

Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Universität Karlsruhe (TH)

**Simulation konvektiver Episoden im tropischen
Westafrika mit dem Lokal-Modell des Deutschen
Wetterdienstes**

Diplomarbeit

vorgelegt von

Stephanie Heidt

Mai 2006

Referent: Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Wettersysteme über Westafrika	5
2.1	African Easterly Jet (AEJ)	6
2.2	Tropical Easterly Jet (TEJ)	7
2.3	African Easterly Waves (AEW)	8
2.4	Afrikanischer Monsun (AM)	9
2.4.1	Definition	9
2.4.2	Entstehung	10
2.5	Das Monsunklima	12
2.6	Konvektion	13
2.6.1	Mesoskalige konvektive Komplexe (MCC)	15
2.6.2	Mesoskalige konvektive Systeme (MCS)	16
2.6.3	Organisierte konvektive Systeme (OCS)	16
2.6.4	Böenlinien (Squall Lines)	16
2.6.4.1	Definition	16
2.6.4.2	Aufbau	17
2.6.4.3	Niederschlag	18
2.6.4.4	Entstehung	18
3	Das Lokal-Modell des Deutschen Wetterdienstes	21
3.1	Basisgleichungen und deren Lösung	21
3.1.1	Dynamik und Physik des Modells	21
3.1.2	Numerische Lösung der Modellgleichungen	22
3.1.3	Skaliger Niederschlag im Modell	23
3.1.4	Parametrisierung der Konvektion mit Kondensation	25
3.1.4.1	Tiedtke-Schema mit der Kuo-Schließung	25

3.1.4.2	Tiedtke-Schema mit der CAPE-Schließung	28
3.1.4.3	Tiedtke-Schema mit der TKE-Schließung	28
3.1.4.4	Kain-Fritsch Schema	29
3.2	Modellgebiet und Datenverfügbarkeit	29
4	Simulationen für ein mesoskaliges Wettersystem in der Monsunzeit	33
4.1	Synoptische Betrachtung des Zeitraumes 1. - 6. Juni 2004	33
4.1.1	Die synoptische Situation am 1. Juni 2004	33
4.1.2	Die synoptische Situation am 2. Juni 2004	35
4.1.3	Die synoptische Situation am 3. Juni 2004	35
4.1.4	Zusammenfassung der synoptischen Situation vom 4. - 6. Juni 2004	36
4.2	Simulationsergebnisse für den 1. - 6. Juni 2004	38
4.2.1	GME-Daten für den 2. Juni 2004	38
4.2.1.1	Horizontalwind in 700 hPa	38
4.2.1.2	Horizontalwind in 930 hPa	39
4.2.1.3	Spezifischer Wolkenwassergehalt des GME / LM	40
4.2.1.4	Spezifische Feuchte in 700 hPa	41
4.2.1.5	Spezifische Feuchte an der Oberfläche	43
4.2.2	LM-Simulationen für den 2. Juni 2004	44
4.2.2.1	Wolkenbedeckung	44
4.2.2.2	Gemessener und modellierter Niederschlag	46
4.2.2.3	2m-Temperatur	47
4.2.2.4	Spezifische Feuchte am Boden	52
4.2.2.5	Horizontalwind des LM in 10 m Höhe	55
4.2.3	Radiosondenmessung über Ouagadougou	57
4.2.4	Simulationsergebnisse für den gesamten Zeitraum	59
4.2.5	Ergebnisse der verschiedenen Konvektionsschemata	61
5	Simulationen für lokal geprägte Konvektion am Nachmittag in der vormonsunalen Zeit	63
5.1	Simulationen für den 20. April 2004	63
5.1.1	Synoptische Situation am 20. April 2004	63
5.1.2	GME-Daten vom 20. April 2004	64
5.1.2.1	Horizontalwind in 700 hPa	64
5.1.2.2	Horizontalwind in 930 hPa	66
5.1.2.3	Spezifische Feuchte in 700 hPa	66

5.1.2.4	Spezifische Feuchte am Boden	67
5.1.3	LM-Simulationen für den 20. April 2004	69
5.1.3.1	Wolkenbedeckung	70
5.1.3.2	Niederschlagssumme	70
5.1.3.3	Temperatur in 2 m Höhe	77
5.1.3.4	Spezifische Feuchte am Boden	79
5.1.3.5	Horizontalwind in 10 m Höhe	81
5.1.3.6	Radiosondenmessungen	83
5.2	Simulationen für den 21. April 2004	88
5.2.1	Synoptische Situation am 21. April 2004	88
5.2.2	GME-Daten vom 21. April 2004	89
5.2.2.1	Horizontalwind in 700 hPa	89
5.2.2.2	Horizontalwind in 930 hPa	90
5.2.2.3	Spezifische Feuchte des GME in 700 hPa	90
5.2.3	LM-Simulationen für den 21. April 2004	92
5.2.3.1	Wolkenbedeckung	92
5.2.3.2	Niederschlagssumme	94
5.2.3.3	Temperatur in 2 m Höhe	98
5.2.3.4	Spezifische Feuchte am Boden	101
5.2.3.5	Horizontalwind in 10 m Höhe	102
5.2.3.6	Radiosondenmessungen	103
6	Sensitivitätsstudien	109
6.1	Vorbemerkungen	109
6.2	Erhöhung der Initialbodenfeuchte um 25 %	111
6.2.1	Niederschlag im LM	111
6.2.2	Bodenfeuchtefeld in 1 cm Tiefe	115
6.2.3	Differenz der Wolkenbedeckung	117
6.2.4	Simulierte Temperatur in 2 m Höhe	118
6.2.5	Zusammenfassung	119
6.3	Reduzierung der Initialbodenfeuchte um 25 %	121
6.3.1	Niederschlag des LM	121
6.3.2	Bodenfeuchtefeld in 1 cm Tiefe	124
6.3.3	Differenz der Wolkenbedeckung	124
6.3.4	Simulierte Temperatur in 2 m Höhe	127
6.3.5	Zusammenfassung	129

7	Zusammenfassung	131
A	Anhang	141
B	Erklärung	155

Kapitel 1

Einleitung

Die Region Westafrikas ist, auch aufgrund seiner landwirtschaftlich geprägten Wirtschaftsstruktur, enorm abhängig von den klimatischen Bedingungen. Das heißt, die Lebensbedingungen der Bevölkerung werden direkt durch das Klima und Klimaänderungen beeinflusst. Seit etwa 30 Jahren werden klimatische Änderungen in Westafrika beobachtet. Dürren in den 70er (1972 - 1974) und 80er Jahren (1983 - 1985) haben nicht nur das Gebiet der Sahara, sondern auch Westafrika bis zur Küste des Golfes von Guinea in Mitleidenschaft gezogen (z. B. Folland et al. 1986; Fontaine und Janicot 1995; Lamb 1983; Lamb und Pepler 1992; Nicholson 1981). Die Ursachen für die Niederschlagsvariabilität in Zeit und Raum, die die Dürren auslösen, sind jedoch noch nicht vollständig verstanden. Da aber der Niederschlag in Westafrika im Wesentlichen durch konvektive Systeme mit ihren tages- und jahreszeitlichen Zyklen gebildet wird, ist das Prozessverständnis über ihre Entstehung und Modifikation eine unabdingbare Voraussetzung zum Gesamtverständnis des Wasserkreislaufs in der Region. Die Auslösung von Konvektion und deren nachfolgende Entwicklung hängen neben dem großräumigen (synoptischen) Zustand der Atmosphäre von den räumlichen Unterschieden in den Oberflächen- und Bodeneigenschaften ab. Diese bestimmen die Energieumsetzung, das heißt die Aufteilung der verfügbaren Energie in den fühlbaren und latenten Wärmestrom und damit den Zustand von Wärme und Feuchte in der atmosphärischen Grenzschicht.

Die dominierenden synoptiskalen Phänomene im Gebiet von Westafrika sind der Westafrikanische Monsun (WAM) und die mesoskaligen konvektiven Systeme (MCS). Beide sollten somit einen Einfluss auf den tageszeitlichen Verlauf der Konvektion haben. Die von Osten nach Westen propagierenden MCS verändern bei ihrem Durchzug, der häufig mit Niederschlägen verbunden ist, die Bodenfeuchte und die Oberflächentemperatur sowie den Grenzschichtzustand. Die Monsunfront ist die Zone, in der der Nordostpassat und der Südwestmonsun zusammentreffen. Sie wandert im Frühsommer aufgrund der Änderung des Sonnenhöchststandes von Süden nach Norden und er-

reicht im August bei etwa 22° N ihre nördlichste Lage. Die Position der Monsunfront bestimmt den Transport von feuchter, im Vergleich zum Land kühlerer Meeresluft und trennt diese Luftmassen von trockener und warmer kontinentaler Luft. Dies bedingt einen zusätzlichen räumlich unterschiedlichen Grenzschichtzustand.

