxid in zwei verschiedenen atmosphärischen Höhen über dem Untersuchungsgebiet.

Für die Evaluierung von Modellergebnissen in der vorliegenden Arbeit werden vor allem die Flugzeugmessungen aus FLUXPAT verwendet, weshalb diese im folgenden genauer beschrieben werden. Die Meßflüge wurden mit dem Forschungsflugzeug Dimona der Swiss MetAir durchgeführt (Abb. 3.10). Die Dimona ist ein zweiseitiger Motorsegler mit einer Flügelspannweite von 16,3 m, einer Fluggeschwindigkeit von ca. 47 m s⁻¹ und einer maximalen Flugdauer von fünf Stunden. Die meisten Instrumente befinden sich in zwei Behältern unter den Flügeln, einige sind auch in den Rumpf integriert. Das Flugzeug ist mit einer Vielzahl von modernen Sensoren für die Erfassung von Flugposition, meteorologischen Parametern und Gaskonzentrationen ausgestattet. Während die wichtigsten Sensoren im folgenden kurz geschildert werden, findet sich eine detaillierte Beschreibung der kompletten Instrumentierung in *Neininger et al. (2001)* und *Schmitgen et al. (2004)*.

Der dreidimensionale Windvektor wird aus Daten zu Fluglage, Position und Flugwinkeln berechnet (OXS RT3102, Oxford technical solutions, Großbritannien). Des weiteren werden Lufttemperatur und -feuchte mit Hilfe eines Kupfer-Konstantan-



Abb. 3.10: Meßflugzeug Dimona

Thermoelements (Meteolabor, Schweiz) bzw. eines Gaskonzentrationsmessers im infraroten Bereich (LI-7500, LICOR, USA) gemessen. Die atmosphärische CO₂-Konzentration wird auf ähnliche Weise ermittelt, allerdings mit einer Kombination von zwei Meßinstrumenten (LI-6262 und LI-7500, LICOR, USA), um sowohl langsame als auch schnelle Fluktuationen zu erfassen. Während der Luftdruck mit Hilfe von kapazitiven Drucksensoren (Keller, Schweiz) gemessen wird, bestimmt ein Laser-Höhenmesser (LD90-3300HR, Riegl, Österreich) die Höhe über Grund. Alle meteorologischen Daten werden zusammen mit der Position, Geschwindigkeit und Beschleunigung des Flugzeugs mit einer zeitlichen Rate von 10 Hz gespeichert. Bei einer mittleren Fluggeschwindigkeit von 47 m s⁻¹ entspricht dies einer räumlichen Auflösung von ca. 5 m.

Jeweils bei Beginn und Ende des täglichen Meßzeitraums führt das Flugzeug über dem Untersuchungsgebiet Aufstiege bis in Höhen von 3 km durch (oberhalb der atmosphärischen Grenzschicht), um vertikale Meßprofile zu erhalten. Im Jahr 2009 wurden während der Flugzeugmessungen zusätzlich stündliche Radiosondenaufstiege (DFM-06, GRAW, Deutschland) gestartet, um Informationen über die vertikalen Profile von potentieller Temperatur und spezifischer Feuchte sowie die Struktur und Dicke der ABL zu gewinnen.

4 Methoden

4.1 Experimentelles Setup

Die FLUXPAT-Kampagnen wurden innerhalb des Testgebiets Ellebach im Osten des Rur-Einzugsgebiets durchgeführt (siehe *Abb. 3.9*, schwarze Box). Die Flugzeugmessungen im Jahre 2009 konzentrieren sich auf ein Gebiet südöstlich des Forschungszentrums Jülich (*Abb. 4.1*). Diese Region ist durch landwirtschaftliche Nutzung und den Fluß Rur geprägt, der das Gebiet von Süd nach Nordwest durchquert. Die Landschaft liegt im Mittel etwa 100 m über Normalnull (NN) und ist relativ eben mit einem nur leichten Gefälle Richtung Norden. In direkter Nachbarschaft des Meßareals sind allerdings zwei Braunkohle-Tagebaue zu finden (grau schattiert in *Abb. 4.1*), die sich durch starke orographische Gliederung auszeichnen und damit auch Einfluß auf atmosphärische Strömungen nehmen können. Die Tagebaue Inden und Hambach (westlich bzw. nordöstlich des Untersuchungsgebiets) weisen Vertiefungen auf, die bis zu 300 m unter NN betragen. Im Gegenzug wurden mit dem Abraum künstliche Erhebungen geschaffen, z.B. die Sophienhöhe, welche eine Höhe von 300 m über NN erreicht.

Das typische Flugmuster entspricht einem Hexagon mit einer Ausdehnung von ca. 7 km \times 7 km (blaue Linie in *Abb. 4.1*). Auf Grund der räumlichen Begrenzung durch die Tagebaugelände konnten leider keine größeren Muster geflogen werden, obwohl dies für die Berechnung der Advektion von Vorteil wäre (z.B. *Betts et al., 1990*). Innerhalb des umflogenen Bereichs liegen einige Siedlungen und zahlreiche Felder, wobei die zwei hauptsächlich angebauten Feldfrüchte Winterweizen und Zuckerrüben sind. Die FLUXPAT-Kampagnen 2009 umfassen zwei Meßperioden (20.-24. April, 5.-6./18.-19. August), welche die Hauptvegetationsphasen der zwei genannten Feldfrüchte abdecken. Während im April die Weizenfelder schon einen geschlossenen Bewuchs aufweisen, ist bei den Rübenfeldern nur unbedeckter Boden zu sehen. Im August stellt sich die Situation umgekehrt dar: die Weizenfelder sind bereits abgeerntet, während die Zuckerrüben noch in ihrer aktiven Wachstumsphase sind. Aus den zwei Zeitperioden der Meßkampagnen wurden fünf Tage

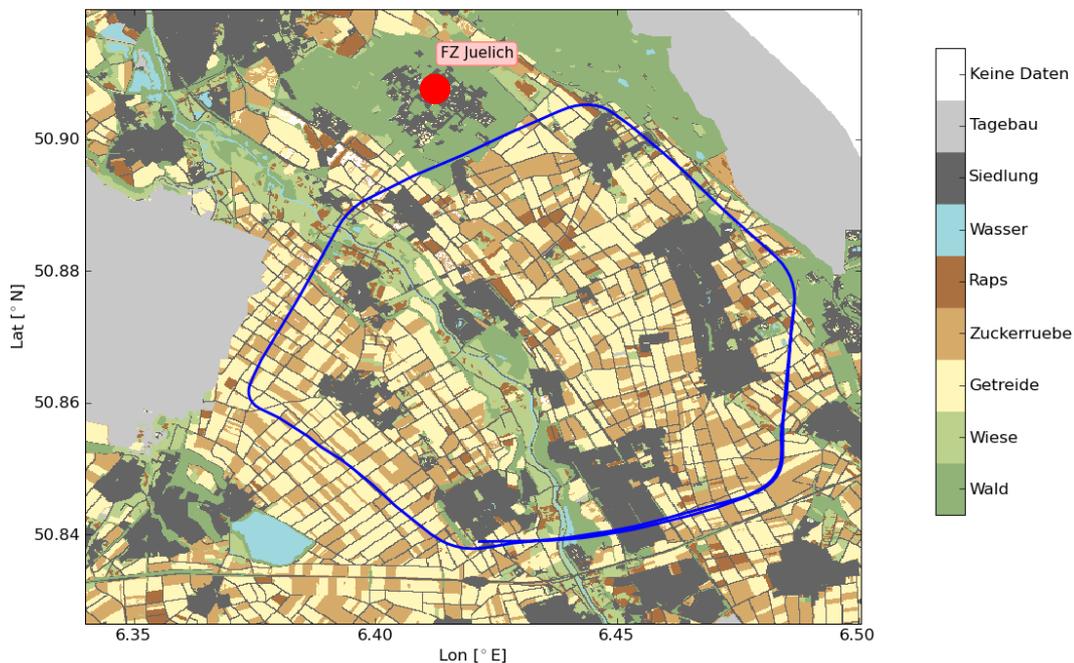


Abb. 4.1: FLUXPAT-Untersuchungsgebiet entlang des Flusses Rur mit Landnutzungsklassen (schattiert), Flugmuster (blaue Linie) und dem Forschungszentrum Jülich (roter Punkt)

mit passenden synoptischen Bedingungen, d.h. Tage mit ungestörter Einstrahlung und geringem Wolkenanteil, ausgewählt (siehe *Tab. 4.1*). Das typische Flugschema an diesen Tagen beinhaltet den Anflug vom Startflughafen Hangelar (bei Bonn), die Messung eines vertikalen Profils bei Ankunft und Verlassen des Untersuchungsgebiets, sowie das mehrmalige Abfliegen des dargestellten Flugmusters (ca. zehn Runden in einem Zeitraum von drei Stunden). Es wird in zwei unterschiedlichen Höhen von ca. 130 m bzw. 270 m über Grund (üG) geflogen, wobei die weitaus meisten Läufe im unteren Niveau zurückgelegt werden. Um eine einheitliche Datenbasis für die Berechnungen zu erhalten, werden daher nur die Daten des unteren Flugniveaus verwendet. Die genaue Anzahl der verwendeten Läufe sowie weitergehende Informationen zu Tageszeiten und synoptischen Randbedingungen sind in *Tab. 4.1* zu finden.

Zusätzlich zu den Vertikalprofilen der Dimona wurden während der Flugzeiten stündliche Radiosondenaufstiege durchgeführt. Diese wurden jeweils nahe des nördlichen Rands des Untersuchungsgebiets im Forschungszentrum Jülich gestartet (*Abb. 4.1*, roter Punkt) und dienen einer besseren Erfassung der zeitlichen Entwicklung von vertikaler Struktur und Ausdehnung der ABL.

Die atmosphärischen Start- und Randbedingungen für die FOOT3DK-Modellsimulationen werden durch COSMO-DE-Analysen (*Baldauf et al., 2009*) mit einer Auflösung von 2.8 km bereit gestellt. COSMO-DE ist ein nicht-hydrostatisches operationelles Wettervorhersagemodell, das vom Deutschen Wetterdienst entwickelt wurde (*Steppeler et al., 2003*). Durch Verwendung eines dreifachen passiven

Datum (2009)	Zeit [UTC]	Flugrunden [Anzahl]	Wind- richtung	Grenzschicht- höhe [m]
20. April	10:13-13:39	7	Nord	950
21. April	10:31-13:56	7	Nord	1300
24. April	09:51-13:00	6	Südost	1300
05. August	10:22-13:40	7	Südost	1000
18. August	10:47-13:59	8	Ost	1200

Tab. 4.1: Untersuchte Tage innerhalb der FLUXPAT-Meßkampagne

Nesting-Verfahrens werden FOOT3DK-Simulationen mit horizontalen Auflösungen von 1000 m (F1000), 250 m (F250) und 100 m (F100) erreicht. Die vertikale Auflösung beträgt 21 Schichten innerhalb einer Modellhöhe von 5000 m, wobei die unterste Modellschicht eine Dicke von 30 m aufweist.

Die Modellgebiete der drei Simulationen besitzen eine Ausdehnung von 24 km \times 23 km (F1000), 12,5 km \times 12 km (F250) und 9,5 km \times 9 km, was 24 \times 23, 50 \times 48 bzw. 95 \times 90 Gitterpunkten entspricht. Das Untersuchungsgebiet mit dem Flugmuster liegt dabei jeweils im Zentrum der Modellgebiete. Auf Grund der Diastrophiephase des Modells von einer Stunde, in der sich beim Nesting die atmosphärischen Variablen auf die Auflösung des feineren Gitters einschwingen, starten die verschiedenen Simulationen jeweils um 01, 02 bzw. 03 UTC und es gehen nur Modelldaten ab 04 UTC in die Betrachtungen ein.

Für die Bodenparameter des Modells stehen Werte zur Verfügung, die gemäß Bodentypen und Landnutzungsklassen festgelegt werden (nach *Clapp und Hornberger, 1978*). Während der dominierende Bodentyp im Untersuchungsgebiet Lehm ist, wird für die Landnutzung eine Klassifikation mit einer horizontalen Auflösung von 15 m verwendet (*Waldhoff, 2010*), die auf Szenen des ASTER-Satelliten aus dem Jahr 2009 basiert (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer; <http://asterweb.jpl.nasa.gov/>). Allerdings wurden die ursprünglich 22 verschiedenen Landnutzungsklassen zu acht Klassen (siehe *Abb. 4.1*) zusammengefaßt, da dies für die Zwecke dieser Arbeit als ausreichend erachtet wird. Die Modelltopographie beruht auf Daten des SRTM-Atlas (Shuttle Radar Topography Mission), der Informationen über die Struktur der Erdoberfläche des Jahres 2000 in einer Auflösung von 90 m enthält (*van Zyl, 2001*).

4.2 Haushaltskonzept

Der thermodynamische Zustand eines Systems kann (neben internen Umwandlungen verschiedener Energieformen) im wesentlichen durch Energieflüsse durch die Grenzen dieses Systems verändert werden. Der Haushalt einer konservativen Größe S kann daher durch folgende Gleichung beschrieben werden (z.B. *Betts et al., 1990*):

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{S}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{S}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} + \frac{\partial \overline{u'S'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'S'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'S'}}{\partial z} = 0 \quad (4.1)$$

Hierbei bezeichnen u , v und w die horizontalen und vertikalen Windkomponenten entlang der entsprechenden x -, y - und z -Achsen. Gleichung 4.1 enthält einen lokalzeitlichen Tendenzterm, Advektionsterme sowie Divergenzterme der turbulenten Transporte. Da die horizontalen Komponenten der turbulenten Flüsse deutlich kleiner sind als die vertikalen, können sie vernachlässigt werden, was in diesem Fall zu rein vertikalen Divergenztermen führt. Ähnliche Beobachtungen gelten für die vertikale Advektion: da diese wesentlich schwächer ist als die horizontalen Advektionskomponenten, kann auch sie vernachlässigt werden (*Desjardins et al., 1988*). Hier gilt zu beachten, daß der Mechanismus des „Entrainments“, also der Einmischung von Luftmassen am Oberrand der ABL, im Rahmen dieser Untersuchung als turbulenter Prozess angesehen wird. Folglich wird er nicht der vertikalen Advektion, sondern der vertikalen Divergenz der turbulenten Flüsse zugehörig betrachtet. Auf Grund der durchgeführten Vereinfachungen können die Haushaltsgleichungen für die spezifische Feuchte q und die potentielle Temperatur θ wie folgt formuliert werden:

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'q'}}{\partial z} = 0 \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'\theta'}}{\partial z} = 0 \quad (4.3)$$

Gemäß den Gleichungen 4.2 und 4.3 wird also der lokalzeitliche Feuchtetrend durch die Divergenz des latenten Wärmeflusses LE und die horizontale Advektion von Feuchte kontrolliert, während der Temperaturtrend durch die Divergenz des sensiblen Wärmeflusses H und die horizontale Advektion von Wärme bestimmt wird (es gilt zu beachten, daß in Gleichung 4.3 zusätzlich die Divergenz des Strahlungsflusses vernachlässigt wird).

4.3 Bestimmung der einzelnen Haushaltsterme

Während im letzten Abschnitt die theoretische Grundlage des Haushaltskonzepts dargestellt wurde, soll nun die konkrete Bestimmung der einzelnen Haushaltsterme aus Meßdaten und Modellsimulationen erörtert werden. Da aus den Flugzeugmessungen nur turbulente Flüsse für den untersten Teil der atmosphärischen Grenzschicht vorliegen, ist hieraus eine Bestimmung des vertikalen Flußgradienten kaum möglich. Allerdings ist aus theoretischen Abschätzungen sowie Meßkampagnen bekannt, daß die turbulenten Flüsse in gut durchmischten atmosphärischen Grenzschichten oft einen linearen Gradienten aufweisen sowie am oberen Rand der ABL verschwinden (z.B. *Garratt, 1992; Kaimal und Finnigan, 1994; Stull, 1988*). Aus diesem Grund werden die Energiehaushalte für die gesamte Dicke der Grenzschicht berechnet. Des weiteren wird die generelle Annahme getroffen, daß die Zeittrends und Advektionsterme in Flughöhe repräsentativ für die gesamte ABL sind (z.B. *Betts et al., 1990*).

Es ist einsichtig, daß die genannten Annahmen eventuell nicht für alle untersuchten Situationen zutreffen müssen. Falls sich z.B. die atmosphärischen Bedingungen innerhalb der ABL stark von denen oberhalb der Grenzschicht unterscheiden, können die turbulenten Flüsse am Oberrand der Atmosphäre deutlich von Null abweichen (vor allem für die latente Wärme). Allerdings gibt es auf Basis des vorhandenen Datensatzes leider keine Möglichkeit, diese „Entrainment“-Flüsse direkt zu bestimmen. Aus diesem Grund, und da nur Situationen während einer sich noch entwickelnden Grenzschicht betrachtet werden (in denen die Differenzen zwischen neu durchmischter Schicht und der darüber liegenden Grenzschicht des vergangenen Tages relativ klein sind), scheint es zulässig, den oben geschilderten vereinfachten Ansatz zu verwenden.