Das Ziel dieser Diplomarbeit ist es, Episoden mit konvektiven Wetterlagen für mehrere zusammenhängende Tage mit dem Lokal-Modell (LM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) zu simulieren. Insbesondere wird betrachtet, wie gut das räumliche Auftreten und die zeitliche Entwicklung konvektiver Systeme reproduziert werden.

Modellierungen im Bereich von Westafrika wurden unter anderem bereits im Rahmen einer Diplomarbeit von Susanne Bachner (2002) durchgeführt, die mit dem Lokal-Modell des DWD African Easterly Waves (AEW) und deren Zusammenhang mit Konvektion untersuchte. Das Konvektionsschema nach Tiedtke (1989) mit der Schließungsmethode von Kuo (1965) zeigte das beste Ergebnis für die Simulation eines Niederschlagsereignisses in Benin. Für die Modellierungen mit alternativen Schließungen wurde der Niederschlag zu stark überschätzt. Gallée et al. (2004) haben Rechnungen mit dem Regional-Modell MAR (Modèle Atmosphérique Regional) zur Simulation des Sommermonsuns in Westafrika vorgenommen. Dabei wurde die Erkenntnis gewonnen, dass das Modell in der Lage ist, Regenperioden und darauffolgende Trockenphasen, sowie die Nordwärtsverlagerung des Regenbandes Mitte Juli aufgrund der Verschiebung der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) zu simulieren. Ihre Modellrechnungen haben ergeben, dass zwischen Juli und September, in der Zeit des Monsuns, die maximalen Niederschlagsmengen und geringe Niederschlagsereignisse vom Modell überschätzt werden.

Die in der vorliegenden Arbeit enthaltenen Simulationen werden mit dem LM mit einer Gitterauflösung von 14 km, 7 km und mit 2,8 km durchgeführt, um die Sensitivität des Niederschlages bezüglich der Modellauflösung zu untersuchen. Die Konvektionsparametrisierung nach Tiedtke (1989) wird mit unterschiedlichen Schließungen verwendet. Dabei wird für die Rechnungen mit einer Gitterweite von 2,8 km die Integrationszeit von 40 s auf 15 s, 8 s, 6 s und 5 s verkürzt. Als Antriebsdaten werden GME-Analysen benutzt.

Für die Modellierung wurden zwei Episoden aus dem Jahr 2004 ausgewählt, die einerseits durch unterschiedliche konvektive Wetterlagen geprägt waren - Durchzug eines MCS und lokal geprägte Konvektion - und für die andererseits genügend Messdaten für einen Modellvergleich zur Verfügung standen. Die Modellergebnisse werden mit Stationsmeldungen und Radiosondendaten im Simulationsgebiet verglichen. Neben der Simulation und Auswertung dieser Episoden wird aus Prozessstudien z. B. das Zusammenwirken synoptischer Systeme mit mesoskaliger Konvektion untersucht.

Abschließend werden Sensitivitätsstudien für die Region durchgeführt, um die Abhängigkeit der

Konvektion und des Niederschlages von den geänderten Bedingungen am Boden zu untersuchen. Die gewonnenen Ergebnisse sollen unter anderem in die Vorbereitung des Feldexperimentes einfließen, das von Mai und bis August 2006 an der meteorologischen Station in Dano (Burkina Faso) stattfinden wird. In Zukunft sollen Vergleiche mit Ergebnissen von Simulationen anderer Modelle stattfinden. Die mesoskalige Modellierung der Wechselwirkungen zwischen Niederschlag und der Landoberfläche in Westafrika wurden unter anderem von Sogalla et al. (2004) untersucht. Es zeigt sich, dass Abhängigkeiten zwischen der Bildung konvektiver Zellen und Prozessen an der Landoberfläche vorhanden sind und dass die Bodenfeuchte dabei ein kritischer Parameter ist.

Die Arbeit ist wie folgt gegliedert: In Kapitel 2 werden die Wettersysteme in Westafrika vorgestellt, um einen Überblick über die Meteorologie in Westafrika zu geben. Das Lokal-Modell des Deutschen Wetterdienstes wird in Kapitel 3 beschrieben. Kapitel 4 zeigt die Ergebnisse von Simulationen für den Zeitraum 1. - 6. Juni 2004. Dieser wurde ausgesucht, weil ein MCS am 2. Juni 2004 große Mengen an Niederschlag in dem gewählten Modellgebiet bei seinem Durchzug mit sich brachte. Als zweites Zeitfenster wurde der 20. und 21. April 2004 gewählt. Die Resultate werden in dem darauf folgenden Kapitel 5 gezeigt. Während dieser Periode wurde das Wettergeschehen im Wesentlichen durch lokal ausgebildete Konvektion bestimmt. In Kapitel 6 wird untersucht, wie sensitiv der konvektive Niederschlag auf Änderungen der Bodenfeuchte reagiert, da diese Größe in die meteorologische Modellierung als Eingangsgröße eingeht, die Messungen aber in geringer räumlicher und zeitlicher Auflösung vorliegen. Zum Abschluss wird in Kapitel 7 eine Zusammenfassung der Resultate gegeben.

Kapitel 2

Wettersysteme über Westafrika

In diesem Kapitel soll ein kurzer Überblick über die Wettersysteme in Westafrika gegeben werden, die für die Betrachtung konvektiver Episoden von Bedeutung sind. Dazu zeigt die Abbildung 2.1 die mittlere Zirkulation über Westafrika und dem Atlantischen Ozean anhand einer dreidimensionalen Graphik von Fontaine und Janicot (1992).

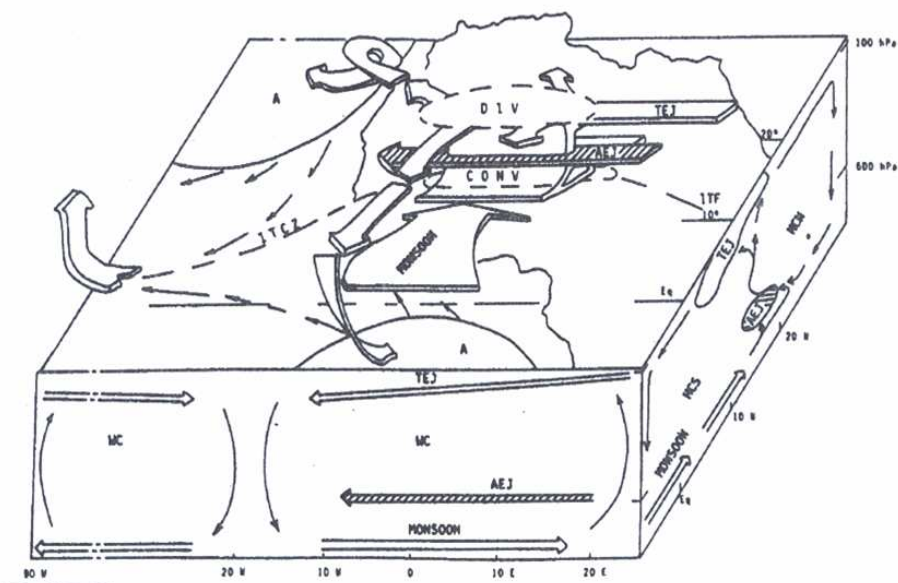


Abbildung 2.1: Mittlere Zirkulation über Westafrika und dem Atlantischen Ozean im Nordsommer. Die Abkürzungen bedeuten: A (Anticyclone), TEJ (Tropical Easterly Jet), AEJ (African Easterly Jet), ITF (Innertropical Front), ITCZ (Innertropical Convergence Zone), HCN (Hadley Cell North), HCS (Hadley Cell South), WC (Walker Circulation). (Fontaine und Janicot, 1992)

Die Zirkulation wird durch die beiden Antizyklogen (Abbildung 2.1) bestimmt, die den absteigenden Ast der Hadley Zelle (hier: HCN und HCS) darstellen. In der Nordhemisphäre ist die Antizyklone auch als Azorenhoch bekannt. Als gestrichelte Linie ist die Innertropische Konvergenzzone (ITCZ) als aufsteigender Ast der nördlichen Hadleyzelle (HCN) eingezeichnet. Ihre Lage ändert sich mit dem Sonnenhöchststand im Laufe des Jahres. Der westafrikanische Monsun bildet als Südwestströmung über dem Kontinent den unteren Ast der HCN. Im Bereich der ITCZ kommt es zu Konvergenz am Boden und Divergenz in der Höhe. Die bedeutendsten Winde sind der Afrikanische Oststrahlstrom (AEJ) und der Tropische Oststrahlstrom (TEJ). Außerdem ist in Abbildung 2.1 die Walker-Zirkulation (WC) skizziert, die jedoch für die Untersuchungen in dieser Arbeit nicht betrachtet wird. Die Innertropische Front (ITF) stellt die Grenze zwischen feuchter Luft im Süden und trockener Luft im Norden dar. Im Nordsommer fällt sie über dem afrikanischen Kontinent mit der ITCZ zusammen. Im Folgenden werden die einzelnen Wettersysteme und die für die Konvektion entscheidenden Prozesse detaillierter beschrieben.

2.1 African Easterly Jet (AEJ)

Ein negativer Temperaturgradient in der unteren Troposphäre zwischen den Polen und dem Äquator liegt über alle Meridiane und über das Jahr gemittelt vor (Kessler 1968). Dies gilt jedoch nicht für die Sommermonate in Westafrika. Durch den Monsun im Süden und die Bildung eines Hitzetiefs über dem Kontinent, das die Verschiebung der Hochdruckgürtel nach Norden bewirkt, entsteht ein positiver meridionaler Temperaturgradient zwischen der Saharawüste und dem Golf von Guinea, dessen Maximum im Sommer von Juli bis September zwischen 10° N und 20° N liegt. Dieser Temperaturgradient existiert bis in etwa 3 km Höhe über Grund und erreicht im Juli einen mittleren Wert von 10,5 K (Leroux 1983). Er bewirkt ein Windmaximum im 650 - 600 hPa-Niveau mit Ostwinden von 15 m/s im Kern und ist in den Sommermonaten (Juli, August, September) zwischen 13° N und 16° N lokalisiert (Peters 1988). Seine Lage im Mai, Juni und Oktober liegt bei $7,5^\circ$ N bis 10° N. Die vertikale Erstreckung des AEJ umfasst Höhenniveaus von 850 hPa bis zu 300 hPa. In der Horizontalen nimmt seine Geschwindigkeit nach Norden und Süden hin rasch ab. Ein Tagesverlauf in der Windgeschwindigkeit ist kaum festzustellen (Bolton 1984).

Aus der zonalen Komponente der thermischen Windgleichung 2.1 wird ersichtlich, dass ein Strahlstrom durch einen großen horizontalen Temperaturgradienten (unter Annahme schwacher Bodenwinde) erzeugt wird. Man betrachtet nur diese Komponente, weil sie wesentlich größer ist als die Meridional Komponente.

$$u_T = -\frac{g}{f\bar{T}} \cdot \frac{\Delta T \Delta z}{\Delta y} \quad (2.1)$$

u_T = x -Komponente der Windgeschwindigkeit in m/s , $g = 9,81$ = Erdbeschleunigung in m/s^2 ,
 f = Coriolisparameter in $1/s$, \bar{T} = Schichtmitteltemperatur in K , die sich in Meridionalrichtung
 ändert, ΔT = meridionale Temperaturdifferenz am Boden in K , Δy = meridionale Streckendiffe-
 renz, Δz = Schichtdicke

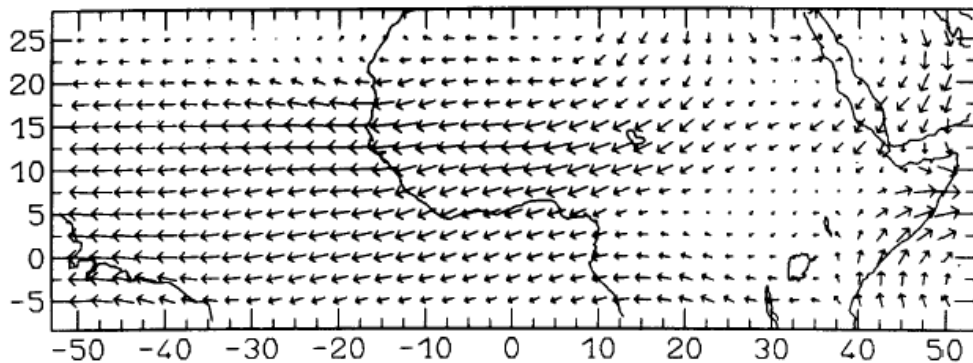


Abbildung 2.2: Gemittelttes Windfeld in 700 hPa über die Jahre 1983 - 1985 und die vier Monate Juni, Juli, August und September. Die Windstärke ist proportional zur Länge der Pfeile. Die Strömung zeigt die Windrichtung des AEJ über Westafrika (Duvel 1989).

In Abbildung 2.2 ist ein Beispiel für das Windfeld in 700 hPa, gemittelt über die vier Sommermonate JJAS und die Jahre 1983 - 1985 dargestellt (Duvel 1989). Deutlich erkennbar ist die zonale und meridionale Erstreckung der Ostströmung, die den AEJ repräsentiert. Dieser kann als geostrophischer Wind beschrieben werden. Die vertikale Windscherung des AEJ ist wichtig für das Wachstum eines langlebigen Mesoskaligen konvektiven Systems (MCS) (siehe Kapitel 2.6.2).

2.2 Tropical Easterly Jet (TEJ)

Der TEJ entsteht im Zusammenhang mit dem indischen Monsun infolge eines Temperaturgradienten zwischen dem Indischen Ozean und dem tibetanischen Hochland. Der tropische Jet verdankt seine Lage der maximalen Aufheizung in den Subtropen und ist somit mit der ITCZ verbunden. Er breitet sich über gesamt Nordafrika aus (Fontaine und Janicot 1992). In Abbildung 2.3 ist die Windstärke des TEJ in Abhängigkeit von der geographischen Länge und Breite dargestellt. Die höchsten Werte treten westlich und östlich von Indien mit bis zu -35 m/s auf.

Der TEJ besteht aus starken Ostwinden, die sich von Südostasien über den Indischen Ozean und über Afrika bis zum Atlantik hin in einer Höhe von 200 hPa ausbreiten. Die Kerngeschwindigkeit

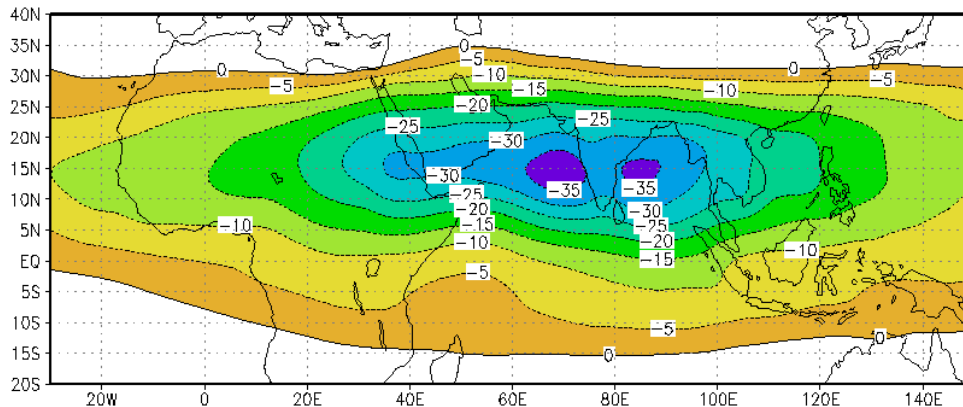


Abbildung 2.3: Über die Jahre 1979 - 1993 gemittelte Zonalkomponente der Windgeschwindigkeit in m/s im Juli in einem Druckniveau von 100 hPa, gerechnet mit den Reanalyse-
daten des ECMWF (Lydia Dümenil und Hans-Stefan Bauer, 1999)

des TEJ liegt bei 40 m/s (Hastenrath 1991). Er befindet sich von Juni bis September in den Breitengraden 5° N bis 10° N. Der Mittelwert der Windgeschwindigkeit liegt während der Regenzeit (Mai bis September) bei 20 m/s in einem Druckniveau von 100 - 200 hPa und bei 7° N (Nicholson und Grist 2003).