Die einzelnen Haushaltsterme aus Flugzeugmessungen werden wie folgt bestimmt, wobei sich eine schematische Darstellung des Konzepts in *Abb. 4.2* findet:

- Für die Berechnung der lokalzeitlichen Tendenz werden Mittelwerte von spezifischer Feuchte und potentieller Temperatur für jede Umfliegung des Musters gebildet, aus denen anschließend ein linearer Zeittrend abgeschätzt wird.
- Für die Bestimmung der Divergenzterme werden drei Terme benötigt: Oberflächenflüsse, „Entrainment“-Flüsse (die als Null approximiert werden) sowie die Grenzschichthöhe z_i . Dabei werden zunächst die turbulenten Flüsse in Flughöhe mit Hilfe von Reynoldszerlegung und Eddy-Kovarianz-Methode berechnet. Die Eddy-Kovarianz-Technik beruht auf der Annahme, daß die vertikalen turbulenten Flüsse auf räumlich begrenzte Wirbel, die sogenannten „Eddies“, zurückzuführen sind, und erlaubt die direkte Bestimmung der latenten und sensiblen Flüsse auf Basis der Kovarianz von Vertikalwind und

spezifischer Feuchte bzw. potentieller Temperatur. Die auf diese Weise separat für jede Umfliegung des Musters berechneten Flüsse werden unter Annahme eines linearen Gradienten auf den Boden extrapoliert, wobei die Grenzschichthöhe aus Flugprofilen sowie Radiosondenaufstiegen abgeschätzt wird. Schlußendlich werden die Oberflächenflüsse und vertikalen Divergenzterme der einzelnen Runden gemittelt, um einen repräsentativen Wert für die Flugdauer zu erhalten.

- Für die Abschätzung der horizontalen Advektion ist eine große Ausdehnung des Flugmusters wünschenswert. So untersuchen z.B. *Betts et al. (1990)* eine Box mit einer Fläche von $15 \text{ km} \times 11 \text{ km}$, betonen aber die große Unsicherheit des Advektionsterms und empfehlen eine Verwendung größerer Gebiete. Da für das FLUXPAT-Experiment auf Grund der landschaftlichen Gegebenheiten (siehe Kap. 4.1) kein größeres Flugmuster möglich war, werden die Advektionsterme für die vorliegenden Untersuchungen als Residua der Haushaltsgleichungen abgeleitet.

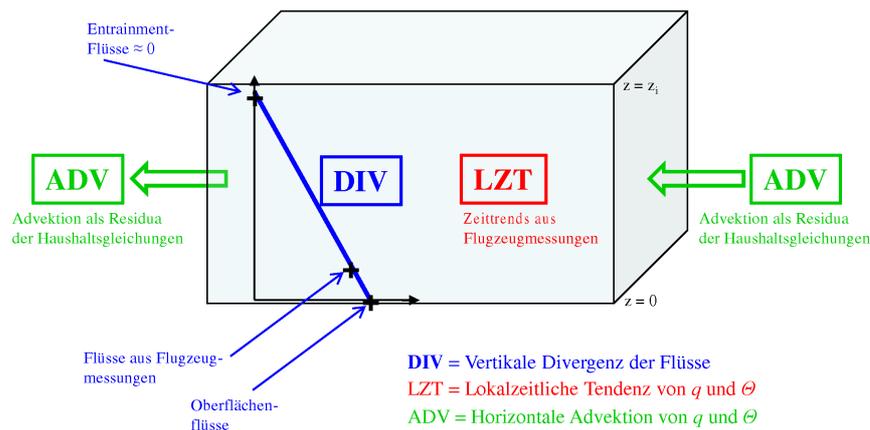


Abb. 4.2: Schema des Haushaltskonzepts für ein atmosphärisches Volumen

Für die Bestimmung der Haushaltsterme aus FOOT3DK-Modellsimulationen wird ein sehr ähnliches Vorgehen verwendet, um einen direkten Vergleich zwischen Modell und Messungen zu ermöglichen. Dies bedeutet, daß die Datenbasis auf das Gebiet und die Zeit der Flugzeugmessungen beschränkt wird. Insbesondere werden die Terme der lokalzeitlichen Tendenz aus Daten der fünften Modellschicht bestimmt, welche eine durchschnittliche Höhe von ca. 130 m üG aufweist und damit vergleichbar zur Flughöhe ist. Des weiteren werden nur Modellgitterpunkte verwendet, die vom Flugmuster abgedeckt sind. Lediglich bei der Abschätzung der turbulenten Oberflächenflüsse ist eine kleine Änderung zu nennen: hier werden direkt die Flüsse der untersten Modellschicht (d.h. Modelloberfläche) ausgewertet, statt Werte aus der fünften Modellschicht auf den Boden zu extrapolieren.

Die Abschätzung von Fehlern ist von großer Bedeutung, weil sie eine Aussage über die Verlässlichkeit von Ergebnissen erlaubt. In der vorliegenden Arbeit wird die Unsicherheit des lokalzeitlichen Tendenzterms als statistischer Fehler der Steigung der Trendgeraden bestimmt (z.B. *Wilks, 1995*). Für die Unsicherheit des vertikalen Divergenzterms werden die Fehler der Oberflächenflüsse, der „Entrainment“-Flüsse sowie der Grenzschichthöhe z_i benötigt. Allerdings existiert keine Abschätzung der Unsicherheit der „Entrainment“-Flüsse, und der Fehler von z_i ist nicht genau bekannt, da es nur jeweils ein stündliches Radiosondenprofil in einer sich entwickelnden Grenzschicht über einem heterogenen Untergrund gibt. Deshalb wird die Unsicherheit der Oberflächenflüsse und Divergenzterme als Standardabweichung der (trendbereinigten) Werte der einzelnen Umfliegungen berechnet. Die Unsicherheit der Advektionsterme wird mit Hilfe Gaußscher Fehlerfortpflanzung bestimmt. Obwohl die vorgestellten Fehlerabschätzungen auf eher einfacher Methodik basieren, bieten sie doch die Möglichkeit zu sehen, welche Terme des Haushalts gut bestimmbar sind und welche Terme eine hohe Unsicherheit aufweisen.

5 Ergebnisse der Haushaltsberechnungen

Im Mittelpunkt dieses Kapitels steht die Bestimmung der Energiehaushalte für fünf Untersuchungstage im April und August 2009 aus Flugzeugmessungen und FOOT3DK-Modellsimulationen mit 100 m Auflösung. Hierbei wird zunächst die generelle Eignung des Modells überprüft, die grundlegenden synoptischen Bedingungen der Meßzeiträume realistisch wiederzugeben. Anschließend werden die einzelnen Terme der Haushaltsgleichung (v.a. lokalzeitliche Tendenz und turbulente Oberflächenflüsse) in separaten Unterkapiteln vorgestellt, gefolgt von einer Übersicht über die kompletten Haushalte für sensible und latente Energie.

5.1 Generelle synoptische Bedingungen

In diesem Abschnitt wird ein Überblick über die grundlegenden synoptischen Bedingungen der fünf Meßtage gegeben. Da für die Untersuchungen Wert auf konvektive Wettersituationen gelegt wurde, weisen alle betrachteten Zeiträume einen geringen Wolkenanteil und eine hohe solare Einstrahlung auf. Trotz dieser Gemeinsamkeit sind auch Unterschiede zwischen den einzelnen Tagen festzustellen. Die Darstellung der mittleren Werte von spezifischer Feuchte, potentieller Temperatur, Windrichtung und Windgeschwindigkeit für die jeweiligen Flugzeiträume (*Tab. 5.1*) zeigt die individuellen Charakteristika der untersuchten Tage. So ist die vorherrschende Windrichtung am 20./21. April Nord, während an den anderen Tagen der Wind eher aus östlichen bis südöstlichen Richtungen weht. Auch die Windgeschwindigkeiten weisen eine erhebliche Bandbreite zwischen ausgeprägten Schwachwindsituationen und moderaten Winden auf (z.B. $1,2 \text{ m s}^{-1}$ am 18. August bzw. $7,1 \text{ m s}^{-1}$ am 24. April).

Der Vergleich von Messungen und Modelldaten zeigt, daß die generellen synoptischen Bedingungen gut getroffen sind. So weichen die Simulationen bei spezifischer Feuchte und potentieller Temperatur nie um mehr als 1 g kg^{-1} bzw. 1 K

Dimona / F100	q [g kg ⁻¹]	θ [K]	Windrichtung [°]	Windgeschwindigkeit [m s ⁻¹]
20. April	7,1 / 6,8	287,2 / 288,0	4 / 10	2,7 / 3,7
21. April	5,6 / 5,5	289,8 / 289,2	354 / 5	3,2 / 3,3
24. April	4,7 / 5,3	286,8 / 286,6	113 / 102	7,1 / 5,2
05. August	6,9 / 7,7	298,1 / 297,1	115 / 121	3,6 / 3,2
18. August	8,3 / 7,3	295,4 / 294,9	107 / 110	1,2 / 1,0

Tab. 5.1: Mittelwerte der spezifischen Feuchte, potentiellen Temperatur, sowie Windrichtung und Windgeschwindigkeit am 20./21./24. April und 05./18. August 2009 aus Dimona-Flugzeugmessungen (erster Wert) und F100-Modellsimulationen (zweiter Wert)

von den Messungen ab. Auch beim mittleren Wind ist die Übereinstimmung recht gut: während die maximalen Windrichtungsdifferenzen ungefähr 10° betragen, sind die entsprechenden Abweichungen bei der Windgeschwindigkeit 1 m s⁻¹ (mit der Ausnahme des 24. April, an dem die Windgeschwindigkeit um ca. 2 m s⁻¹ unterschätzt wird). Letzteres kann auf die Randbedingungen des mesoskaligen Antriebs der COSMO-DE-Analysen zurückgeführt werden, die starken Einfluß auf die FOOT3DK-Simulationen ausüben. Dennoch kann das Fazit gezogen werden, daß die generellen mittleren synoptischen Bedingungen der Untersuchungstage gut von der Modellkette reproduziert werden.

Des weiteren werden Vertikalprofile der spezifischen Feuchte und potentiellen Temperatur betrachtet, um die Höhe der atmosphärischen Grenzschicht abzuschätzen.

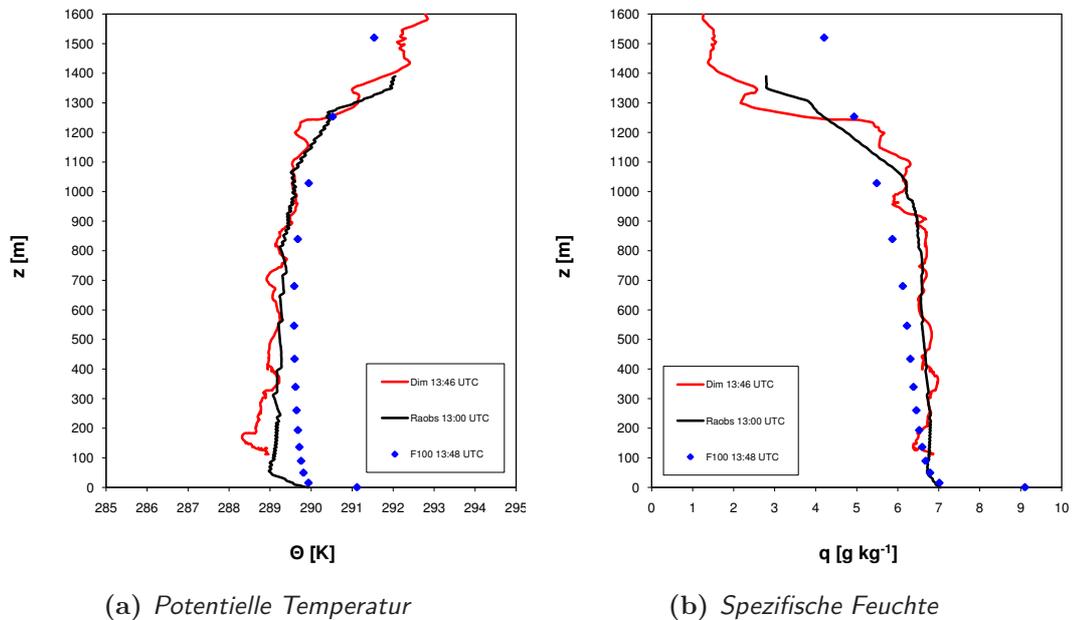


Abb. 5.1: Vertikalprofile von potentieller Temperatur und spezifischer Feuchte am 20. April 2009 (mittags) aus Dimona-Flugzeugmessungen (rot), Radiosondenaufstieg (schwarz) und F100-Simulationen (blau)

Als ein Beispiel werden die Profile für den 20. April 2009 dargestellt, abgeleitet aus Flugzeugmessungen, Radiosondenaufstieg sowie Modelldaten (*Abb. 5.1*). Alle gemessenen Profile zeigen eine gut durchmischte Grenzschicht und eine deutliche Zunahme der potentiellen Temperatur bzw. Abnahme der spezifischen Feuchte ab einer Höhe von ca. 1250 m, welche somit den oberen Rand der ABL markiert. Wie zu sehen ist, geben die Simulationen die gemessenen Werte und die generelle Struktur der Grenzschicht adäquat wieder. Allerdings ist der obere Rand der ABL nicht so klar definiert wie in den Messungen, was u.a. auf die zu grobe Vertikalauflösung des Modells in diesem Höhenbereich zurückgeführt werden kann. Dies erschwert die präzise Bestimmung der Grenzschichthöhe aus Modelldaten, weshalb im folgenden für alle Berechnungen der Energiehaushalte die aus den Meßdaten gewonnenen Grenzschichthöhen verwendet werden.

5.2 Lokalzeitliche Tendenz

Die Terme der lokalzeitlichen Tendenz werden aus den Mittelwerten der einzelnen Umfliegungen und den entsprechenden Zeitabschnitten der F100-Modellsimulationen berechnet, wobei für letztere die gleiche atmosphärische Höhe wie in den Messungen benutzt wird (jeweils ca. 130 m üG). Die zeitlichen Entwicklungen von potentieller Temperatur und spezifischer Feuchte für alle fünf Untersuchungstage 2009 sind in *Abb. 5.2* zu sehen. Ferner wird in *Tab. 5.2* ein Überblick über die jeweiligen stündlichen Änderungsraten gegeben.

Die absoluten Werte der spezifischen Feuchte liegen innerhalb einer Bandbreite von 5 und 9 g kg⁻¹ und spiegeln damit die individuelle synoptische atmosphärische Situation der einzelnen Meßtage wider. Gemeinsames Merkmal der Messungen ist eine Abnahme der Feuchte im Untersuchungsgebiet während der betrachteten Zeiträume. Eine Ausnahme hiervon stellt der 05. August dar, an dem die Feuchte nahezu konstant bleibt. Da der latente Wärmefluß LE tagsüber im Normalfall einen Eintrag von Feuchte in die Atmosphäre bewirkt, muß dieser Rückgang auf externe Advektion von außerhalb in das Meßgebiet hinein oder „Entrainment“ am Oberand der ABL zurückzuführen sein. Die Modell-Feuchtwerte stimmen für alle Tage generell mit den gemessenen Werten überein. Die Abweichungen betragen maximal 1 g kg⁻¹, wobei die Unterschiede im April kleiner als im August ausfallen. Bei den Trends sind reduzierte Übereinstimmungen zu beobachten. Zwar geben die Simulationen die generelle Abnahme der Feuchte wieder, aber die Unterschiede zwischen den gemessenen und simulierten Änderungsraten sind teilweise beträchtlich (siehe auch *Tab. 5.2*). Allerdings kann kein systematischer Bias festgestellt werden, da die spezifische Feuchte und die Feuchtetrends vom Modell sowohl über- als auch unterschätzt werden.