2.3 African Easterly Waves (AEW)

Die African Easterly Waves stellen horizontale Transversalwellen im Höhenbereich des AEJ dar, die mit der östlichen Strömung nach Westen wandern. Es existieren im Bereich des AEJ vertikale und horizontale Windscherungen, die in den Sommermonaten im Mittel so stark sind, dass sie zu Instabilitäten des Jets führen. Dafür müssen bestimmte Werte des Grundstromes und der Wellenlänge einen Schwellenwert überschreiten. Der kritische thermische Wind liegt bei circa 13,6 m/s und die kritische Wellenlänge hat einen Wert von 2500 km. Als Folge davon bilden sich die AEW mit einem Intensitätsmaximum im Höhengniveau des AEJ (Peters 1988). Die meisten Easterly Waves überqueren Westafrika vollständig (siehe Abbildung 2.4). Ihr Entstehungsgebiet liegt in der Regel östlich des Tschadsees (Tschad) und sie zerfallen westlich der afrikanischen Atlantikküste. Böenlinien (siehe Kapitel 2.6.4) lassen sich vorwiegend vorderseitig des Trog der AEW beobachten, da es dort zu Konvergenz kommt. Durch Beobachtungen wurde auch die Annahme bestätigt, dass die maximale Wolkenbedeckung und der stärkste Niederschlag oft in der Nähe oder vor dem Trog des AEJ auftreten (Reed 1978). AEW haben Wellenlängen zwischen 2500 und 3000 km, ihre Ausbreitungsgeschwindigkeit beträgt 7 - 8 m/s und ihre Periodendauer 3

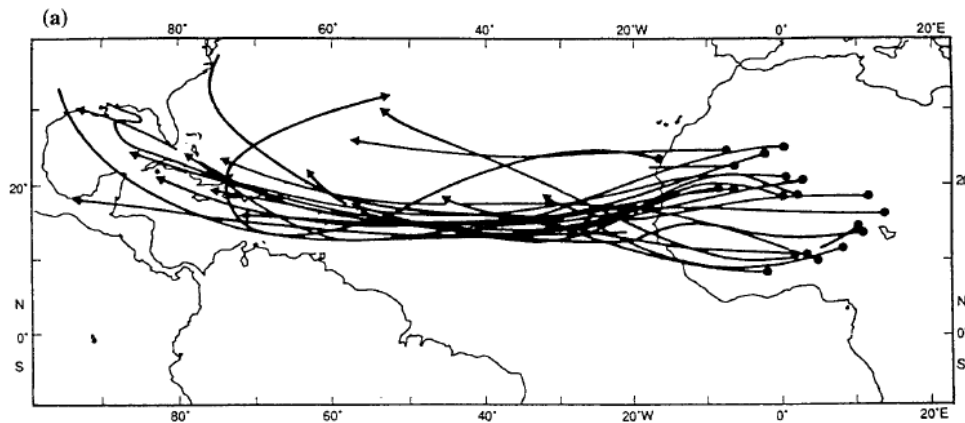


Abbildung 2.4: Zugbahnen der AEW von August bis September 1985 (nach Reed et al. 1988a)

bis 4 Tage (z. B. Carlson 1969; Reed et al. 1977; Duvel 1990).

2.4 Afrikanischer Monsun (AM)

2.4.1 Definition

Es gibt mehrere verschiedene Definitionen für einen Monsun. Die Bezeichnung Monsun stammt ursprünglich von dem arabischen Ausdruck „mausim“, was auf deutsch übersetzt „Jahreszeit“ bedeutet (Liljequist und Cehak 1990). Außer dem indischen Monsun existiert auch der afrikanische Monsun. Ganz allgemein kann man sagen, dass das Niederschlagsvolumen, das in Westafrika zwischen 5° N und 10° N fällt, als afrikanischer Monsunregen bezeichnet wird. Er wird als ein stratiformer, kontinuierlicher oder intermittierender, lang anhaltender Regen ohne große Gewittertätigkeit verstanden (Acheampong 1982; Omotosho 1985). Meistens wird er von Konvergenz in der unteren und Divergenz in der oberen Troposphäre begleitet (Kamara 1986). Nach S.P. Chrowmow (1957) ist der Monsun eine Windscheinung, bei der innerhalb eines Jahres ein Winkel von 120° der häufigsten Windrichtungen überschritten wird. Nach Ramage (1971) sind noch mehr Kriterien erforderlich, um einen Monsun zu identifizieren. Die mittlere Häufigkeit der vorherrschenden Windrichtung muss im Januar und im Juli 40 % überschreiten. Der mittlere Wind in 10 m Höhe muss in mindestens einem Monat 3 m/s übersteigen. Die Monsunzirkulation besteht aus vier Hauptwindachsen: Der südwestmonsunalen Strömung, dem AEJ in der mittleren Troposphäre, dem TEJ von Juni bis September in 5° N - 10° N und dem subtropischen westlichen Jet in 30° N - 35° N in einer mittleren Höhe von 12 km über Grund (French White Book 2001).

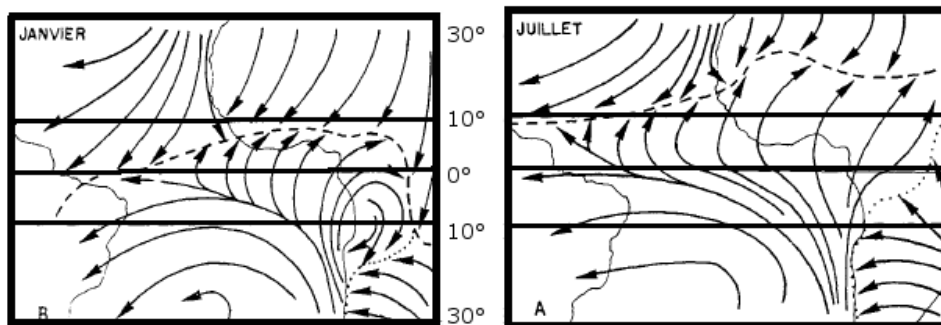


Abbildung 2.5: Mittlere atmosphärische Zirkulation im Januar (links) und im Juli (rechts) über dem Atlantik und Westafrika. Gestrichelt eingezeichnet ist die ITCZ (Wauthy, 1983).

2.4.2 Entstehung

Im Nordwinter befindet sich bei etwa 30° N eine subtropische Hochdruckzelle über der Sahara, die in Bodennähe den Nordost-Passat erzeugt. Er transportiert sehr trockene, heiße Luft. Eine zweite subtropische Hochdruckzelle über dem Südatlantik führt zu einem Südost-Passat auf der Südhemisphäre. Es treffen somit über dem westafrikanischen Kontinent zwei Luftmassen zusammen: Die in der Sahara produzierte trockene, kontinentale Luftmasse und die feuchte, maritime Luftmasse des Atlantischen Ozeans. Die jahreszeitliche Verlagerung dieser Luftmassengrenze mit dem Sonnenhöchststand bestimmt das afrikanische Klima. Durch die Erwärmung der Nordhalbkugel im Frühling und im Sommer wird in den untersten Luftschichten über der Sahara die subtropische Hochdruckzelle durch ein Hitzetief ersetzt, deren Kern in den Monaten Juli und August bei etwa 25° N zu finden ist. Daraus ergibt sich ein tiefes Eindringen der feuchten und relativ kühlen Meeresluft in das Landesinnere des afrikanischen Kontinentes. Der Südost-Passat erfährt beim Überschreiten des Äquators gemäß der Corioliskraft eine Rechtsablenkung und wird zum Südwest-Monsun, welcher sehr feuchte Luft transportiert (siehe Abbildungen 2.5 links und 2.6). Im Winter erreicht dieser lediglich die Küstengebiete am Golf von Guinea und bringt dort etwas Niederschlag (Abbildung 2.5). Der Monsunwind löst den Harmattan (ein trockener, heißer und sandiger Wind, der im Winter von Norden über das Land zieht) bei etwa 5° N im Mai ab. Diese Phase wird auch als beginnender Monsun (15. Mai - 15. Juli) bezeichnet. In dieser Zeit ist die Regenmenge noch gering und liegt im Mittel bei 20 mm in zwei Tagen. Nach einem Niederschlagsereignis kann der nachfolgende Niederschlag maximal eine Woche ausbleiben (French White Book 2001).

Die bodennahe Grenzfläche zwischen dem Monsun und dem Nordost-Passat wird als Monsunfront (MF) bezeichnet und bildet als Teil der äquatorialen Konfluenzzone den untersten Abschnitt

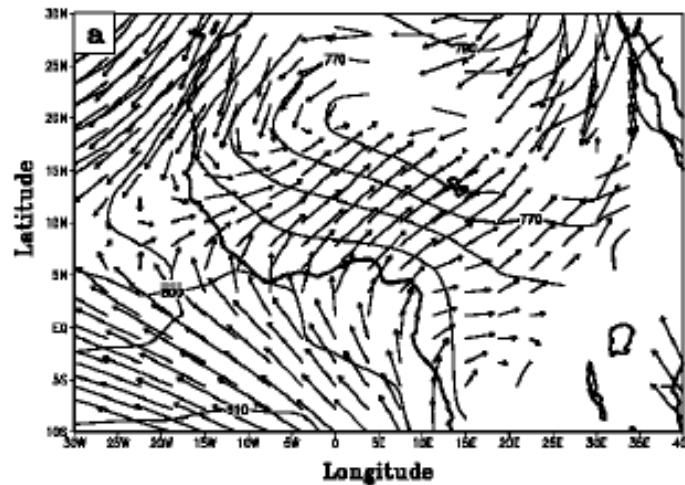


Abbildung 2.6: Mittlerer klimatologischer Windvektor im Sommer in 850 hPa. Die Windpfeile in m/s wurden mit dem NCEP-Reanalyse-Modell berechnet und sind über die Jahre 1949 - 1998 gemittelt. Eingetragen ist auch die geopotentielle Höhe der 850 hPa-Fläche in 10 m Abständen (Edward K. Vizy und Kerry H. Cook).

der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ). Die Monsunfront bildet somit die Konfluenzlinie zwischen den feuchten südwestlichen Winden der Monsunströmung und dem trockenen aus Nordosten kommenden Harmattan. Vor dem Einsetzen des Sommermonsuns kommt es zu einer Verlagerung der Monsunfront nach Norden bei 15° N. Als mittleres Datum für diese Lage von MF und ITCZ ist der 14. Mai mit einer Standardabweichung von 9,5 Tagen aus einer Klimareihe im Zeitraum von 1968 - 1990 zu betrachten. Der einsetzende Sommermonsun ist mit der plötzlichen Nordwärtsverlagerung der ITCZ auf eine Breite von 10° N gekoppelt, die zu einer Änderung der atmosphärischen Zirkulation über Westafrika führt. Im Mittel findet diese abrupte Verlagerung der ITCZ am 24. Juni mit einer Standardabweichung von 8 Tagen statt (Sultan et al. 2005). Die Verlagerung ist hauptsächlich zwischen 10° W und 5° O beobachtbar und zeigt sich durch zeitweisen Niederschlag und eine Abnahme der Konvektion über Westafrika (Sultan und Janicot 2003). Die Monsunfront und somit auch die ITCZ erreichen im August bei etwa 22° N ihre nördlichste Position. Der Niederschlag in Westafrika ist mit einer meridionalen Verschiebung der ITCZ verbunden. Der Monsun existiert über dem Kontinent während des Frühlings und Sommers der Nordhemisphäre in der Umgebung der ITCZ und transportiert den maximalen Niederschlag nach Norden bis an die nördlichste Grenze (22° N), welche im August erreicht wird (Hastenrath 1991). Während des Monsunmaximums (15. Juli - 15. August) sind die Strahlströme in der Höhe für den Transport feuchter Luft verantwortlich und konvektive Systeme beeinflussen Niederschlag und

vertikalen Transport. Erst ab einer mittleren vertikalen Mächtigkeit der Monsunschicht von etwa 1500 m kann Niederschlag produziert werden. Die höchste Niederschlagsmenge wird im Juli und August mit über 330 mm bei etwa 11° N beobachtet. Die Monsunschicht reicht vom Boden bis in etwa 850 hPa. Ab Mitte August beginnt der Niederschlag schwächer zu werden. In dieser Zeit sind die meteorologischen Voraussetzungen erfüllt, damit sich über dem tropischen Atlantik Hurrikane bilden können.

2.5 Das Monsunklima

Die Region des Regenwaldes weist eine jährliche Niederschlagsmenge von über 2000 mm auf, während in den winterdürren Zonen unter 1000 mm Niederschlag im Jahr fällt. Die Klimazonen des Monsunklimas verlaufen vom tropischen Regenwald (dunkelgrün) über die bewaldete Savanne zur Grassavanne (hellgrün), zu der auch die Landschaft Burkina Fasos gehört (Abbildung 2.7). Das typische tropische Monsunklima weist eine Jahresniederschlagsmenge von etwa 200 bis 400 mm auf und gehört zu den semi-ariden Gebieten (etwa 12° N bis 17° N) (Adeyewa und Nakamura 2003). Westafrika erhält in den Monaten März, April und Mai eine Niederschlagsmenge von 80 mm pro Monat, während in den drei Folgemonaten Juni, Juli und August 190 mm pro Monat fallen (Schumacher und Houze 2004). Der jährliche Niederschlag nimmt von 5° N bis 20° N von etwa 1500 mm im Jahr auf 100 mm im Jahr ab. Der Gradient beträgt circa 1 mm pro Kilometer (Eltahir und Gong 1996). Die Hauptstadt Burkina Fasos, Ouagadougou (12,37° N, 1,52° W), hat



Abbildung 2.7: Karte der Vegetationszonen von West- und Nordwestafrika mit einer Ausdehnung vom Äquator bis 20° N und von 20° W bis 20° O; dunkelgrün = Tropischer Regenwald, grün = Laubwald-Savanne, hellgrün = Busch- und Grassavanne

Tabelle 2.1: Monatliche Niederschlagssummen in mm an den Stationen Ouagadougou (OU) und Bobo-Dioulasso (BD) in Burkina Faso. Die Werte für Bobo-Dioulasso sind über 50 Jahre gemittelt, während die Niederschlagswerte in Ouagadougou nach einem 15-jährigen Mittel berechnet wurden (Griffith et al. 1972).

Station	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
OU	0	2	13	16	83	122	203	280	144	33	1	0	897
BD	1	2	17	48	108	130	208	308	206	74	10	1	1113

ein Jahresmittel von 897 mm Niederschlag (Griffith et al. 1972), während das Maximum bei 1134 mm und das Minimum bei 408 mm liegen (Tabelle 2.1). Der Luftdruck liegt das ganze Jahr über bei etwa 1011 hPa (Mittelungsintervall von 30 Jahren) bei einer mittleren Maximaltemperatur von 35°C und einer mittleren Minimaltemperatur von 22°C (zehnjähriges Mittel). Der Wind weht von Dezember bis März aus ostnordöstlichen Richtungen, während er zur Monsunzeit von April bis Oktober aus Südwesten weht (sechsjähriges Mittel). Die Stadt Bobo Dioulasso (BD) (11,47° N, 4,88° W), südwestlich von Ouagadougou gelegen, weist eine jährliche Niederschlagsmenge von 1113 mm auf (Tabelle 2.1). Der mittlere latente Wärmefluss liegt in einem Breitenbereich von 10-20° N bei 21 W/m², während er bei 0-9° N bei 14 W/m² liegt. Die in Burkina Faso gelegene Stadt Bobo-Dioulasso, die sich in der semi-ariden Zone befindet, weist 270 Sonnenstunden monatlich auf (Maximalwert), während die semi-aride Zone bis zu 3000 Stunden jährlich zu verzeichnen hat (Hastenrath 1991).

2.6 Konvektion

Konvektive Zellen über Westafrika sind ein fast alltägliches Erscheinungsbild. Sie treten in den Sommermonaten in regelmäßigen Abständen auf (Abbildung 2.8).

Nach Kamara (1986) gibt es drei verschiedene Niederschlagstypen in Westafrika: den konvergen-ten, den orographischen und den konvektiven Niederschlag. Für die Untersuchung innerhalb dieser Arbeit ist der konvektive Niederschlag der wichtigste Typ dieser drei Niederschlagskategorien. Bestimmte Faktoren, wie zum Beispiel vertikale Windscherung, Auftriebsenergie, Low-Level-Jet und Längen- bzw. Breitengrad bestimmen, ob Konvektion sich in langlebige Systeme ausbilden kann (Laing und Fritsch 1993).

Die Freisetzung latenter Wärme, die in Verbindung mit konvektiven Wolkenkomplexen auftritt, scheint die primäre Energiequelle für Konvektion in Westafrika zu sein (Holton 2004). Die lokale

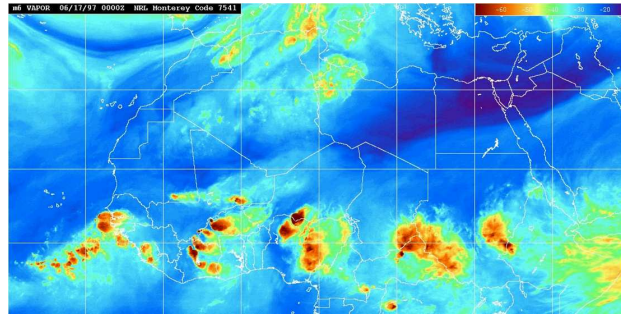


Abbildung 2.8: Satellitenbild des Wasserdampfkanals des METEOSAT-Satelliten am 17. Juni 1997, welches konvektive Zellen über Westafrika zeigt (aus Thorncroft et al.).