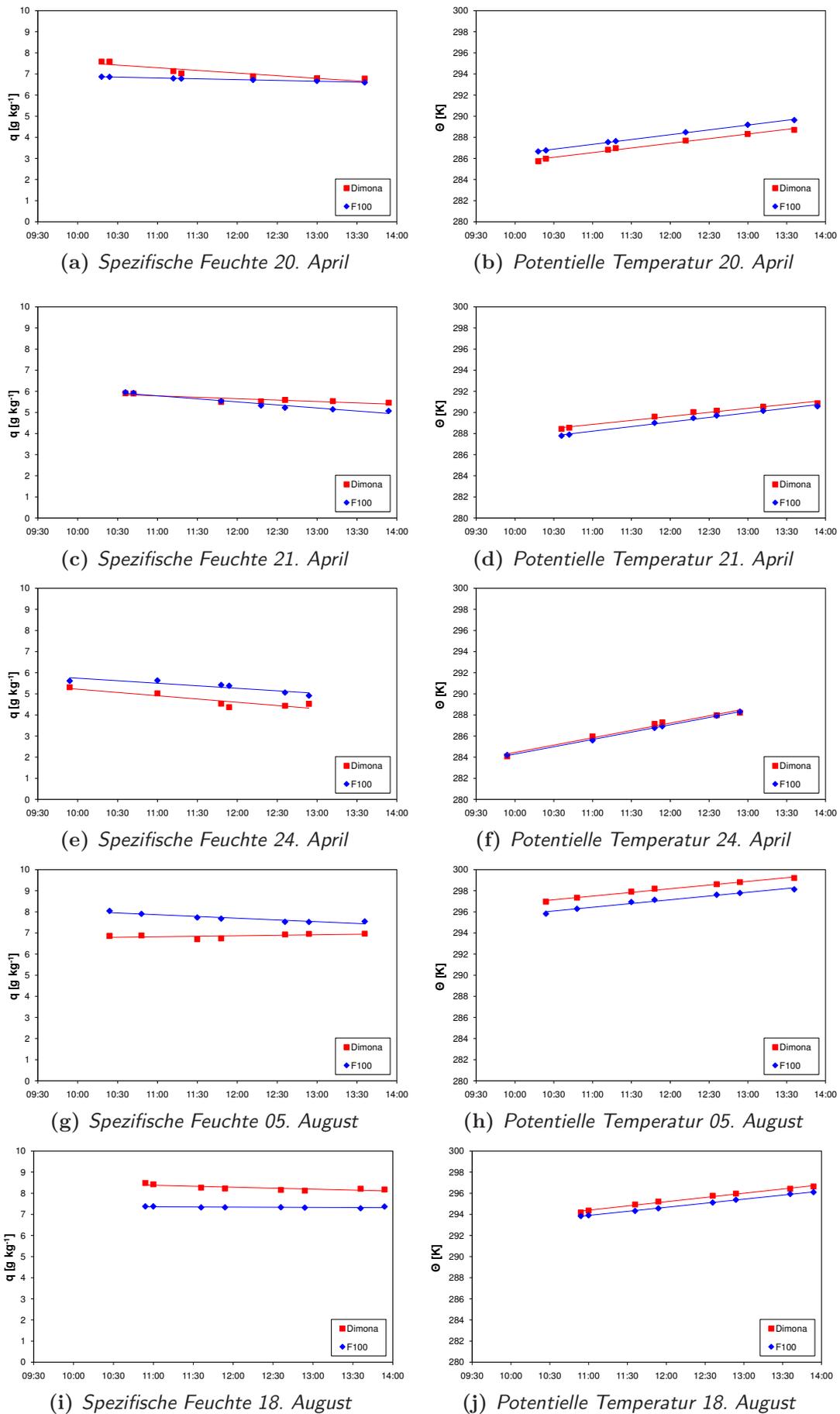


Abb. 5.2: Lokalzeitliche Tendenz von spezifischer Feuchte (linke Spalte) und potentieller Temperatur (rechte Spalte) am 20./21./24. April und 05./18. August 2009 aus Dimona-Flugzeugmessungen (rot) und F100-Modellsimulationen (blau). Die Geraden geben den linearen Trend der Zeitreihen an.

Dimona / F100	$\frac{\partial q}{\partial t}$ [g kg ⁻¹ h ⁻¹]	$\frac{\partial \theta}{\partial t}$ [K h ⁻¹]
20. April	- 0,26 / - 0,08	+ 0,90 / + 0,93
21. April	- 0,14 / - 0,29	+ 0,77 / + 0,88
24. April	- 0,31 / - 0,24	+ 1,39 / + 1,39
05. August	+ 0,04 / - 0,17	+ 0,70 / + 0,72
18. August	- 0,09 / - 0,01	+ 0,80 / + 0,77

Tab. 5.2: Stündliche Änderungsraten von spezifischer Feuchte (linke Spalte) und potentieller Temperatur (rechte Spalte) am 20./21./24. April und 05./18. August 2009 aus Dimona-Flugzeugmessungen (erster Wert) und F100-Modellsimulationen (zweiter Wert)

Bei der potentiellen Temperatur sind absolute Werte zwischen 285-290 K (April) und 295-300 K (August) zu beobachten. Erwartungsgemäß weist θ bedingt durch die solare Einstrahlung jeweils einen Anstieg im Meßzeitraum zwischen 9:30 und 14 UTC auf, wobei die Erwärmungsraten zwischen 0,7 und 1,4 K h⁻¹ betragen. Die Modell-Temperaturen zeigen eine weitgehende Übereinstimmung mit den gemessenen Werten. Darüber hinaus sind die zeitlichen Trends jeweils sehr gut getroffen. Dies wird durch einen Blick auf die genauen Werte der stündlichen Erwärmungsraten deutlich (Tab. 5.2): obwohl sich die täglichen Raten teilweise erheblich voneinander unterscheiden (z.B. besonders starke Erwärmung am 24. April), produzieren die Simulationen korrekte Temperaturtrends.

Insgesamt kann die Schlußfolgerung gezogen werden, daß FOOT3DK in der Lage ist, die mittleren atmosphärischen Feuchte- und Wärmebedingungen des Meßgebiets in realistischer Weise wiederzugeben. Die Approximation der jeweiligen zeitlichen Änderungsraten durch einen linearen Trend erweist sich als angemessen. Während das Modell bei der Wiedergabe der Feuchtetendenz teilweise stärker von den Messungen abweicht, wird der entsprechende Zeittrend der potentiellen Temperatur sehr gut getroffen. Es soll an dieser Stelle nochmals darauf hingewiesen werden, daß die nicht-bodennahen atmosphärischen Schichten stark von mesoskaligem Antrieb beeinflusst sein können. Daher kann insbesondere die horizontale Advektion von feuchter/trockener Luft in das Untersuchungsgebiet beträchtlich zur zeitlichen Entwicklung der atmosphärischen Feuchte beitragen (siehe auch Kap. 5.4). Des weiteren können „Entrainment“-Prozesse sowie vertikale Advektion ebenfalls zu Änderungen des Feuchtegehalts führen.

5.3 Turbulente Oberflächenflüsse

Die turbulenten Flüsse werden aus den Flugzeugmessungen via Eddy-Kovarianz-Methode für das Flugniveau berechnet und anschließend auf den Boden extrapoliert. Als ein Beispiel für die Methodik werden die vertikalen Flußprofile für den 20. April in *Abb. 5.3* gezeigt. An diesem Tag betragen die latenten und sensiblen Flüsse in Flughöhe 222 W m^{-2} bzw. 109 W m^{-2} bei einer mittleren Grenzschichthöhe z_i von 950 m. Unter Annahme von verschwindenden Flüssen am oberen Rand der ABL und eines linearen Flußgradienten innerhalb der Grenzschicht werden Oberflächenflüsse von 264 W m^{-2} bzw. 130 W m^{-2} erreicht. Während die Fehler beim sensiblen Wärmestrom relativ klein sind, zeigt der latente Wärmefluß deutlich höhere Unsicherheiten, die auf die größeren Schwankungen zwischen den einzelnen Umfliegungen zurückzuführen sind. Bei den F100-Simulationen werden direkt die Oberflächenflüsse der untersten Modellschicht verwendet und für das Gebiet des Flugmusters gemittelt. Die Ergebnisse für den 20. April zeigen, daß die Übereinstimmungen zwischen simulierten und gemessenen Flüssen groß sind. Während LE exakt getroffen ist, wird H vom Modell leicht unterschätzt, liegt aber noch innerhalb des Fehlerbereichs der Messungen.

Die turbulenten Flüsse für den gesamten Untersuchungszeitraum sind in *Abb. 5.4* dargestellt. Bei Betrachtung der Meßergebnisse fällt auf, daß die latenten Wärmeflüsse jeweils höhere Werte erreichen als die sensiblen Flüsse (Durchschnitt aller Tage: 239 W m^{-2} bzw. 170 W m^{-2}). Während die Differenzen zwischen diesen bei-

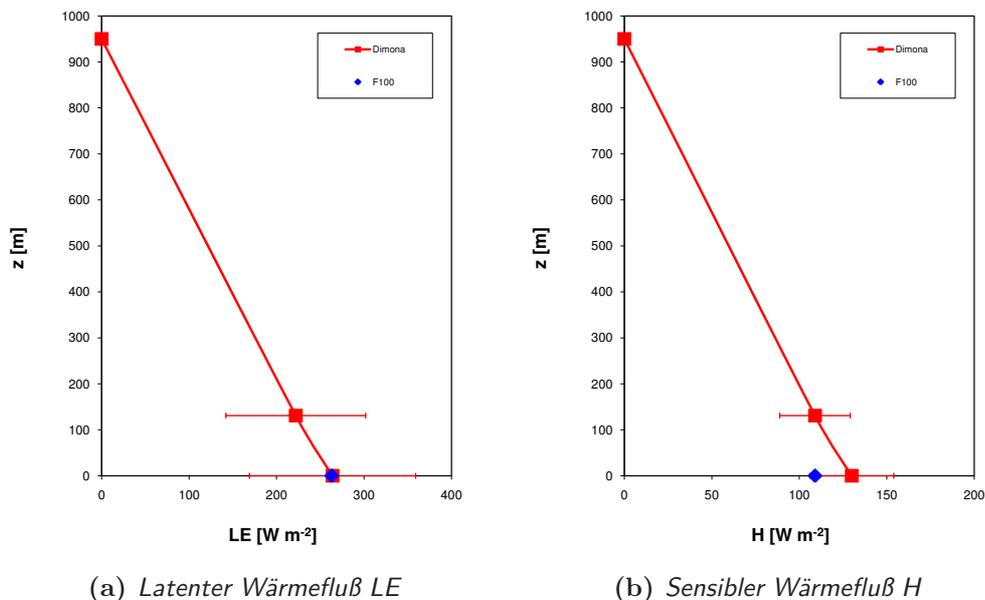


Abb. 5.3: Ableitung turbulenter Oberflächenflüsse am 20. April 2009 aus Dimona-Flugzeugmessungen mit Fehlerabschätzungen (rot); zum Vergleich entsprechende Oberflächenflüsse aus F100-Simulationen (blau).

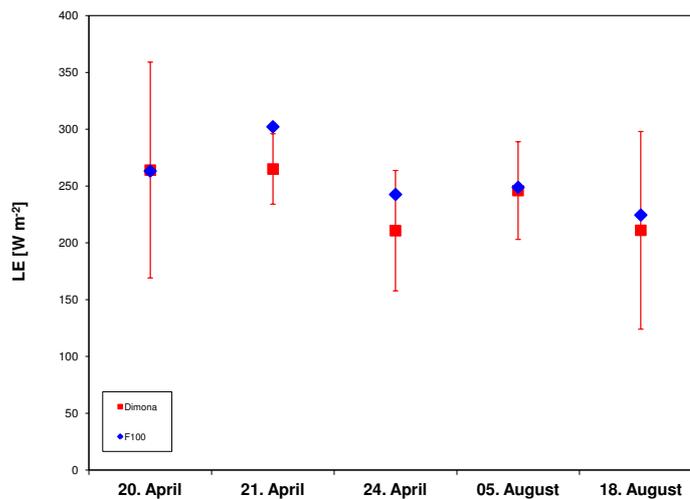
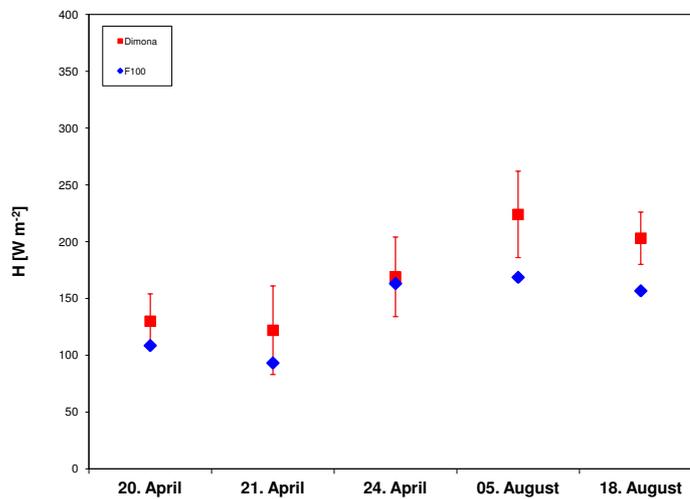
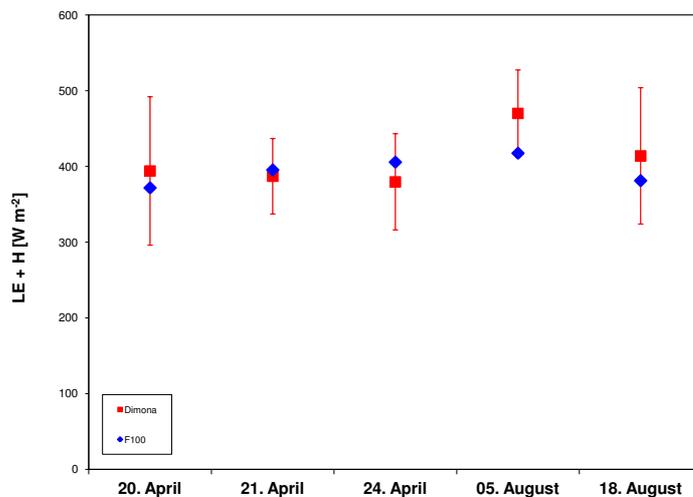
(a) Latente Wärmeflüsse LE (b) Sensible Wärmeflüsse H (c) Summe der turbulenten Wärmeflüsse $LE + H$

Abb. 5.4: Turbulente Oberflächenflüsse LE (oben) und H (Mitte) sowie die Summe $LE + H$ (unten) am 20./21./24. April und 05./18. August 2009 aus Dimona-Flugzeugmessungen mit Fehlerabschätzungen (rot) und aus F100-Simulationen (blau)

den Teilflüssen im April deutlich ausgeprägt sind, reduzieren sich die Unterschiede im August merklich. Dies ist auf die geringere Bodenfeuchte im August und einen niedrigeren Vegetationsanteil auf Grund von abgeernteten Feldern zurückzuführen, was zu einer Abnahme von LE und einer Zunahme von H führt. Die Unsicherheitsbereiche der Messungen liegen an den meisten Untersuchungstagen für die latente Wärme höher als für die sensible Wärme.

Die modellierten Flüsse sind weitgehend vergleichbar mit den gemessenen Werten. Während der latente Wärmestrom für die fünf Untersuchungstage leicht überschätzt wird (+ 17 W m⁻² bzw. + 7 %), ist für den sensiblen Wärmestrom das Gegenteil der Fall (- 32 W m⁻² bzw. - 19 %). Obwohl die Aufteilung der turbulenten Energie in LE und H deutlich zwischen den einzelnen Tagen variiert, stimmen die simulierten Flüsse in den meisten Fällen mit den aus Flugzeugmessungen bestimmten Flüssen innerhalb der Fehlergrenzen überein (Ausnahme: die sensiblen Wärmeflüsse im August). Des weiteren ist festzuhalten, daß die Gesamthaushalte der für die turbulenten Flüsse verfügbaren Energie (d.h. die jeweiligen Summen aus LE und H) sehr gut getroffen sind (*Abb. 5.4 c*). Während diese bei den Messungen im Mittel 409 W m⁻² betragen, werden vom Modell durchschnittlich 394 W m⁻² simuliert, was in einer minimalen Unterschätzung von nur - 15 W m⁻² bzw. - 4 % resultiert. Auch die mittlere absolute Abweichung ist mit 28 W m⁻² bzw. 7 % sehr gering. Die gute Übereinstimmung der repräsentativen Oberflächenflüsse zwischen Modellsimulationen und Messungen wird von Untersuchungen von *Reyers et al. (2010)* bestätigt, die für den identischen Meßzeitraum einen engen Zusammenhang von turbulenten Flüssen aus FOOT3DK-Simulationen und Eddy-Kovarianz-Stationen für die Vegetationstypen Getreide und Zuckerrüben feststellen. Diese Ergebnisse belegen somit die Eignung des hoch aufgelösten Modells, die turbulenten Oberflächenflüsse über heterogenem Gelände angemessen zu reproduzieren.

5.4 Energiehaushalte

In diesem Abschnitt werden die bisher vorgestellten einzelnen Terme der Haushaltsgleichungen zusammengefaßt und die Energiehaushalte von latenter und sensibler Wärme im Überblick präsentiert (*Tab. 5.3*). Für einen besseren Vergleich werden alle Terme, d.h. lokalzeitliche Tendenz (LZT), vertikale Divergenz der turbulenten Flüsse (DIV) sowie die horizontale Advektion (ADV) in Einheiten von W m⁻³ konvertiert:

$$\text{LZT}(q) = \bar{\rho} L_v \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \quad (5.1)$$

$$\text{LZT}(\theta) = \bar{\rho} c_p \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} \quad (5.2)$$

$$\text{DIV}(q) = \frac{\partial \overline{w'q'}}{\partial z} = \frac{LE(z_i) - LE(\text{sfc})}{z_i} = \frac{-LE(\text{sfc})}{z_i} \quad (5.3)$$

$$\text{DIV}(\theta) = \frac{\partial \overline{w'\theta'}}{\partial z} = \frac{H(z_i) - H(\text{sfc})}{z_i} = \frac{-H(\text{sfc})}{z_i} \quad (5.4)$$

$$\text{ADV}(q) = -\text{LZT}(q) - \text{DIV}(q) \quad (5.5)$$

$$\text{ADV}(\theta) = -\text{LZT}(\theta) - \text{DIV}(\theta) \quad (5.6)$$

Hierbei bezeichnet ρ die Luftdichte, L_v die spezifische Verdampfungswärme von Wasser (2500 J g^{-1}) und c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck ($1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Während der Tendenzterm aus dem linearen Trend für die Flugdauer des jeweiligen Tages abgeschätzt wird, berechnet sich der Divergenzterm aus den Oberflächenflüssen und der Grenzschichthöhe z_i , und der Advektionsterm wird als Residuum bestimmt.

Die Feuchtehaushalte der Flugzeugmessungen (*Tab. 5.3*, mittlere Spalte) zeigen, daß die Divergenzterme des latenten Wärmeflusses einen negativen Beitrag liefern, da die Oberflächenflüsse jeweils positive Werte aufweisen. Dies bedeutet, daß es einen Feuchtetransport von der Landoberfläche in die Atmosphäre hinein gibt. Dennoch ist für fast alle Untersuchungstage eine Abnahme der atmosphärischen Feuchte zu beobachten (vgl. *Abb. 5.2*). Dies wird auf eine starke Advektion trockener Luft von außen in das Meßgebiet hinein zurückgeführt (siehe unten).

Bei Betrachtung der Haushalte der potentiellen Temperatur zeigt sich, daß die sensiblen Oberflächenflüsse ebenfalls durchgehend positive Werte aufweisen und damit zu negativen Beiträgen der Divergenzterme führen. Folglich ist hier ein Wärmetransport vom Boden in das untersuchte atmosphärische Luftpaket abzuleiten. Des weiteren ist für alle Tage eine Zunahme der atmosphärischen Temperatur im Meßzeitraum zu verzeichnen. Allerdings ist der beobachtete Anstieg größer als der Beitrag des sensiblen Wärmeflusses. Daher muß hier eine zusätzliche Advektion von warmer Luft angenommen werden.

Die Vorstellung eines horizontalen Transports von trockenen und warmen Luftmassen in das Untersuchungsgebiet hinein wird von der Betrachtung der jeweiligen großräumigen synoptischen Situation unterstützt. Dies soll im folgenden am Beispiel des 20. April 2009 12 UTC auf Basis der COSMO-DE-Analysen verdeutlicht werden (*Abb. 5.5*). An diesem Tag ist ein Anstieg der atmosphärischen Feuchte nach Süden (*Abb. 5.5 a*) sowie eine Zunahme der potentiellen Temperatur Richtung Nor-

Energiehaushalte [W m^{-3}]		Dimona	F100
20. April	LZT (q)	- 0,215 (\pm 0,037)	- 0,067 (\pm 0,003)
	DIV (q)	- 0,312 (\pm 0,111)	- 0,297 (\pm 0,032)
	ADV (q)	+ 0,527 (\pm 0,117)	+ 0,364 (\pm 0,032)
	LZT (θ)	+ 0,300 (\pm 0,015)	+ 0,311 (\pm 0,006)
	DIV (θ)	- 0,152 (\pm 0,033)	- 0,132 (\pm 0,020)
	ADV (θ)	- 0,148 (\pm 0,036)	- 0,179 (\pm 0,021)
21. April	LZT (q)	- 0,115 (\pm 0,029)	- 0,242 (\pm 0,024)
	DIV (q)	- 0,203 (\pm 0,023)	- 0,229 (\pm 0,016)
	ADV (q)	+ 0,318 (\pm 0,037)	+ 0,471 (\pm 0,029)
	LZT (θ)	+ 0,254 (\pm 0,018)	+ 0,293 (\pm 0,014)
	DIV (θ)	- 0,092 (\pm 0,030)	- 0,072 (\pm 0,002)
	ADV (θ)	- 0,162 (\pm 0,035)	- 0,221 (\pm 0,014)
24. April	LZT (q)	- 0,256 (\pm 0,055)	- 0,204 (\pm 0,047)
	DIV (q)	- 0,165 (\pm 0,035)	- 0,180 (\pm 0,001)
	ADV (q)	+ 0,421 (\pm 0,065)	+ 0,384 (\pm 0,047)
	LZT (θ)	+ 0,465 (\pm 0,037)	+ 0,469 (\pm 0,006)
	DIV (θ)	- 0,129 (\pm 0,026)	- 0,127 (\pm 0,003)
	ADV (θ)	- 0,336 (\pm 0,045)	- 0,342 (\pm 0,007)
05. August	LZT (q)	+ 0,030 (\pm 0,028)	- 0,135 (\pm 0,023)
	DIV (q)	- 0,266 (\pm 0,055)	- 0,266 (\pm 0,013)
	ADV (q)	+ 0,236 (\pm 0,062)	+ 0,401 (\pm 0,026)
	LZT (θ)	+ 0,226 (\pm 0,012)	+ 0,233 (\pm 0,018)
	DIV (θ)	- 0,233 (\pm 0,043)	- 0,175 (\pm 0,002)
	ADV (θ)	+ 0,007 (\pm 0,045)	- 0,058 (\pm 0,018)
18. August	LZT (q)	- 0,076 (\pm 0,010)	- 0,012 (\pm 0,008)
	DIV (q)	- 0,183 (\pm 0,073)	- 0,191 (\pm 0,003)
	ADV (q)	+ 0,259 (\pm 0,074)	+ 0,203 (\pm 0,009)
	LZT (θ)	+ 0,261 (\pm 0,008)	+ 0,251 (\pm 0,005)
	DIV (θ)	- 0,172 (\pm 0,021)	- 0,132 (\pm 0,004)
	ADV (θ)	- 0,089 (\pm 0,022)	- 0,119 (\pm 0,006)

Tab. 5.3: Energiehaushalte von latenter und sensibler Wärme am 20./21./24. April und 05./18. August 2009 aus Dimona-Flugzeugmessungen (mittlere Spalte) und F100-Modellsimulationen (rechte Spalte)

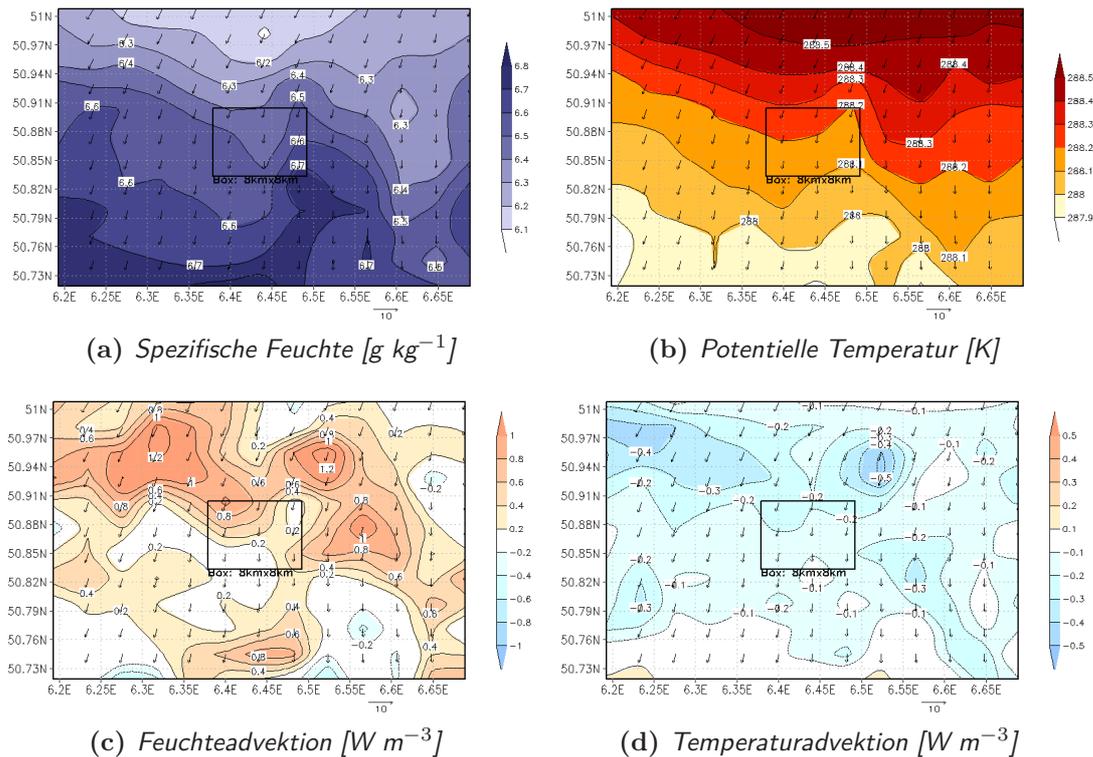


Abb. 5.5: Großräumige synoptische Situation am 20. August 2009 12 UTC aus COSMO-DE-Analysen (Modell-Level 5, 121 m üG): (a) spezifische Feuchte, (b) potentielle Temperatur, (c) Feuchteadvektion, (d) Temperaturadvektion. In alle Teilabbildungen sind zusätzlich der Horizontalwind (Windpfeile) sowie das zentrale $8\ km \times 8\ km$ Gebiet der FOOT3DK-Simulationen (vgl. Abb. 3.2) eingezeichnet.

den (Abb. 5.5 b) zu beobachten. Da der Horizontalwind aus nördlichen Richtungen weht, bedeutet dies für das Untersuchungsgebiet in der Mitte der Karte ein Anströmen von Luftmassen mit geringerer Feuchte und höherer Temperatur. Die Darstellung der Advektion an den einzelnen Gitterpunkten, berechnet als Skalarprodukt von Windvektor und lokalem Feuchte- bzw. Temperaturgradient, bestätigt diese Erkenntnis. Großräumig sind eine positive Feuchteadvektion (Abb. 5.5 c) und eine negative Temperaturadvektion (Abb. 5.5 d) zu konstatieren. Diese Beobachtungen stehen in Übereinstimmung mit den Resultaten in Tab. 5.3 und unterstreichen die Annahme, daß die horizontale Advektion eine wichtige Rolle beim Transport von Feuchte und Wärme in das Untersuchungsgebiet spielt.

Die Haushalte der Modellsimulationen (Tab. 5.3, rechte Spalte) weisen generell ähnliche Ergebnisse und vergleichbare Strukturen wie die Haushalte der Flugzeugmessungen auf. Die simulierten Flußdivergenzen spiegeln die leichten Über- und Unterschätzungen der turbulenten Oberflächenflüsse wider, stimmen aber für die meisten Fälle innerhalb der Unsicherheitsgrenzen mit den gemessenen Divergenzen überein. Bei Betrachtung der simulierten lokalzeitlichen Tendenzen sind einige Abweichungen zu den gemessenen Werten festzustellen. So wird die zeitliche Entwicklung der atmosphärischen Feuchte nur ungenau wiedergegeben, während die

Temperaturtrends bei allen Tagen sehr gut getroffen sind. Wie bei den Messungen sind auch bei den Simulationen recht große Advektionsterme zu beobachten, insbesondere bei der Feuchteadvektion. Insgesamt zeigen die simulierten Energiehaushalte eine recht gute Übereinstimmung mit den aus Messungen bestimmten Haushalten. Die grundlegenden energetischen Eigenschaften der Grenzschicht werden für die untersuchten Tage angemessen wiedergegeben. Dies gibt Vertrauen in die Fähigkeiten des Modells, realistische atmosphärische Bedingungen zu simulieren.

Die Fehlerabschätzungen für die Flugzeugmessungen zeigen, daß die Unsicherheiten bei den Feuchtetermen größer als bei den Temperaturtermen sind. Des weiteren ist die Unsicherheit der Flußdivergenzen höher als diejenige der lokalzeitlichen Tendenzen. Die korrespondierenden Fehlerabschätzungen bei den Simulationen liefern deutlich niedrigere Werte, insbesondere bei den Flußdivergenzen. Dies kann auf den Effekt zurückgeführt werden, daß Feldmessungen wesentlich höhere Schwankungen aufweisen als Simulationsergebnisse, welche durch den glättenden Einfluß der Modellparametrisierungen geprägt sind.

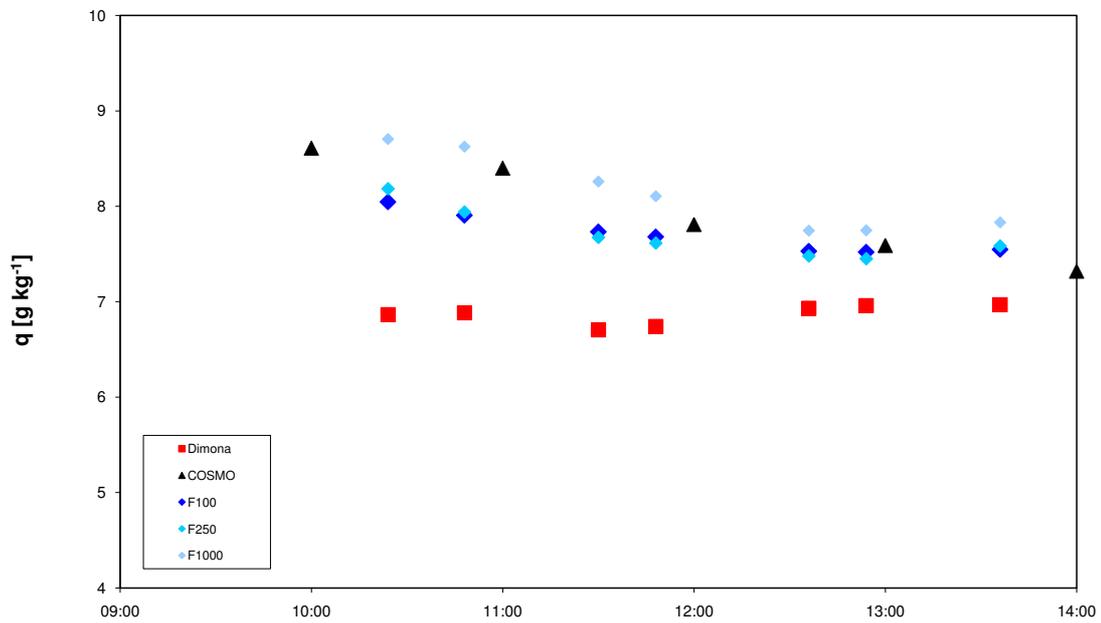
6 Einfluß verschiedener Modellauflösungen

Im vorangegangenen Kapitel konnte gezeigt werden, daß die hoch aufgelösten F100-Simulationen in der Lage sind, die synoptischen Bedingungen der untersuchten Tage realistisch wiederzugeben und zu Flugzeugmessungen vergleichbare Energiehaushalte zu bestimmen. Allerdings bleibt bislang die Frage ungeklärt, welchen Einfluß unterschiedliche horizontale Modellauflösungen auf die einzelnen Haushaltsterme ausüben. Aus diesem Grund wird im folgenden untersucht, welche Terme eine hohe Auflösung benötigen, um realistische Simulationen zu reproduzieren, und ob manche Terme eventuell schon mit gröberer Auflösung angemessen repräsentiert werden. Daher werden in diesem Kapitel zusätzlich die antreibenden COSMO-DE-Analysen (Auflösung: 2,8 km) sowie die FOOT3DK-Simulationen F1000 und F250 mit horizontalen Auflösungen von 1000 m bzw. 250 m betrachtet.