Evapotranspiration trägt ungefähr 27 % zum Niederschlag in Westafrika bei (Gong und Eltahir 1996). Eine reduzierte Bodenfeuchte verringert das Angebot an Wasser, welches durch Verdunstung notwendig für die Ausbildung von Konvektion ist (Long et al. 2000).

Flohn und Korff (1965) zeigten, dass die Feuchtigkeit über Afrika unterhalb von 700 hPa konzentriert ist. Die mittleren Winde sind in erster Linie verantwortlich für den Wasserdampftransport über dem afrikanischen Kontinent (Flohn et al. 1974; Peixoto und Obasi 1965).

Zwischen 2 und 10 km Höhe trägt der konvektive Regentyp während des Regenmaximums zu mehr als 60 % zum Gesamtniederschlag über dem Kontinent bei, wohingegen der stratiforme Niederschlag über dem Südatlantik zu allen Jahreszeiten dominiert (Adeyewa und Nakamura 2003). Der stratiforme Niederschlag ist weit verbreitet, andauernd und in der Regel mit einer großskaligen Hebung verbunden, die durch Orographie oder Frontensysteme hervorgerufen werden kann. Andererseits ist der konvektive Niederschlag durch großskalige horizontale Konvergenz bestimmt oder wird durch Konvektion infolge einer instabilen Luftmasse lokal ausgelöst. Während sich der stratiforme Niederschlag langsam entwickelt, kann sich der konvektive schnell ausbilden (Rogers 1976).

Zwischen 15° N und 20° N befindet sich in den Sommermonaten Juni, Juli, August und September ein Gebiet mit Konvergenz in niedrigem Niveau, das durch die Monsunströmung und den Nordost-Harmattan erzeugt wird. Darüber, in einem Höhenniveau von 700 - 600 hPa, befindet sich der AEJ, der mit einer starken vertikalen Windscherung zwischen 850 hPa und 700 hPa verbunden ist. Diese Windscherung hat ihr Maximum bei 10° N mit circa -8 m/s über Westafrika. Über dem Atlantik erreicht die hohe Wolkenbedeckung bei 7,5° N bis 10° N ihr Maximum und nimmt nach Norden und Süden hin rasch ab. Die Lage der stärksten Wolkenbedeckung hängt direkt mit der Low-Level Konvergenzzone zwischen den Passaten und Antipassaten zusammen. Lokale Maxima des Bedeckungsgrades sind über Westafrika und über Kamerun sowie Zentralafrika zu finden. Die hochreichende Konvektion erreicht in fast allen Teilen Afrikas am späten Nachmittag die größte

Intensität (Duvel 1989).

Betrachtet man Ozean und Landoberfläche im Juli und August um $7,5^\circ$ N im Bereich eines Maximums der Amplitude der AEW, so sieht man, dass die hochreichende Konvektion im Wesentlichen über und vor dem Trog entsteht, verbunden mit einem Maximum an Konvergenz im unteren Niveau und einer Divergenz in 200 hPa. Über Westafrika findet Konvektion oft im Zusammenhang mit Böenlinien (siehe Kapitel 2.6.4) statt (Duvel 1990).

Für die Entstehung von trockener und feuchter Konvektion sind bestimmte Kriterien erforderlich. Speziell für eine starke, trockene Konvektion über Afrika müssen drei Bedingungen gegeben sein (Duvel 1990):

- starke Konvergenz im unteren Bodenniveau verbunden mit einer Divergenz um 700 hPa
- starke Vertikalbewegung in einem Druckniveau von 850 hPa
- höchste Temperatur, Maximum von zyklonaler Vorticity und Minimum relativer Feuchte bei 700 hPa

In der Regel sind in den Tropen kalte Wolken mit einem hohen Emissionsvermögen das Ergebnis hochreichender Konvektion (Mathon und Laurent 2000). Als Entstehungsgebiete dienen Gebirge wie das Jos Plateau in Nigeria (9° N, 8° O), die Gebirge Kameruns (7° N, 12° O), der Fouta Djallon in Guinea (10° N, 10° W), das Air Gebirge in Nigeria (18° N, 8° O) und der Atakora in Benin (9° N, 1° O). Die Regionen vor der Küste von Guinea und Nigeria, die eine hohe Meeresoberflächentemperatur (Sea Surface Temperature = SST) besitzen, sind bevorzugte Regionen im Hinblick auf die Initialisierungsphase der konvektiven Systeme. Gebirge und der Atlantik bestimmen die Zonen, in denen die meisten Zellen wieder zerfallen (Mathon und Laurent 2000).

Im Folgenden wird nun kurz auf die konvektiven Systeme eingegangen.

2.6.1 Mesoskalige konvektive Komplexe (MCC)

Die MCC bestehen aus einer Ansammlung konvektiver Systeme. Sie entstehen im Norden Afrikas bevorzugt durch die Windscherung der tropischen Ostwinde westlich der nordafrikanischen Gebirge in der Sahelzone, wobei die Systeme über Westafrika nicht ausschließlich durch orographische Effekte, sondern ebenso durch den Herantransport feuchter Luft durch den Sommermonsun gebildet werden. Der Entstehung geht meistens ein Gewitter am Spätnachmittag voraus. Am späten Abend oder in der Nacht beginnt dann die Entwicklung der MCC (Laing und Fritsch 1993). Die MCC in Westafrika haben eine mittlere Lebensdauer von 11,5 Stunden. Die meisten Systeme weisen eine Ausdehnung von $2 \cdot 10^5$ bis $3 \cdot 10^5$ km² auf. Sie treten bevorzugt nachts mit einer überdurchschnittlichen Niederschlagsproduktion und einem durch Konvektion stark ausgeprägten

Wolkenschirm in Erscheinung. Für den hydrologischen Kreislauf und den Wärmehaushalt bilden sie eine entscheidende Komponente. Sie treten im Wesentlichen in Zentral- und Nordafrika zwischen 5° S und 18° N sowie Südostafrika bei 15° S und östlich von 25° O auf.

2.6.2 Mesoskalige konvektive Systeme (MCS)

Ein mesoskaliges konvektives System ist ein organisierter mesoskaliger konvektiver Wolkenkomplex. Während seiner Lebensdauer muss das Wolkensystem eine zusammenhängende Größe von 5000 km^2 über- und dabei eine Strahlungstemperatur (Brightness Temperature = BT) von 233 K unterschreiten (Mathon 2001). Die BT ist ein Maß für die Intensität der thermischen Strahlung, die von einem Objekt emittiert wird. Man unterscheidet zwischen kurz-, mittel- und langlebigen Systemen. Kurzlebige MCS haben eine Lebensdauer unter 10 Stunden, während die MCS mit einer mittleren Lebensdauer zwischen 10 und 24 Stunden bestehen. Bei langlebigen MCS, die über 24 Stunden existieren, beträgt die Verlagerungsgeschwindigkeit etwa 14 m/s für einen Schwellenwert der BT von 213 K , 12 m/s für eine Temperatur von 233 K und 10 m/s bei einer 253 K kalten Wolke. Die Entstehungsgebiete sind dieselben wie bei den MCC.

2.6.3 Organisierte konvektive Systeme (OCS)

Neben den mesoskaligen konvektiven Systemen und den mesoskaligen konvektiven Komplexen gibt es organisierte konvektive Systeme (OCS). Sie haben eine Lebensdauer über 3 Stunden und eine mittlere Windgeschwindigkeit von 10 m/s (Mathon 2001). Mathon et al. (2002) definierten sie zusätzlich über eine Strahlungstemperatur von 233 K , wobei mindestens ein Wolkencluster eine Temperatur von 213 K mit einer zusammenhängenden Größe von über 5000 km^2 überschreiten muss. Die OCS befinden sich meistens vor oder über einem Trog (Mathon et al. 2002). Böenlinien sind Systeme, die man als Hauptvertreter der OCS zählt.