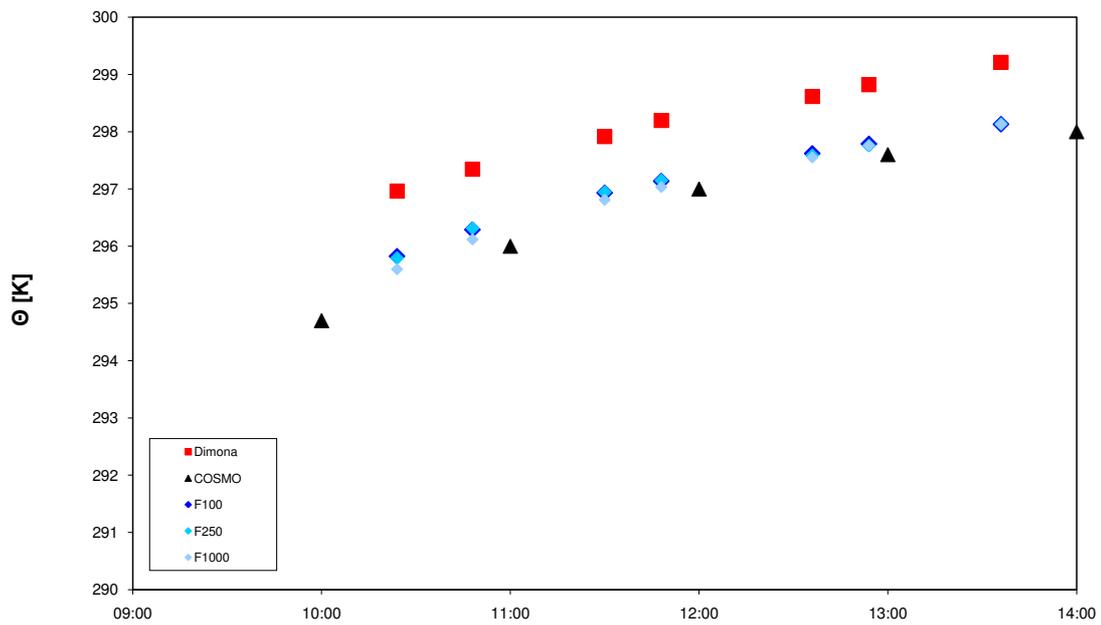
6.1 Lokalzeitliche Tendenz

Zunächst werden die lokalzeitlichen Tendenzen für die fünf Untersuchungstage im April und August 2009 auf Basis der Flugzeugmessungen und aller vier Modellsimulationen berechnet. Die auf diese Weise erhaltenen Zeittrends der spezifischen Feuchte und potentiellen Temperatur sind in *Tab. 6.1* angegeben. Als ein konkretes Beispiel wird zusätzlich die zeitliche Entwicklung am 05. August graphisch dargestellt (*Abb. 6.1*). Dieses Datum wurde ausgewählt, da hier die größten Unterschiede zwischen den Flugzeugmessungen und COSMO-DE-Simulationen zu beobachten sind. Dadurch ist es möglich zu untersuchen, ob eine Erhöhung der Auflösung bis auf 100 m in der Lage ist, die Zeittrends zu verbessern oder nicht.

Die Feuchtecharakteristik der drei FOOT3DK-Simulationen am 05. August orientiert sich an den atmosphärischen Bedingungen, die durch COSMO-DE vorgegeben werden (*Abb. 6.1 a*). Allerdings gibt es auch einige Unterschiede zwischen den ein-



(a) Zeitliche Entwicklung der spezifischen Feuchte am 05. August 2009



(b) Zeitliche Entwicklung der potentiellen Temperatur am 05. August 2009

Abb. 6.1: Zeitliche Entwicklung der spezifischen Feuchte (oben) und potentiellen Temperatur (unten) am 05. August 2009 aus drei verschiedenen Quellen: Dimona-Flugzeugmessungen (rot), COSMO-DE-Simulationen (schwarz) sowie den FOOT3DK-Simulationen F1000 (hellblau), F250 (mittelblau) und F100 (dunkelblau)

LZT (q) [$W m^{-3}$]	COSMO-DE	F1000	F250	F100	Dimona
20. April	- 0,195	- 0,125	- 0,112	- 0,067	- 0,215
21. April	- 0,359	- 0,321	- 0,311	- 0,242	- 0,115
24. April	- 0,229	- 0,234	- 0,210	- 0,204	- 0,256
05. August	- 0,275	- 0,265	- 0,160	- 0,135	+ 0,030
18. August	+ 0,017	- 0,018	+ 0,024	- 0,012	- 0,076

(a) Lokalzeitliche Trends der spezifischen Feuchte

LZT (θ) [$W m^{-3}$]	COSMO-DE	F1000	F250	F100	Dimona
20. April	+ 0,374	+ 0,326	+ 0,317	+ 0,311	+ 0,300
21. April	+ 0,359	+ 0,312	+ 0,300	+ 0,293	+ 0,254
24. April	+ 0,442	+ 0,473	+ 0,467	+ 0,469	+ 0,465
05. August	+ 0,267	+ 0,253	+ 0,230	+ 0,233	+ 0,226
18. August	+ 0,200	+ 0,228	+ 0,247	+ 0,251	+ 0,261

(b) Lokalzeitliche Trends der potentiellen Temperatur

Tab. 6.1: Lokalzeitliche Trends der spezifischen Feuchte (oben) und potentiellen Temperatur (unten) am 20./21./24. April und 05./18. August 2009 aus COSMO-DE-Simulationen (erste Spalte), FOOT3DK-Simulationen F1000 (zweite Spalte), F250 (dritte Spalte) und F100 (vierte Spalte) sowie Dimona-Flugzeugmessungen (fünfte Spalte); Einheiten jeweils in $W m^{-3}$

zelen Simulationen zu konstatieren. Mit erhöhter Auflösung löst sich die Feuchte etwas vom COSMO-DE-Antrieb und nähert sich an die gemessenen Werte an, wodurch sich auch die Zeittrends leicht verbessern. Ein Blick auf *Tab. 6.1 a* zeigt aber, daß diese Beobachtung nicht gleichermaßen für alle fünf Untersuchungstage gilt. So ist zwar am 21. April, 05. August und 18. August eine realistischere Simulation der Feuchtetrends zu erkennen, am 20. und 24. April verschlechtern sich die Übereinstimmungen hingegen. Die durchschnittliche absolute Abweichung sinkt von $0,138 W m^{-3}$ (COSMO-DE) auf $0,111 W m^{-3}$ (F100) und weist damit eine leichte Verbesserung auf.

Allerdings bleibt festzuhalten, daß die Feuchtetrends sehr sensibel auch auf nur leichte Veränderungen der Umgebungsbedingungen reagieren. Insbesondere kann vermutet werden, daß die Feuchteadvktion in das Gebiet hinein während der mehrstündigen Meßzeiträume nicht immer konstant bleibt. Zeitliche Variabilitäten für verschiedene Auflösungen könnten auf unterschiedliche Start- bzw. Rand-

bedingungen der einzelnen Läufe zurückzuführen sein (z.B. unterschiedlich große Modellränder), und auf Grund der Größe des Advektionsterms eine Ursache für die inkonsistenten Entwicklungen des Feuchtetrends darstellen.

Auch bei der potentiellen Temperatur liegen die FOOT3DK-Läufe am 05. August sehr nahe an der antreibenden COSMO-DE-Simulation (*Abb. 6.1 b*). Die Unterschiede zwischen den einzelnen FOOT3DK-Simulationen sind kaum zu erkennen und recht gering. Dennoch ist eine etwas realistischere Wiedergabe der Temperatur vor allem am Beginn der Meßperiode zu beobachten, die auch zu einem leicht besseren Trend führt.

Die Betrachtung aller fünf Meßtage (*Tab. 6.1 b*) zeigt eine Abnahme der mittleren absoluten Abweichung von $0,061 \text{ W m}^{-3}$ (COSMO-DE) auf $0,014 \text{ W m}^{-3}$ (F100). Damit bestätigt sich die Erkenntnis, daß die Erhöhung der Auflösung jeweils eine generelle, eindeutig verbesserte Repräsentation der Temperaturtendenz generiert. Dies gilt umso mehr, da die COSMO-DE-Simulationen die Ergebnisse der Flugzeugmessungen für die einzelnen Tage sowohl über- als auch unterschätzen, die zunehmend höher aufgelösten Simulationen aber jeweils eine Veränderung in die richtige Richtung bewirken.

Insgesamt muß festgestellt werden, daß eine Erhöhung der Modellauflösung Verbesserungen bei den lokalzeitlichen Trends der beiden untersuchten atmosphärischen Variablen bewirkt. Dabei sind die Veränderungen bei der spezifischen Feuchte nicht genereller Art, da sowohl Reduzierungen als auch Vergrößerungen der Differenzen zu den Flugzeugmessungen auftreten. Dagegen ist bei der potentiellen Temperatur eine systematisch realistischere Wiedergabe des Zeittrends zu beobachten.

6.2 Turbulente Oberflächenflüsse

Ähnlich wie bei den lokalzeitlichen Tendenzen wird auch bei den turbulenten Oberflächenflüssen von latenter und sensibler Wärme eine Betrachtung des Einflusses unterschiedlicher Modellaufösungen durchgeführt. Dabei werden die Flüsse der F1000- und F250-Läufe mit der gleichen Vorgehensweise berechnet, die auch für den F100-Lauf verwendet wurde. Des weiteren wird das identische Mittelungsgebiet verwendet, um eine weitgehende Vergleichbarkeit zu gewährleisten. Da die COSMO-DE-Antriebsdaten keine turbulenten Flüsse beinhalten, werden im folgenden nur die Ergebnisse aus den Flugzeugmessungen und den drei FOOT3DK-Simulationen verglichen (*Abb. 6.2*).

Bei Betrachtung des latenten Wärmeflusses LE zeigt sich für alle untersuchten Tage und Simulationen eine generelle Überschätzung im Vergleich zu den gemessenen Werten (*Abb. 6.2 a*). Allerdings sind die Abweichungen je nach Auflösung

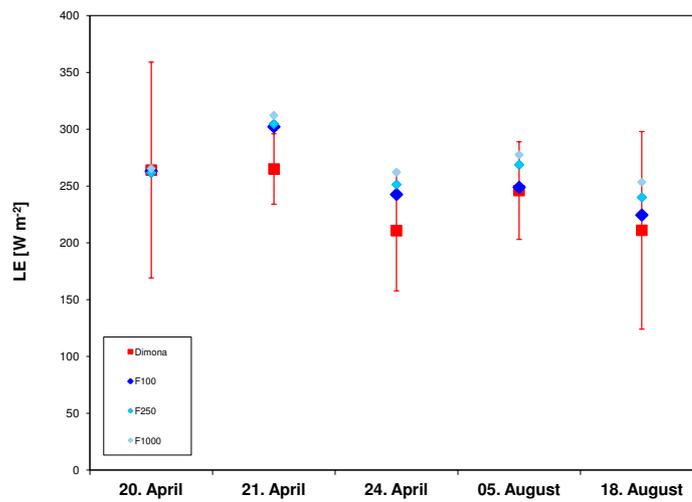
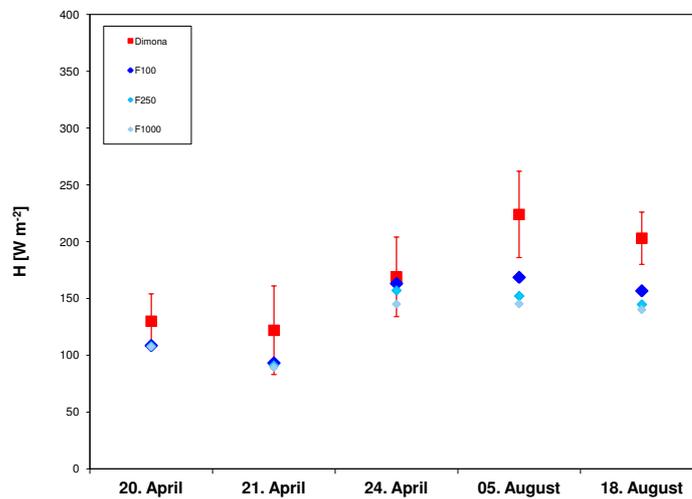
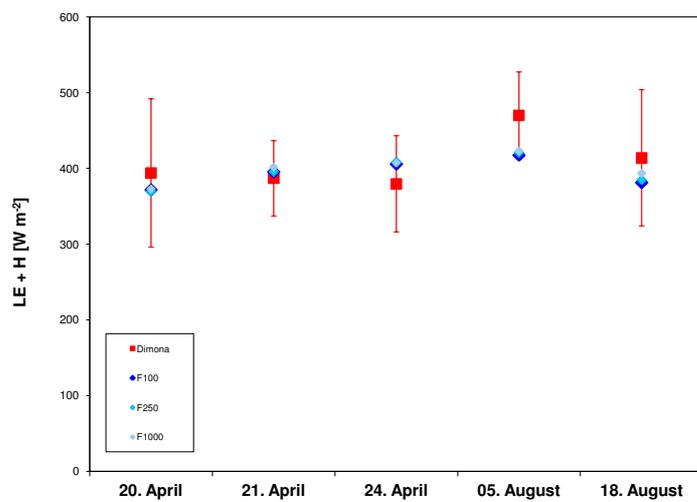
(a) Latente Wärmeflüsse LE (b) Sensible Wärmeflüsse H (c) Summe der turbulenten Wärmeflüsse $LE + H$

Abb. 6.2: Turbulente Oberflächenflüsse LE (oben) und H (Mitte) sowie der Summe $LE + H$ (unten) am 20./21./24. April und 05./18. August 2009 aus Dimona-Flugzeugmessungen mit Fehlerabschätzungen (rot) und aus den FOOT3DK-Simulationen F1000 (hellblau), F250 (mittelblau) sowie F100 (dunkelblau)

verschieden stark ausgeprägt: während die mittlere Abweichung an den fünf Untersuchungstagen für die F1000-Läufe am größten ist ($+ 35 \text{ W m}^{-2}$), reduziert sie sich für die F250-Läufe ($+ 26 \text{ W m}^{-2}$), und ist für die F100-Läufe am geringsten ($+ 17 \text{ W m}^{-2}$). Die relative Überschätzung sinkt somit von 15 % über 11 % auf 7 %.

Für den sensiblen Wärmefluß ergeben sich ähnliche Beobachtungen, allerdings mit umgekehrtem Vorzeichen. So wird H an allen Meßtagen und von allen Simulationen unterschätzt (Abb. 6.2 b). Wieder kann ein Einfluß der Modellauflösung festgestellt werden: die mittlere Differenz zu den gemessenen Flüssen ist am höchsten für die F1000-Läufe ($- 44 \text{ W m}^{-2}$), sinkt für die F250-Läufe ($- 39 \text{ W m}^{-2}$) und wird minimal für die F100-Läufe ($- 32 \text{ W m}^{-2}$). Die relativen Unterschätzungen nehmen hier von 26 % über 23 % auf 19 % ab.

Aus Abb. 6.2 c wird ersichtlich, daß bei den Summen aus LE und H so gut wie kein Auflösungseffekt zu beobachten ist. Dies belegt, daß die Veränderungen bei

DIV (q) [W m^{-3}]	F1000	F250	F100	Dimona
20. April	- 0,297	- 0,294	- 0,297	- 0,312
21. April	- 0,236	- 0,230	- 0,229	- 0,203
24. April	- 0,194	- 0,187	- 0,180	- 0,165
05. August	- 0,294	- 0,287	- 0,266	- 0,266
18. August	- 0,216	- 0,204	- 0,191	- 0,183

(a) Vertikale Divergenz des latenten Wärmeflusses

DIV (Θ) [W m^{-3}]	F1000	F250	F100	Dimona
20. April	- 0,131	- 0,132	- 0,132	- 0,152
21. April	- 0,069	- 0,070	- 0,072	- 0,092
24. April	- 0,114	- 0,122	- 0,127	- 0,129
05. August	- 0,151	- 0,158	- 0,175	- 0,233
18. August	- 0,119	- 0,122	- 0,132	- 0,172

(b) Vertikale Divergenz des sensiblen Wärmeflusses

Tab. 6.2: Vertikale Divergenz der turbulenten Wärmeflüsse LE (oben) und H (unten) am 20./21./24. April und 05./18. August 2009 aus den FOOT3DK-Simulationen F1000 (erste Spalte), F250 (zweite Spalte) und F100 (dritte Spalte) sowie Dimona-Flugzeugmessungen (vierte Spalte); Einheiten jeweils in W m^{-3}

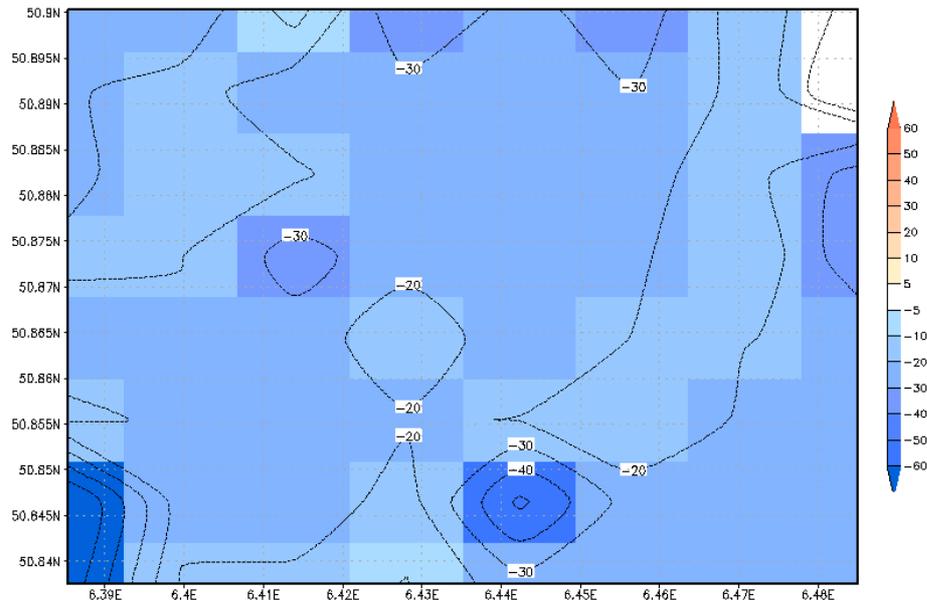
den latenten und sensiblen Wärmeflüssen nicht auf eine Modifizierung des Gesamthaushalts der verfügbaren Energie, sondern auf eine realitätsnähere Aufteilung in LE und H zurückzuführen sind. Die Ergebnisse zeigen somit deutlich, daß die Erhöhung der Modellauflösung zu einer besseren Wiedergabe des Austauschs von Feuchte und Wärme zwischen Boden, Landoberfläche und Atmosphäre beiträgt. Der Einfluß unterschiedlicher Auflösungen auf LE und H ist für alle betrachteten Meßperioden gültig, auch wenn die Ausprägung des Effekts zwischen den einzelnen Tagen schwankt.

Zur Verdeutlichung werden die entsprechenden Divergenzterme der turbulenten Flüsse für die einzelnen Simulationen in *Tab. 6.2* dargestellt. Diese stehen in engem Zusammenhang mit den Oberflächenflüssen und bestätigen daher die Einschätzung, daß sich mit Erhöhung der Modellauflösung jeweils die Abweichungen zwischen simulierten und gemessenen Werten verringern. Dabei ist der Auflösungseffekt nicht an allen Tagen gleich stark ausgeprägt: während zum Beispiel die Divergenz des latenten Wärmeflusses am 20. April in allen Simulationen quasi unverändert erscheint, ist sie am 05. und 18. August in der höher aufgelösten Simulation deutlich realistischer wiedergegeben. Ähnliche Schlußfolgerungen lassen sich für die Divergenz des sensiblen Wärmeflusses ableiten.

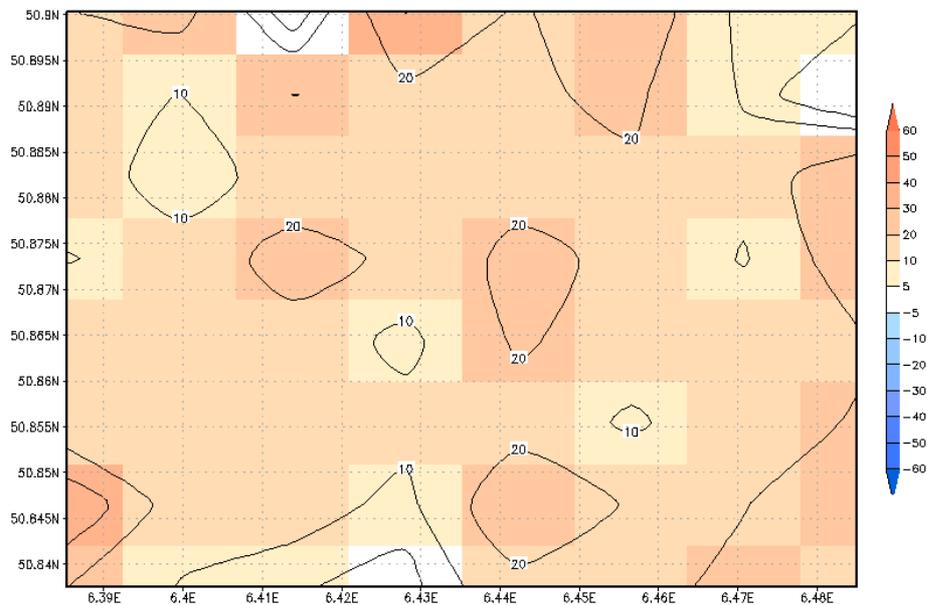
Es stellt sich die Frage, ob die beobachteten Auflösungseffekte auf einer verbesserten Darstellung der mikroskaligen Grenzflächenprozesse beruhen oder ob sie lediglich auf die Oberflächeneigenschaften von bestimmten Landnutzungsklassen zurückzuführen sind. Um diese Frage zu beantworten, werden die Oberflächenflüsse der F100- und F250-Simulationen auf Gittermaschen von 1000 m Auflösung gemittelt, und anschließend horizontale Karten der Flußdifferenzen F100 – F250 und F100 – F1000 erstellt. Die Betrachtung der Differenzkarte F100 – F1000 für den latenten Wärmestrom am 18. August 2009 zeigt deutlich, daß die Erhöhung der Modellauflösung mit abnehmenden LE-Werten im gesamten Modellgebiet einhergeht (*Abb. 6.3 a*). Zwar sind die LE-Differenzen für einzelne Gittermaschen mit sehr spezifischen Landnutzungstypen durchaus unterschiedlich stark ausgeprägt (von -5 W m^{-2} über Tagebau bis zu -60 W m^{-2} über Wasser), der Großteil der Gittermaschen weist jedoch recht einheitliche Differenzen von ca. -25 W m^{-2} auf. Die Ergebnisse für den sensiblen Wärmefluß sind vergleichbar. So belegt die Differenzkarte F100 - F1000 eine durchgehende Zunahme der H-Werte im gesamten Untersuchungsgebiet (*Abb. 6.3 b*). Der durchschnittliche Anstieg beträgt hier ca. $+15 \text{ W m}^{-2}$ bei einer Schwankungsbreite von $+5 \text{ W m}^{-2}$ bis $+30 \text{ W m}^{-2}$.

Dies zeigt deutlich, daß die Auflösungseffekte nicht nur auf den spezifischen Eigenschaften einzelner Landnutzungsklassen basieren, sondern für alle Klassen präsent sind. Daher werden die Änderungen von LE und H auf eine Verringerung des Aggregationseffekts zurückgeführt. Diese Erklärung wird von der Beobachtung unterstützt, daß mehr als die Hälfte der F100-Gittermaschen von jeweils einer einzelnen Landnutzungsklasse dominiert werden (d.h. Flächenanteil $> 80 \%$). Somit

werden bei der F100-Simulation große Teile der Landnutzungsheterogenität explizit aufgelöst und Ungenauigkeiten infolge von inadäquater Mittelung von Oberflächenparametern reduziert, was zu einer realistischeren Wiedergabe der mikroskaligen Prozesse an der Landoberfläche führt.



(a) Differenz $F100 - F1000$ des latenten Wärmeflusses am 18. August 2009



(b) Differenz $F100 - F1000$ des latenten Wärmeflusses am 18. August 2009

Abb. 6.3: Differenz zwischen den FOOT3DK-Simulationen $F100 - F1000$ für die turbulenten Oberflächenflüsse LE (oben) und H (unten) am 18. August 2009

7 Zusammenfassung, Diskussion, Ausblick

7.1 Zusammenfassung

Im Mittelpunkt der vorliegenden Arbeit steht die Abschätzung von Energiehaushalten aus Flugzeugmessungen und Modellsimulationen, wobei insbesondere auf eine Quantifizierung der energetischen Prozesse Wert gelegt wird. Des Weiteren wird der Einfluß unterschiedlicher Modellauflösungen auf die Terme lokalzeitlicher Tendenz und vertikaler Divergenz untersucht. Mit dieser Zielsetzung werden Wärme- und Feuchtehaushalte der atmosphärischen Grenzschicht für fünf konvektive Tage im April und August 2009 über heterogenem Gelände bestimmt. Als Datenbasis dienen Flugzeugmessungen, die im Rahmen der FLUXPAT-Kampagnen 2009 durchgeführt wurden, und Simulationen des mesoskaligen Modells FOOT3DK.

Während zahlreiche Studien Modell- und Meßdaten auf Basis von Punktmessungen oder flächengemittelten Größen vergleichen, erlaubt die Abschätzung von Energiehaushalten eine integrierte Modellvalidierung, welche die dreidimensionale Struktur der energetischen Prozesse der Atmosphäre umfaßt. Durch die Verwendung besonders hoher Auflösungen (100 m) haben Modellsimulationen und räumliche Variabilität des Untersuchungsgebiets eine ähnliche Skala, was einen besseren Vergleich zu Meßdaten ermöglicht.

Die auf Basis der FLUXPAT-Messungen berechneten Haushalte weisen, trotz einiger Unterschiede im Detail, eine Reihe genereller Gemeinsamkeiten für die fünf Untersuchungstage auf. So ist bei den zeitlichen Trends jeweils ein Anstieg der potentiellen Temperatur festzustellen, während bei der spezifischen Feuchte fast immer eine Abnahme zu konstatieren ist. Dabei kann die positive Erwärmungsrate durch die nahezu ungestörte Einstrahlung im vormittäglichen Meßzeitraum erklärt werden. Dagegen ist der negative Feuchtetrend etwas überraschend, da durch die positiven latenten Oberflächenflüsse eher eine Zunahme der atmosphärischen Feuchte zu erwarten wäre. Der beobachtete Rückgang der Feuchte wird daher groß-

teils auf eine horizontale Advektion von trockener Luft in das Untersuchungsgebiet zurückgeführt. Des weiteren bestätigt sich für die untersuchten Zeitperioden, daß die Annahme von linearen Trends eine zulässige Approximation der zeitlichen Änderungen von Feuchte und Wärme darstellt. Die mittleren Werte der aus Flugzeugmessungen abgeleiteten latenten und sensiblen Oberflächenflüsse betragen 239 W m^{-2} bzw. 170 W m^{-2} . Dabei ist LE im April wegen der höheren Bodenfeuchte größer als im August, während sich bei H der umgekehrte Effekt zeigt. Allerdings bleibt festzuhalten, daß an allen fünf Untersuchungstagen der latente den sensiblen Wärmestrom übersteigt. Auf Grund des engen Zusammenhangs zwischen turbulenten Flüssen und vertikalen Divergenzen gelten für letztere vergleichbare Aussagen. Die Advektionsterme werden als Residua der Haushaltsgleichungen bestimmt und zeigen für Feuchte und Wärme unterschiedliche Vorzeichen und Größenordnungen. Während die Feuchteadvektion jeweils stark positive Werte aufweist, was einen Transport trockener Luft in das Untersuchungsgebiet hinein bedeutet, ist die Temperaturadvektion jeweils kleiner und negativ, was eine Zufuhr von Wärme beschreibt. Die Abschätzung von Fehlergrenzen zeigt, daß die Unsicherheiten bei den Feuchtehaushalten jeweils größer sind als bei den Wärmehaushalten. Dies gilt für alle Terme der Haushaltsgleichung. Des weiteren sind die Unsicherheiten bei den Divergenztermen meist größer als bei den zeitlichen Tendenzen.

Bei der Betrachtung der Modellergebnisse zeigt sich, daß die mittleren Werte sowie die Vertikalprofile der atmosphärischen Variablen Feuchte, Temperatur, Windgeschwindigkeit und Windrichtung von den hoch aufgelösten FOOT3DK-Simulationen gut wiedergegeben werden. Dies belegt die Fähigkeit des Modells, die generellen Strukturen und Eigenschaften der ABL für die untersuchten Fallstudien realistisch zu reproduzieren.

Die modellierten Energiehaushalte stehen in weitgehender Übereinstimmung mit den entsprechenden gemessenen Haushalten. Vor allem die zeitlichen Trends der potentiellen Temperatur werden vom Modell akkurat simuliert. Im Gegensatz dazu finden sich bei der spezifischen Feuchte Abweichungen von der Realität, die auf die Start- und Randbedingungen des COSMO-DE-Antriebs zurückgeführt werden (siehe Kap. 7.2).

Die verfügbaren Energien der turbulenten Oberflächenflüsse sind vom Modell wiederum jeweils sehr gut getroffen. Im Mittel aller fünf Tage ergeben sich Unterschiede von nur 4 % (Messungen 409 W m^{-2} , Modell 394 W m^{-2}). Die Aufteilung dieser verfügbaren Energie in latente und sensible Wärme wird vom Modell zwar nicht ganz exakt wiedergegeben, allerdings stimmen die simulierten Flüsse mit den aus Flugzeugmessungen abgeleiteten Flüssen in den meisten Fällen innerhalb der Fehlergrenzen überein. Während LE etwas überschätzt wird (+ 7 %), sind bei H moderate Unterschätzungen zu beobachten (- 19 %). Auf Grund der generell adäquaten Simulation der Flüsse weisen auch die Terme der vertikalen Divergenz ähnlich geringe Abweichungen auf. Ferner sind die Advektionsterme wie bei den Messungen relativ groß, insbesondere die Feuchteadvektion. Die Berechnung der

Unsicherheiten zeigt kleinere Werte als bei den Beobachtungsdaten, was auf die geringere Variabilität in den Modellläufen zurückzuführen ist.

Der Vergleich zwischen unterschiedlichen Modellauflösungen offenbart, daß eine höhere Auflösung oft mit einer realistischeren Wiedergabe der untersuchten Haushaltsterme einhergeht. Dabei liegen die zeitlichen Tendenzen der potentiellen Temperatur systematisch näher an den beobachteten Daten, während bei den Trends der spezifischen Feuchte keine einheitlichen Veränderungen festzustellen sind. Bei den turbulenten Flüssen wiederum ist mit Erhöhung der Auflösung für alle Tage eine generell verbesserte Darstellung zu beobachten: während die Überschätzung der latenten Wärmeflüsse abnimmt, sinkt gleichzeitig die Unterschätzung der sensiblen Flüsse. Insgesamt läßt sich festhalten, daß die F100-Simulationen bei allen Haushaltstermen jeweils die geringsten Unterschiede zur Realität generieren, was die Bedeutung von hoch aufgelösten Modellen für Untersuchungen in der atmosphärischen Grenzschicht unterstreicht.

7.2 Diskussion

Die in Kap. 7.1 zusammengefaßten Ergebnisse werden in diesem Abschnitt detaillierter diskutiert und mit anderen Studien verglichen. Dabei stehen die aus den Flugzeugmessungen berechneten Energiehaushalte in weitgehender Übereinstimmung mit den Resultaten weiterer Haushaltsstudien. Ein Vergleich mit Literaturergebnissen zeigt, daß die auftretenden Erwärmungsraten typisch für Strahlungstage in den mittleren Breiten sind (z.B. *Betts et al., 1990; Grunwald et al., 1996; Maurer und Heinemann, 2006*). Des weiteren sind negative Feuchtetrends keine Seltenheit und werden in zahlreichen Feldexperimenten beobachtet (z.B. *Betts et al., 1992; Maurer und Heinemann, 2006*). Die aus Flugzeugmessungen abgeschätzten turbulenten Flüsse sowie vertikalen Divergenzterme weisen ebenfalls vergleichbare Größenordnungen auf (z.B. *Betts et al., 1990; Grunwald et al., 1996; de Arellano et al., 2004; Maurer und Heinemann, 2006*). Die Aufteilung der verfügbaren Energie in latente und sensible Wärme liegt mit einem Bowen-Verhältnis von 0,71 im typischen Bereich für sommerliche Bedingungen in den gemäßigten Breiten (z.B. *Oke et al., 1982; Kerschgens und Hacker, 1985*). Ferner zeigen Fehlerabschätzungen, daß die Unsicherheiten für die latenten Flüsse stärker als für die sensiblen Flüsse ausgeprägt sind, was ebenfalls in Einklang mit anderen Autoren steht (z.B. *Bange et al., 2002; Maurer und Heinemann, 2006*). Generell können bei der Abschätzung von turbulenten Oberflächenflüssen aus Flugzeugmessungen erhebliche statistische Unsicherheiten auftreten. So beobachten einige Studien eine deutliche Unterschätzung gegenüber flächengemittelten Stationsflüssen (z.B. *Betts et al., 1990; Grunwald et al., 1996*), während andere Autoren keine systematischen Abweichungen feststellen (z.B. *Desjardins et al., 1992; Bange et al., 2002*). Die Advektionsterme der

Haushalte sind relativ groß, verglichen mit den Ergebnissen von Studien über homogenem Terrain (z.B. *Betts et al., 1990*). Allerdings ist eine stärkere Advektion typisch für heterogene Oberflächen (z.B. *Grunwald et al., 1996*). Des Weiteren befinden sich zwei große Tagebaugebiete am westlichen und nordöstlichen Rand des Flugmusters, die durch ihren trockenen und vegetationsarmen Charakter zur Advektion von warmer und trockener Luft beitragen können.

Das mesoskalige Modell FOOT3DK erweist sich als geeignet, Struktur und Eigenschaften der atmosphärischen Grenzschicht in guter Übereinstimmung mit beobachteten Daten zu reproduzieren. Die ebenfalls realistische Wiedergabe der Haushalte von Feuchte und Wärme ermöglicht eine detaillierte Untersuchung einzelner Aspekte der energetischen Prozesse. Dabei werden nicht alle Terme der Haushaltsgleichungen, d.h. vertikale Divergenz, zeitliche Tendenz und horizontale Advektion, gleichermaßen gut simuliert.