2.6.4 Böenlinien (Squall Lines)

2.6.4.1 Definition

Es gibt viele verschiedene Definitionen von Squall Lines. Payne und Mc Garry (1977) bestimmten Squall Lines durch ein explosionsartiges Wachstum, hohe Helligkeit über Satelliten in ausgewählten Spektralbereichen und eine konvex schattierte scharfe Kante. Sie sind mesoskalige konvektive und niederschlagsbringende Systeme, die in Westafrika vornehmlich in der Sahelzone auftreten. Eine Squall Line besteht aus einer schmalbandigen, meridional ausgedehnten konvektiven Zone, die schwere Niederschläge an der Vorderflanke des Systems erzeugt und einem nach-

folgenden Gebiet mit schwachem stratiformen Niederschlag. Sie zeichnen sich durch eine hohe mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit über dem Sahel von 12 und 19 m/s aus (Debois et al. 1988) und bewegen sich nach Westen oft schneller als die Windgeschwindigkeit. Sie können eine Ausdehnung von bis zu 1000 km haben und können für mehrere Stunden anhalten. Kriterien einer gut ausgebildeten Squall Line (Peters 1988) sind:

- Die Verlagerungsgeschwindigkeit ist größer als 10 m/s.
- Die minimale horizontale Ausdehnung beträgt $250 \text{ km} \times 250 \text{ km}$.
- Über einen Zeitraum von mindestens 12 Stunden wird an mehreren Stationen Niederschlag gemeldet.

Bolton (1984) benutzte als zusätzliche Identifikation einen Drucksprung von größer als 0,5 hPa.

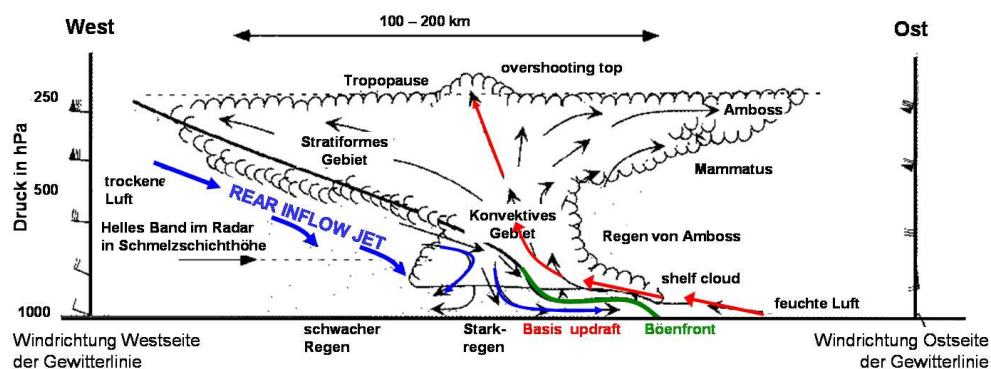


Abbildung 2.9: Aufbau einer Squall Line (modifiziert) (Rauber et al. 1999)

2.6.4.2 Aufbau

Nach Houze (1977) wird eine Squall Line in zwei Regionen eingeteilt: Die Squall-Line-Region und die Amboss-Region. Die Squall Line Region besteht aus einer bogenförmigen Front mit starken Ostwinden in Bodennähe. Darin bilden sich Cumulonimben aus (Abbildung 2.9), die Niederschläge hoher Intensität erzeugen. Die Amboss-Region mit dem Cirrusschirm, die sich oberhalb von 600 - 500 hPa befindet, wird durch eine mächtige Schicht stratiformer Wolken gebildet, die leichte, homogene Regenfälle verursachen. Sie folgt auf die Konvektionszone im mittleren Höhengniveau. In Abbildung 2.9 ist ein Vertikalschnitt einer Squall Line dargestellt. Die Niederschlagstypen, sowie die Regionen mit Auf- und Abwindbereichen sind in der Graphik eingezeichnet. Die Böenfront entsteht durch die Abwinde.

2.6.4.3 Niederschlag

Im Mittel fällt die Hälfte des Niederschlages beim Durchzug in den ersten 30 Minuten aus. Aufgrund der unterschiedlichen Stärke der konvektiven Zellen ist die Niederschlagsmenge sehr variabel. Vor der Ankunft einer Squall Line ist die Luft warm und feucht durch den Südwestmonsun. Nach der Passage der Squall Line kann der Luftdruck um 5 hPa steigen, der Wind dreht und verstärkt sich, die Temperatur sinkt genau wie die Feuchte und eine Niederschlagsmenge mit einem Maximum von 125 mm pro Stunde fällt (Redelsberger et al. 2002).

2.6.4.4 Entstehung

Squall Lines entwickeln sich oft aus hochreichender Konvektion oder aus Wolkenansammlungen, die aus zerfallenden vorher aktiven Squall Lines bestehen (Rowell und Milford 1993). Sie besitzen eine Quelle für kalte Luft im unteren Bereich (Peters 1988) und benötigen eine Dichteströmung in der unteren Troposphäre, um zu existieren bzw. um aufrechterhalten zu werden. Die Dichteströmung wird durch einen zonalen und meridionalen Temperaturgradienten in Bodennähe und einen starken Jet darüber angetrieben. Dadurch entsteht ein System mit hoher Verlagerungsgeschwindigkeit, in das große Mengen an Wasserdampf einströmen können. Die Dichteströmung sorgt für die hohe Verlagerungsgeschwindigkeit des Systems. In Verbindung mit dem AEJ und der Scherung wird eine Niederschlagsstruktur erzeugt, die durch Regenverdunstung eine Quelle für kalte Luft bereitstellt und damit den für die Dichteströmung notwendigen Temperaturunterschied in Bodennähe aufrecht erhält.

Diese Voraussetzungen für Squall Lines weisen darauf hin, dass der bevorzugte Lebensraum die Randtropen sind. Um zu entstehen, müssen allerdings noch mehr Bedingungen erfüllt sein. Ein hoher Wert der Globalstrahlung und die damit verbundene Erwärmung der untersten Luftschichten werden benötigt, um Konvektion auszulösen. Außerdem muss eine feuchtlabile Luftmasse vorhanden sein, in der sich Cumuluswolken als Squall Line Nuklei bilden können und aus den konvektiven Elementen muss Niederschlag fallen. Squall Lines treten über Westafrika dann auf, wenn die Schichtung in dem unteren Niveau potentiell instabil ist. Darüber lagert trockene Wüstenluft. Diese Bedingung ist während des Nordsommers in den Regionen der Sahara und des Sudans durch die feuchte südwestmonsunale Strömung, die unter den trockenen Harmattan fließt, gegeben. Das Maximum der Entwicklung von Squall Lines ist am Nachmittag oder Spätnachmittag, wenn die bedingte Instabilität der Grenzschicht ihren Maximalwert erreicht. In den folgenden Stunden entwickeln sich die Squall Lines schnell. Die stärkste Intensität ist vor Mitternacht erreicht (McGarry und Reed 1978; Reed und Jaffe 1981). Die potentielle Instabilität kann z. B. durch Hebungsprozesse ausgelöst werden, die aufgrund der Aufheizung der Erdoberfläche, in Verbindung mit Topographie, großskalige Konvergenz (z. B. AEW) oder Feuchtequellen an der Erdoberfläche ausgelöst

werden (Rowell und Milford 1993).

Der verdunstende Niederschlag kühlt die trockene Luft des Harmattans ab und bewirkt jeweils einen Abwind auf der Meso- und der konvektiven Skala (z. B. Lemaitre und Testud 1986; Chalon et al. 1988). Diese absteigende Kaltluft generiert eine Böenfront an der scharfen Kante der Squall Line (Abbildung 2.9), wodurch die warme, feuchte Luft gehoben und die kalte, trockene Luft abgesenkt wird, was den Aufbau von konvektiven Zellen fördert (Rowell und Milford 1993). Die Sahara, das Jos Plateau, die Darfur Berge im Sudan und das äthiopische Bergland sind Regionen, in denen Squall Lines und MCS entstehen (Tetzlaff und Peters 1988; Laing und Fritsch 1993). Stein et al. (1999) und Diongue et al. (2002) fanden heraus, dass der AEJ hinter Squall Lines stärker und davor schwächer ist, während der TEJ sich genau gegenläufig verhält.

Kapitel 3

Das Lokal-Modell des Deutschen Wetterdienstes

Das Lokal-Modell (LM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) hat mit einer horizontalen Gitterweite von 7 km zusammen mit dem Globalmodell GME ($\Delta x = 40$ km), welches die Randwerte liefert, das zuvor operationell betriebene numerische Wettervorhersagesystem GM/EM/DM (Globalmodell, Europamodell, Deutschlandmodell) am 1.12.1999 ersetzt (Doms und Schättler 2003). Das LM ist ein nichthydrostatisches, kompressibles Ausschnittsmodell für die Atmosphäre und den Boden, welches für Gebietsausschnitte Verwendung findet. Die vertikale Erstreckung umfasst die meso- γ - und die meso- β - Skala mit einer Auflösung von 50 km bis zu 50 m. In der Horizontalen wird eine Skala von 50 km bis zu 1 km erreicht. Das Modellsystem basiert auf primitiven thermohydrodynamischen Gleichungen in advektiver Form in einem gedrehten Koordinatensystem. Die Gleichungen beschreiben die Strömung in einer feuchten Atmosphäre.