So sind die Gesamthaushalte der verfügbaren Energie jeweils sehr gut getroffen und auch die Aufteilung in latente und sensible Oberflächenflüsse stimmt weitgehend mit der Realität überein. Die moderaten Abweichungen lassen sich leicht durch Randbedingungen z.B. etwaige Ungenauigkeiten der Bodenfeuchte erklären. Der in anderen Studien durchgeführte Vergleich von modellierten mit gemessenen Flüssen zeigt eine große Schwankungsbreite der Übereinstimmung. So findet sich bei *Mengelkamp et al. (2006)* eine Gegenüberstellung von Simulationen verschiedener Modelle bzw. Modellversionen mit gemessenen Flüssen des LITFASS-Feldexperiments. Dabei zeigen nur hoch aufgelöste FOOT3DK-Simulationen (250 m) und optimierte LM-Simulationen (atmosphärische Auflösung 7 km, Oberflächenauflösung 1 km) zufriedenstellende Resultate, während REMO-Simulationen mit 18 km Auflösung den Fluß latenter Wärme dramatisch überschätzen. Auch *Braun et al. (2001)* stellen teilweise erhebliche Defizite der modellierten latenten Flüsse fest (LM-Modell mit 2,8 km Auflösung), die sie durch eine Assimilation von Niederschlag und Einstrahlung in das zugehörige SVAT-Modul deutlich reduzieren können. Ähnliche Effekte werden von *Ament und Simmer (2006)* berichtet, die die Bedeutung einer detaillierten und adäquaten Bodenfeuchteanalyse für die Generierung realistischer turbulenter Austauschprozesse belegen. Beim Vergleich von Oberflächenflüssen aus LM-Simulationen und Flugzeugmessungen im Rahmen der REEEFA-Meßkampagne (*Maurer und Heinemann, 2006*) zeigen sich deutliche Abweichungen insbesondere für die latente Wärme, die für einzelne Modellgitterpunkte mehr als 100 W m^{-2} betragen. Daher kann festgehalten werden, daß die im Rahmen der vorliegenden Arbeit festgestellten Unterschiede zwischen modellierten und gemessenen Flüssen vergleichsweise gering ausfallen, was die Belastbarkeit der Ergebnisse unterstreicht.

Die von FOOT3DK simulierten zeitlichen Trends weisen eine unterschiedliche Güte auf. Während die Erwärmungsraten für alle Tage sehr gut reproduziert werden, zeigen die Feuchtetrends teilweise deutliche Abweichungen von den beobachteten

Werten. Hier spielt eine Rolle, daß die Zeittendenzen zu den Termen der Haushaltsgleichung gehören, die nicht nur von den Bedingungen im betrachteten Gebiet, sondern in erheblichem Maß auch von der größeren Skala (synoptische Situation, COSMO-DE) bestimmt werden. Aus diesem Grund erhöht hier insbesondere die begrenzte Ausdehnung des Untersuchungsgebiets die Bedeutung von advehierten Luftmassen. Da die Feuchteadvektion jeweils deutlich stärker als die Temperaturadvektion ausfällt, ist der Einfluß auf den atmosphärischen Feuchtetrend am größten. Des weiteren weist die Feuchte eine große Sensibilität gegenüber räumlichen Variabilitäten der Oberfläche auf (z.B. Unterschiede zwischen See und Tagebau), während bei der atmosphärischen Temperaturentwicklung die solare Einstrahlung den bestimmenden Faktor ausmacht. Literaturergebnisse belegen die einfachere Wiedergabe der Temperaturentwicklung, insbesondere während der vormittäglichen Erwärmungsperiode an Strahlungstagen (z.B. *Braun et al., 2001*).

Schlußendlich sind die im Rahmen dieser Arbeit bestimmten Feuchte- und Temperaturadvektionen als Residua von vertikaler Divergenz und lokalzeitlicher Tendenz abgeschätzt, weshalb sich eine gesonderte Diskussion dieser Terme erübrigt. Die einzige dem Autor bekannte Studie, die eine Abschätzung des Advektionsterms aus Modellsimulationen beinhaltet, ist die Arbeit von *de Arellano et al. (2004)*, in der dieser Term zusammen mit Zeittrends und turbulenten Flüssen aus Messungen zur Schließung von Energiehaushalten verwendet wird.

Die Berechnung der Energiehaushalte für unterschiedliche Modellsimulationen zeigt, daß die Erhöhung der Modellauflösung zu einer realistischeren Wiedergabe der energetischen Prozesse führt. Dabei sind die beobachteten Veränderungen für fast alle Haushaltsterme systematischer Natur und können auf eine Reduzierung des Aggregationseffekts zurückgeführt werden (siehe Kap. 6.2). Während dessen Bedeutung bei der Beschreibung der subskaligen Heterogenität für globale und mesoskalige Modelle von zahlreichen Studien bestätigt wird (z.B. *Schlünzen und Katzfey, 2003; Heinemann und Kerschgens, 2005; 2006; Ament und Simmer, 2006*), belegen die hoch aufgelösten FOOT3DK-Simulationen, daß der Einfluß der Aggregation auch für Skalenbereiche zwischen 1000 m und 100 m wirksam ist. Dies kann mit der Struktur der Heterogenität des Untersuchungsgebiets begründet werden, die eine typische räumliche Variabilität von 100 m aufweist. Die Präsenz des Aggregationseffekts für den untersuchten Skalenbereich ist auch in Hinblick auf die Tatsache bedeutsam, daß in zahlreichen Arbeiten hoch aufgelöste Simulationen als Referenz für mesoskalige Modellstudien benutzt werden (z.B. *Ament und Simmer, 2006*: Referenzauflösung 1 km). Je nach räumlicher Heterogenität des Untergrunds könnte folglich eine Verwendung höher aufgelöster Referenzläufe empfehlenswert sein.

Während sich der Aggregationseffekt direkt auf die turbulenten Oberflächenflüsse auswirkt, ist sein Einfluß auf die atmosphärischen Variablen in Flughöhe geringer, da hier zusätzliche Terme wie die Advektion auftreten. Aus diesem Grund sind für die Bestimmung der lokalzeitlichen Tendenzen adäquate Anfangs- und Randbedingungen von größter Bedeutung, da diese die synoptische Situation im Modell vor-

geben. Der Einfluß des Untergrunds kann die atmosphärischen Bedingungen dann nicht mehr stark verändern, sondern nur noch etwas modifizieren. Die Ergebnisse geben folglich Grund zu der Annahme, daß die Zeittrends und Advektionsterme vor allem durch mesoskaligen Antrieb kontrolliert werden, während die turbulenten Oberflächenflüsse und die entsprechenden Divergenzterme hauptsächlich durch mikroskalige Prozesse beeinflußt sind.

7.3 Schlußbemerkung und Ausblick

Die vorgestellten Resultate unterstreichen die Relevanz von numerischen Modellsimulationen bei der Untersuchung von energetischen Prozessen in der Grenzschicht. Die Fähigkeit hoch aufgelöster mesoskaliger Modelle zur realistischen Abschätzung von Energiehaushalten der ABL wird demonstriert. Des weiteren kann gezeigt werden, daß die Haushaltmethode einen geeigneten Ansatz für die Evaluation des Energieaustauschs zwischen Boden und Atmosphäre darstellt. Dabei weisen die aufgedeckten Zusammenhänge eine in sich schlüssige und nachvollziehbare Struktur auf.

Die aus den Flugzeugmessungen erzielten Ergebnisse stehen, soweit eine Vergleichbarkeit gegeben ist, in weitgehender Übereinstimmung mit ähnlichen Untersuchungen. Dennoch muß berücksichtigt werden, daß in der vorliegenden Arbeit auf Grund der horizontal und vertikal begrenzten FLUXPAT-Datenbasis mehrere Annahmen für die Berechnung der Haushalte getroffen werden mußten (z.B. lineare vertikale Flußprofile und verschwindende Flüsse an der Obergrenze der ABL), wobei die Gültigkeit dieser Annahmen nicht für alle Situationen gewährleistet ist. Im Falle von Null verschiedener „Entrainment“-Flüsse könnte dies zu veränderten vertikalen Divergenzen führen. Deshalb sollten zukünftige Flugzeugkampagnen einige Veränderungen des Meßkonzepts in Betracht ziehen, um die Belastbarkeit der Ergebnisse zu erhöhen. Zum einen wäre die Durchführung größerer Flugmuster von Vorteil, um eine explizite Berechnung der Advektionsterme zu ermöglichen (z.B. *Betts et al., 1990*). Des weiteren würden Meßflüge in mehreren Flughöhen eine direkte Abschätzung der vertikalen Flußprofile erlauben. Die zusätzliche Bestimmung repräsentativer Oberflächenflüsse aus bodengebundenen Stationen bzw. Fernerkundungsinstrumenten könnte schlußendlich als weitere Validierungsoption dienen.

Auch bei den Resultaten der FOOT3DK-Simulationen muß beachtet werden, daß die vorliegende Arbeit nur eine Sensitivitätsstudie darstellt, die vom verwendeten Modell und den gegebenen Parametrisierungen abhängt und damit den grundsätzlichen Einschränkungen jeder Simulation unterliegt. Eine Berechnung von Energiehaushalten auf Basis weiterer meso- oder mikroskaliger Modelle bzw. verschiedener SVAT-Schemata würde die Aussagekraft der Ergebnisse erhöhen und eine Abschät-

zung vorhandener Unsicherheiten ermöglichen.

Neben diesen sehr grundsätzlichen Aspekten gilt es noch weitere Punkte zu berücksichtigen, die für eine adäquate Simulation atmosphärischer Größen mit Hilfe von hoch aufgelösten Modellen wichtig sind. Dabei ist vor allem die Existenz realistischer Antriebsdaten und Oberflächenparameter von großer Bedeutung. Im Falle nicht ausreichender oder fehlerhafter Randbedingungen kann ein Modell trotz genereller Eignung und angepaßter Parametrisierungen keine zufriedenstellende Wiedergabe der atmosphärischen Situation generieren. Allerdings stellt es eine prinzipielle Schwierigkeit des dynamischen „downscalings“ dar, die für das feiner aufgelöste Modell in der gewünschten Genauigkeit und Güte benötigten Oberflächenparameter aus dem übergeordneten Modell zur Verfügung gestellt zu bekommen (z.B. *Wilby und Wigley, 1997*).

Ein Gesamtziel des Projekts TR32 ist eine verbesserte Beschreibung der Wasser-, CO₂- und Energietransfers in der atmosphärischen Grenzschicht. Die von *Reyers et al. (2010)* durchgeführte Implementierung eines Photosynthesemodells in FOOT3DK erlaubt die Betrachtung des Kohlendioxid-Austauschs zwischen Boden und Atmosphäre. Daher wird es in Zukunft mit dem Modell möglich sein, neben den Haushalten von latenter und sensibler Energie auch die CO₂-Haushalte zu bestimmen. Allerdings ist gerade für diese Größe das Vorhandensein adäquater Randbedingungen sowie die Beschreibung anthropogener Quellen und Senken von entscheidender Relevanz.

Erste Ergebnisse der Abschätzung von CO₂-Haushalten im Rahmen der FLUXPAT-Kampagne 2009 deuten auf deutliche Differenzen zwischen gemessenen und simulierten Termen hin. Dabei erweist sich v.a. die Initialisierung des Modells mit einem vertikalen CO₂-Profil als Problem, da eine große zeitliche Distanz zwischen Messung des Profils (9 UTC) und Initialisierung des Modells (3 UTC) liegt. Während dieser Zeitspanne kann der atmosphärische CO₂-Gehalt erheblich variieren, was zum Antrieb der Simulationen mit inaktuellen Daten und zu einer Diskrepanz der Resultate führt. Des weiteren befinden sich in der Umgebung des Untersuchungsgebiets zahlreiche anthropogene Kohlendioxid-Quellen (Kohlekraftwerke, Städte, Autobahnen), welche zwar in die Messungen eingehen, von den Modellsimulationen jedoch nicht erfaßt werden. Dies kann ebenfalls veränderte Ergebnisse z.B. des Zeittrends bewirken und unterstreicht noch einmal die Bedeutung adäquater Randbedingungen. Es empfiehlt sich ferner, die Berechnung von CO₂-Haushalten in Regionen mit geringerer anthropogener Exposition durchzuführen.

Literaturverzeichnis

Ament F., Simmer C., 2006: Improved representation of land surface heterogeneity in a non-hydrostatic numerical weather prediction model. *Boundary-Layer Meteorol.*, **121**: 153-174.

André J. und Koautoren, 1988: Evaporation over land surfaces: First results from HAPEX-MOBILHY special observation period. *Ann. Geophys.*, **6**: 477-492.

Arain A.M., Michaud J., Shuttleworth W.J., Dolman A.J., 1996: Testing of vegetation parameter aggregation rules applicable to the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) and the FIFE site. *J. Hydrol.*, **177(1-2)**: 1-22.

Avissar R., Pielke R.A., 1989: A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric models and its impact on regional meteorology. *Mon. Wea. Rev.*, **117**: 2113-2134.

Avissar R., Schmidt T., 1998: An evaluation of the scale at which ground-surface heat flux patchiness affects the convective boundary layer using large-eddy simulations. *J. Atmos. Sci.*, **55**: 2666-2689.

Baldauf M., Förstner J., Klink S., Reinhardt T., Schraff C., Seiffert A., Stephan K., 2009: Kurze Beschreibung des Lokal-Modells Kürzesfrist COSMO-DE (LMK) und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD. *Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung, Offenbach, Germany*, 72 S.

Baldocchi D.D. und Koautoren, 2001: FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor and energy flux densities. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**: 2415-2434.

Bange J., Beyrich F., Engelbart D., 2002: Airborne measurements of turbulent fluxes during LITFASS-98: Comparison with ground measurements and remote sensing in a case study. *Theor. Appl. Climatol.*, **73**: 35-51.

- Bermejo R., Staniforth A.**, 1992: The Conversion of Semi-Lagrangian Advection Schemes to Quasi-Monotone Schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **120**: 2622-2632.
- Betts A.K., Desjardins R.L., MacPherson J.I., Kelly R.D.**, 1990: Boundary Layer Heat and Moisture Budgets from FIFE. *Boundary-Layer Meteorol.*, **50**: 109-138.
- Betts, A.K., Desjardins R. L., MacPherson J.I.**, 1992: Budget Analysis of the Boundary Layer Grid Flights During FIFE 1987. *J. Geophys. Res.*, **97(D17)**: 533-546.
- Betts A.K., Ball J.H., Beljaars A.C.M., Miller M.J., Viterbo P.A.**, 1996: The land surface-atmosphere interaction: A review based on observational and global modeling perspectives. *J. Geophys. Res.*, **101(D3)**: 7209-7225.
- Beyrich F., Herzog H.-J., Neisser J.**, 2002a: The LITFASS project of DWD and the LITFASS-98 Experiment: The project strategy and the experimental setup. *Theor. Appl. Climatol.*, **73**: 3-18.
- Beyrich F., Richter S.H., Weisensee U., Kohsiek W., Lohse H., de Bruin H.A.R., Foken T., Göckede M., Berger F., Vogt R., Batchvarova E.**, 2002b: Experimental determination of turbulent fluxes over the heterogeneous LITFASS area: Selected results from the LITFASS-98 experiment. *Theor. Appl. Climatol.*, **73**: 19-34.
- Blackadar A.K.**, 1962: The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **67**: 3095-3102.
- Bogena H., Kunkel R., Montzka C., Wendland F.**, 2005: Uncertainties in the simulation of groundwater recharge at different scales. *Adv. Geosci.*, **5**: 25-30.
- Bolle H.-J., und Koautoren**, 1993: EFEDA: European field experiment in a desertification-threatened area. *Ann. Geophys.*, **11**: 173-189.
- Born K.**, 1989: FOOT - Ein Dreischichtenmodell auf der Basis von REWIMET zur Simulation der dynamischen Grenzschicht. *Nicht veröffentlichte Diplomarbeit am Meteorologischen Institut der Universität Bonn.*
- Braun P., Maurer B., Müller G., Gross P., Heinemann G., Simmer C.**, 2001 An integrated approach for the determination of regional evapotranspiration using mesoscale modelling, remote sensing and boundary layer measurements. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **76**: 83-105.

Brock F.V., Crawford K.C., Elliott R.L., Cuperus G.W., Stadler S.J., Johnson H.L., Eilts M.D., 1995: The Oklahoma Mesonet: A Technical Overview. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **12**: 5-19.

Brücher W., 1997: Numerische Studien zum Mehrfachnesting mit einem nichthydrostatischen Modell. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*, Heft **115**.

Brücher W., Kessler C. Kerschgens M., Ebel A., 2001: Simulation of traffic-induced air pollution on regional to local scales. *Atmos. Environ.*, **34 (27)**: 4675-4681.

Brücher W., Sogalla M., Kerschgens M., 2003: FOOT3DK-Handbuch für Version 3.10: Modell, Tools und Klimatologiemodul. *Institut für Geophysik und Meteorologie*.

Büttner G., Feranec J., Jaffrain G., Mari L., Maucha G., Soukup T., 2004: The European CORINE land cover 2000 project. *Paper presented at the XXth Congress of ISPRS*, 12-13 July 2004, Istanbul, Turkey.

Calvet J.-C. und Koautoren, 1999: Murex: A land-surface field experiment to study the annual cycle of the energy and water budgets. *Ann. Geophys.*, **17**: 838-854.

Chamecki M., Meneveau C., Parlange M., 2007: The local structure of atmospheric turbulence and its effect on the Smagorinsky model for Large Eddy Simulation. *J. Atmos. Sci.*, **64**: 1941-1958.

Clapp R.B., Hornberger G.M., 1978: Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties. *Water Resour. Res.*, **14(4)**: 601-604.

Clarke R.H., Dyer A.J., Brook R.R., Reid D.G., Troup A.J., 1971: The Wangara experiment: Boundary layer data. *Tech. Paper*, **19**, Div. Meteor. Phys. CSIRO, Australia.

de Arellano J.V.-G., Gioli B., Miglietta F., Jonker H.J.J., Klein Baltink H., Hutjes R.W.A., Holtslag A.A.M., 2004: Entrainment process of carbon dioxide in the atmospheric boundary layer. *J. Geophys. Res.*, **109**, D18110, DOI:10.1029/2004JD004725.

de Pury D.G.G., Farquhar G.D., 1997: Simple scaling of photosynthesis from leaves to canopies without the errors of big-leaf models. *Plant Cell Environ.*, **20**: 537-557.

- Desjardins R.L., MacPherson J.I., Betts A.K., Schuepp P.H., Grossman R.**, 1988: Divergence of CO₂, Latent and Sensible Heat Fluxes: A Case Study. *Proceedings on Lower Tropospheric Profiling: Needs and Technologies*, Boulder, CO, 71-72.
- Desjardins R.L., Hart R., MacPherson J.I., Schuepp P.H., Verma S.**, 1992: Aircraft- and Tower-Based Fluxes of Carbon Dioxide, Latent, and Sensible Heat. *J. Geophys. Res.*, **97(D17)**: 18477-18485.
- Duan Q. und Koautoren**, 2006: Model parameter estimation experiment (MOPEX): an overview of science strategy and major results from the second and third workshops. *J. Hydrol.*, **320**: 3-17.
- Dunst M.**, 1980: Ergebnisse von Modellrechnungen zur Ausbreitung von Stoffbeimengungen in der planetarischen Grenzschicht. *Z. Meteorol.*, **30**: 47-59.
- Farquhar G.D., von Caemmerer S., Berry J.A.**, 1980: A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C3-species. *Planta*, **149**: 78-90.
- Foken T.**, 2003: Angewandte Meteorologie, Mikrometeorologische Methoden. *Heidelberg: Springer*, 289 S.
- Friedrich K., Mölders N., Tetzlaff G.**, 2000: On the Influence of Surface Heterogeneity on the Bowen-Ratio: A Theoretical case study. *Theor. Appl. Climatol.*, **65**: 181-198.
- Garratt J.R.**, 1992: The atmospheric boundary layer. *Cambridge: Cambridge University Press*, 316 S.
- Garratt J.R.**, 1993: Sensitivity of climate simulations to land-surface and atmospheric boundary-layer treatments - a review. *J. Climate*, **6**: 419-449.
- Giorgi F., Avissar R.**, 1997: Representation of heterogeneity effects in earth system modeling: experience from land surface modeling. *Rev. Geophys.*, **35**: 413-438.
- Goutorbe J.-P. und Koautoren**, 1994: HAPEX-Sahel: A large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Ann. Geophys.*, **12**: 53-64.
- Graber W.K., Neininger B., Furger M.**, 1998: Water vapour exchange between an Alpine ecosystem and the atmosphere. *Environ. Modell. Softw.*, **13**: 353-360.
- Grunwald J., Kalthoff N., Corsmeier U., Fiedler F.**, 1996: Comparison of areally averaged turbulent fluxes over nonhomogeneous terrain: Results from the EFEDA-Field experiment. *Boundary-Layer Meteorol.*, **77**: 105-134.

-
- Halldin S., Gottschalk L., van de Griend A.A., Gryning S.E., Heikinheimo M., Högström U., Jochum A., Lundin L.C.**, 1998: NOPEX – a northern hemisphere climate processes land surface experiment. *J. Hydrol.*, **212-213**: 172-187.
- Halldin S., Gryning S.E., Lloyd C.R.**, 2001: Land-surface/atmosphere exchange in high-latitude landscapes. *Theor. Appl. Climatol.*, **70** (Special Issue): 1-3.
- Heinemann G.**, 2003: Forcing and feedback mechanisms between the katabatic wind and sea ice in the coastal areas of polar ice sheets. *J. Atmos. Ocean Sci.*, **9(4)**: 169-201.
- Heinemann G., Kerschgens M.**, 2005: Comparison of methods for area-averaging surface energy fluxes over heterogeneous land surfaces using high-resolution non-hydrostatic simulations. *Int. J. Climatol.*, **25**: 379-403.
- Heinemann G., Kerschgens M.**, 2006: Simulation of surface energy fluxes using high-resolution non-hydrostatic simulations and comparisons with measurements for the LITFASS-2003 experiment. *Boundary-Layer Meteorol.*, **121**: 195-220.
- Houborg R.M., Soegaard H.**, 2004: Regional simulation of ecosystem CO₂ and water vapor exchange for agricultural land using NOAA AVHRR and Terra MODIS satellite data. Application to Zealand, Denmark. *Remote Sens. Environ.*, **93**: 150-167.
- Hu Z., Islam S., Jiang L.**, 1999: Approaches for Aggregating Heterogeneous Surface Parameters and Fluxes for Mesoscale and Climate Models. *Boundary-Layer Meteorol.*, **93**: 313-336.
- Hübener H., Schmidt M., Sogalla M., Kerschgens M.**, 2005: Simulating Evapotranspiration in a Semi-Arid Environment. *Theor. Appl. Climatol.*, **80**: 153-167.
- Jacobsen I., Heise E.**, 1982: A new economic method for the computation of the surface temperature in numerical models. *Beitr. Phys. Atmos.*, **55**: 128-141.
- Jarvis P.**, 1976: The interpretation of leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, **273B**: 593-610.
- Kaimal J.C., Finnigan J.J.**, 1994: Atmospheric Boundary Layer Flows. *New York: Oxford University Press*, 294 S.
- Kerschgens M.J., Hacker J.M.**, 1985: On the energy budget of the convective boundary layer over an urban and rural environment. *Beitr. Phys. Atmos.*, **58**: 171-185.

- Kerschgens M.J., Drauschke R.L.**, 1986: On the energy budget of a wintry mid-latitude city atmosphere. *Beitr. Phys. Atmos.*, **59**: 115-125.
- Koster R.D., Suarez M.J.**, 1992: A Comparative Analysis of Two land Surface Heterogeneity Representations. *J. Climate*, **5(12)**: 1379-1390.
- LeMone M.A und Koautoren**, 2000: Land-atmosphere interaction research, early results and opportunities in the Walnut river watershed in southeast Kansas: CASES and ABLE. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **81**: 757-779.
- Lhomme J.P., Chehbouni A., Monteny B.**, 1994: Effective parameters of surface-energy balance in heterogeneous landscape. *Boundary-Layer Meteorol.*, **71**: 297-309.
- Lilly D.K.**, 1967: The representation of small-scale turbulence in numerical simulation experiments. *Proc. IBM Scientific Computing Symp. on Environmental Sciences, Yorktown Heights, NY, IBM*, 195-209.
- Louis J.F.**, 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorol.*, **17**: 187-202.
- Mahrer Y., Pielke R.A.**, 1977: A numerical study of the airflow over irregular terrain. *Beitr. Phys. Atmos.*, **50**: 98-113.
- Maurer B., Heinemann G.**, 2006: Validation of the Lokal-Modell over heterogeneous land surfaces using aircraft-based measurements of the REEEFA experiment and comparison with micro-scale simulations. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **91**: 107-128.
- Mellor G.L., Yamada T.**, 1982: Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**: 851-875.
- Mengelkamp H.-T. und Koautoren**, 2006: Evaporation over a heterogeneous land surface: the EVA-GRIPS project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **87**: 775-786.
- Mesinger F., Arakawa A.**, 1976: Numerical Methods Used in Atmospheric Models. *GARP Publication Series*, **17**: 1-64.
- Mölders N., Raabe A.**, 1996: Numerical investigations on the influence of subgrid-scale surface heterogeneity on evapotranspiration and cloud processes. *J. Appl. Meteorol.*, **35**: 782-795.
- Mölders N., Raabe A., Tetzlaff G.**, 1996: A comparison of two strategies on land surface heterogeneity used in a mesoscale β meteorological model. *Tellus*, **48A**: 733-749.

Monin A.S., Obukhov A.M., 1954: Basic Laws of Turbulent Mixing in the Ground Layer of the Atmosphere. *Trans. Geophys. Inst. Akad. Nauk USSR*, **151**: 163-187.

Neininger B., Fuchs W., Baeumle M., Volz-Thomas A., Prevot A.S.H., Dommen J., 2001: A small aircraft for more than just ozone: MetAir's 'Dimona' after ten years of evolving development. Paper presented at the *11th Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Am. Meteorol. Soc., Albuquerque, NM.

Niyogi D., Alapaty K., Raman S., Chen F., 2009: Development and Evaluation of a coupled Photosynthesis - Based Gas Exchange Evapotranspiration Model (GEM) for Mesoscale Weather Forecasting Applications. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **48**: 349-368.

Noilhan J., Planton S., 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**: 536-549.

Noilhan J., Lacarrere P., Dolman A.J., Blyth E.M., 1997: Defining area-average parameters in meteorological models for land surfaces with mesoscale heterogeneity. *J. Hydrol.*, **190**: 302-316.

Oke T.R., 1982: The energetic basis of the urban heat island. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **108**: 1-24.

Orlanski I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **56**: 527-530.

Peixoto J.P., Oort A.H., 1993: Physics of Climate. *New York: Amer. Inst. Physics*, 520 S.

Pinto J.G., Neuhaus C.P., Krüger A., Kerschgens M., 2009: Assessment of the Wind Gust Estimates Method in Mesoscale Modelling of Storm Events over West Germany. *Meteorol. Z.*, **18**: 495-506.

Reyers M., Krüger A., Werner C., Pinto J.G., Zacharias S., Kerschgens M., 2010: The simulation of the opposing fluxes of latent heat and CO₂ over various land use types – coupling a gas exchange model to a mesoscale atmospheric model. *Boundary-Layer Meteorol.*, accepted.

Roy S.B., Weaver C.P., Nolan D.S., Avissar R., 2003: A preferred scale for landscape forced mesoscale circulations? *J. Geophys. Res.*, **108(D22)**, DOI:10.1029/2002JD003097.

- Schaller E.**, 1983: Synoptic forcing of the planetary boundary layer – A case study from the PUKK experiment. *Beitr. Phys. Atmos.*, **56**: 382-398.
- Schlünzen K.H., Katzfey J.J.**, 2003: Relevance of sub-grid-scale land use effects for mesoscale models. *Tellus*, **55A**: 232-246.
- Schmitgen S., Gei H., Ciais P., Neininger B., Brunet Y., Reichstein M., Kley D., Volz-Thomas A.**, 2004: Carbon dioxide uptake of a forested region in southwest France derived from airborne CO₂ and CO measurements in a quasi-lagrangian experiment. *J. Geophys. Res.*, **109(D14)**, DOI:10.1029/2003JD004335.
- Sellers P.J., Hall F.G., Asrar G., Strebel G., Murphy R.E.**, 1988: The First ISLSCP Field Experiment (FIFE). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **69**: 22-27.
- Sellers P., Hall F., Margolis H., Kelly B., Baldocchi D., den Hartog G., Cihlar J., Ryan M.G., Doodison B., Crill P., Ranson K.J., Lettenmaier D., Wickland D.E.**, 1995: The Boreal Ecosystem–Atmosphere Study (BOREAS): an overview and early results from the 1994 field year. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **76**: 1549-1557.
- Shao Y., Sogalla M., Kerschgens M., Brücher W.**, 2001: Effects of land-surface heterogeneity upon surface fluxes and turbulent conditions. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **78**: 157-181.
- Sogalla M., Krüger A., Kerschgens M.**, 2006: Mesoscale modelling of interactions between rainfall and the land surface in West Africa. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **91**: 211-221.
- Steppeler J., Doms G., Schättler U., Bitzer H., Gassmann A., Damrath U.**, 2003: Meso-gamma scale forecasts using the non-hydrostatic model LM. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **82**: 75-96.
- Stull R.B.**, 1988: An introduction to boundary-layer meteorology. *Dordrecht: Kluwer Academic Publishers*, 666 S.
- Tag P.M., Murray F.W., Kvenig L.R.**, 1979: A comparison of several forms of Eddy viscosity parameterization in a two-dimensional cloud model. *J. Appl. Meteorol.*, **19**: 1429-1441.
- van Zyl J.J.**, 2001: The Shuttle Radar Topography Mission: A breakthrough in remote sensing of topography. *Acta Astronaut.*, **58(5-12)**: 559-565.
- Waldhoff G.**, 2010: Land use classification of 2009 for the Rur catchment. DOI: 10.1594/GFZ.TR32.1

Wilby R.L., Wigley T.M.L., 1997: Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Prog. Phys. Geog.*, **21**: 530-548.

Wilks D.S., 1995: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. *San Diego: Academic Press*, 467 S.

Yamada T., Mellor G.L., 1975: A Simulation of the Wangara Atmospheric Boundary Layer Data. *J. Atmos. Sci.*, **32**: 2309-2329.

Danksagung

Zunächst möchte ich an dieser Stelle Herrn Prof. Dr. Michael Kerschgens für die Vergabe des interessanten Themas danken. Ohne seine freundliche Betreuung und die vielen wertvollen Anregungen wäre die Erstellung dieser Arbeit nicht möglich gewesen. Ebenfalls gilt mein Dank Frau Prof. Dr. Susanne Crewell für die Begutachtung und Unterstützung der vorliegenden Arbeit.

Besonders bedanken möchte ich mich bei Dr. Joaquim Pinto für seine konstruktive Kritik und die zahlreichen hilfreichen Tips und Hinweise. Ebenfalls hervorheben möchte ich Mark Reyers und Martina Klose, die mich mit Diskussionen und Anregungen unterstützten bzw. viel Zeit für das Korrekturlesen dieser Arbeit aufbrachten. Weiterhin gilt mein Dank allen Kolleginnen und Kollegen des Instituts, die für ein angenehmes Arbeitsklima gesorgt haben und einem bei Problemen stets mit Rat und Tat zur Seite stehen.

Des weiteren danke ich allen TR32-Mitarbeitern, vor allem Annika Schomburg, Guido Waldhoff, Constanze Curdt sowie unzähligen weiteren, für die angenehme interdisziplinäre Zusammenarbeit und die unkomplizierte Hilfe bei der Bereitstellung von Modell- und Meßdaten. Ein besonderer Dank gebührt Dr. Jan Schween und Christoph Selbach für die Aufbereitung der Flugzeugmeßdaten und ihre tatkräftige Unterstützung bei Fragen und Problemen.

Schließlich richtet sich mein ganz persönlicher Dank an alle Menschen - insbesondere meine Eltern und Freunde -, die mich während der Entstehungsphase dieser Arbeit in vielfältiger Weise unterstützt und ermutigt haben.

Die vorliegende Arbeit wurde gefördert von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) im Rahmen des Teilprojektes D1 des Sonderforschungsbereichs Transregio 32.

Erklärung

Ich versichere, daß ich die von mir vorgelegte Dissertation selbständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit - einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen -, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; daß diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; daß sie - abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen - noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, daß ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluß des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde. Die Bestimmungen der Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von Prof. Dr. M. Kerschgens betreut worden.

Teilpublikationen:

- Zacharias S., Reyers M., Kerschgens M., 2008: Modelling of time-space patterns of energy and mass fluxes over heterogeneous land surfaces. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, 07212, SRef-ID: EGU2008-A-07212 (Tagungsbeitrag)
- Zacharias S., Reyers M., Schween J.H., Selbach C., Crewell S., Kerschgens M., 2010: Energiehaushalte von Wärme und Feuchte – Validierung mesoskaliger Modellsimulationen gegenüber Flugzeugmessungen. *DACH2010*, SRef-ID: DACH2010-A-00230 (Tagungsbeitrag)

Ich versichere, daß ich alle gemachten Angaben wahrheitsgemäß nach bestem Wissen und Gewissen gemacht habe und verpflichte mich, jedmögliche, die obigen Angaben betreffenden Veränderungen dem Dekanat unverzüglich mitzuteilen.

Köln, im Dezember 2010

(Stefan Zacharias)