3.1 Basisgleichungen und deren Lösung

3.1.1 Dynamik und Physik des Modells

Der atmosphärische Zustand wird durch ein Gleichungssystem mit verschiedenen physikalischen Größen festgelegt. Diese bestehen aus dreidimensionalem Windvektor, Lufttemperatur, Druck, spezifische Größen von Wasserdampf, Wolkenwasser und Wolkeneis sowie turbulente kinetische Energie (TKE) an den Gitterpunkten des Modells.

Um eine geeignete mathematische Beschreibung der atmosphärischen Strömung zu erhalten, betrachtet man die Atmosphäre als eine Mischung zusammengesetzt aus trockener Luft, Wasserdampf, Flüssigwasser und Wasser in festem Zustand (Eis, Schnee, Hagel, Graupel). Das LM ver-

wendet die dynamischen Grundgleichungen ohne eine skalenabhängige Näherung, was durch den Verzicht der hydrostatischen Approximation gewährleistet ist. Dies ist notwendig, da die Vertikalbeschleunigung im Falle starker Konvektion beträchtliche Werte annimmt und gegenüber der Schwer- und Druckgradientkraft nicht mehr vernachlässigt werden kann. Die dynamischen Grundgleichungen des Modells setzen sich aus folgenden Gleichungen zusammen: Impulsbilanzgleichung, Drucktendenzgleichung, Temperaturgleichung, Bilanzgleichungen für Wasserdampf und Wolkenwasser, Gasgleichung und diabatische Wärmeproduktion. Die Formeln dafür sind der Modellbeschreibung von Doms und Schättler (2002) zu entnehmen.

3.1.2 Numerische Lösung der Modellgleichungen

Die numerische Lösung der Gleichungen erfolgt mit einem Differenzenverfahren. Die räumlichen Differentialoperatoren werden durch finite Differenzen zweiter Ordnung approximiert. Abbildung 3.1 zeigt ein Gitterboxvolumen.

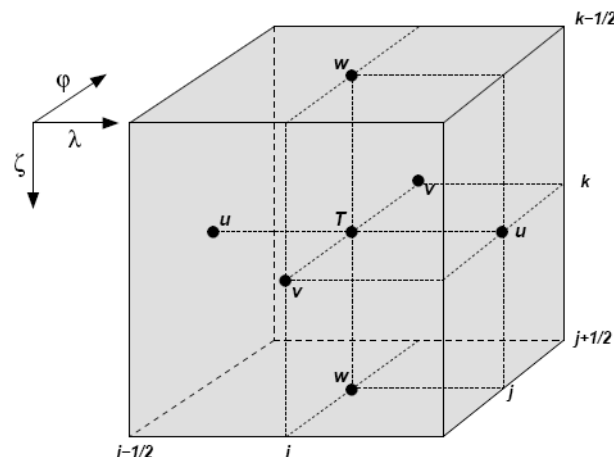


Abbildung 3.1: Ein Gitterboxvolumen $\Delta V = \Delta\zeta\Delta\lambda\Delta\varphi$ mit Anordnung der Modellvariablen im Arakawa-C / Lorenz-Gitter (Doms und Schättler 2002)

Im Gittermittelpunkt (T) werden die Variablen mit Ausnahme der Windgeschwindigkeitskomponenten definiert. Diese werden im Mittelpunkt der Außenwände des Würfels vorgegeben. Die Anordnung der Variablen im Rechengitter wird in der Horizontalen als Arakawa-C-Gitter, in der Vertikalen als Lorenz-Gitter bezeichnet. In der Horizontalen werden rotierte geographische Koordinaten verwendet. In der Vertikalen wird eine geländefolgende Vertikalkoordinate eingeführt. Die

operationelle LM-Version verwendet 35 Schichten in der Vertikalen, wobei die Schichtdicke mit der Höhe zunimmt. Der Pol wird aufgrund der Kugelgeometrie gedreht, damit die Gitterelemente des zu betrachtenden Gebietes keine zu starke Verzerrung erfahren. Die Zeitintegration erfolgt in diskreten Zeitschritten Δt mit dem Leapfrog-Verfahren. Als erste Schritte bei der Simulation erfolgen das Einbinden von Anfangswerten und die kontinuierliche Anpassung der Randwerte des zu betrachtenden Gebietes. Analysefelder eines Gitters mit geringerer Auflösung (z.B. GME oder NCEP) dienen als Anfangsparameter und werden auf das LM-Gitter interpoliert. Die seitlichen Randbedingungen können periodisch gewählt werden oder durch eine Relaxationsmethode nach Davies (1976) gegeben sein.

Die prognostischen Gleichungen werden vereinfacht und durch Parametrisierung sämtlicher physikalischer Transportprozesse gelöst. Diese Parametrisierungen sind erforderlich, da die vollständige Betrachtung von Prozessen die verfügbare Rechenzeit übersteigen würde. Die Turbulenzparametrisierung erfolgt durch ein Schema von Mellor und Yamada (1974) mit einer Schließung 2,5ter Ordnung, wobei ein prognostischer Ansatz für die turbulente kinetische Energie verwendet wird. Die skalige Niederschlagsparametrisierung wird mit einer Bulk-Formulierung vorgenommen. Konvektive Niederschlagsprozesse werden mit einem Massenflussschema nach Tiedtke (1989) parametrisiert. Für detailliertere Informationen sei auf die Dokumentation des Lokal-Modells von Doms und Schättler (2002) sowie den darin enthaltenen Referenzen verwiesen. Im Folgenden werden die Parametrisierungen des Niederschlages genauer erläutert.

3.1.3 Skaliger Niederschlag im Modell

Man unterscheidet bei einem numerischen Modell skalige Prozesse, die vom Gitter des Modells aufgelöst und explizit simuliert werden und subskalige Prozesse, deren Abmessungen zu klein sind, um vom Modell erfasst zu werden. Die subskaligen Prozesse bedürfen einer Parametrisierung. Der skalige Niederschlag wird mit einem Bulk-Verfahren berechnet. Es beruht auf einem Verfahren nach Kessler (1969), welches die Teilchen in der Atmosphäre in breite Klassen von Hydrometeoren einteilt. Die vier Kategorien von Hydrometeoren sind Wolkenwasser, Wolkeneis, Regenwasser und Schnee. Weitere Eiskategorien werden nicht berücksichtigt. Die Bilanzgleichungen des spezifischen Wassergehaltes der jeweiligen Klassen enthalten sowohl den advektiven und turbulenten Transport als auch Terme, die die Prozesse der Wolken- und Niederschlagsbildung beschreiben. Für jede Klasse wird der zugehörige Wassergehalt q^x direkt vorhergesagt. Für die Niederschlagspartikel wird eine Exponentialverteilung unter Beachtung des Teilchendurchmessers verwendet. Bei Regentropfen entspricht dies einer Marshall-Palmer-Verteilung.

Skalige Kondensationsprozesse werden im Modell durch Übersättigung der Gitterelemente erzeugt. Wegen der Abhängigkeit der Niederschlagsprozesse von dem ersten Hauptsatz der Thermo-

dynamik muss das folgende Gleichungssystem für die vier Wasserlassen und die prognostische Temperaturgleichung gelöst werden.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = A_T + \frac{L_v}{c_{pd}}(S^c + S^r) + \frac{L_s}{c_{pd}}(S^i + S^s) \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial q^v}{\partial t} = A_{q^v} + S^v \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial q^c}{\partial t} = A_{q^c} + S^c \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial q^i}{\partial t} = A_{q^i} + S^i \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial q^r}{\partial t} + \frac{g}{\sqrt{\gamma}} \frac{\rho_0}{\rho} \frac{\partial P_r}{\partial \zeta} = A_{q^r} + S^r \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial q^s}{\partial t} + \frac{g}{\sqrt{\gamma}} \frac{\rho_0}{\rho} \frac{\partial P_s}{\partial \zeta} = A_{q^s} + S^s \quad (3.6)$$

Die Variablen in den Gleichungen beschreiben folgende Größen:

T	Temperatur
q^v	spezifische Feuchte
q^c	spezifischer Wolkenwassergehalt
q^i	spezifischer Wolkeneisgehalt
q^r	spezifischer Regengehalt
q^s	spezifischer Schneegehalt
L_v	spezifische Kondensations- bzw. Verdampfungswärme
L_s	spezifische Sublimationswärme
c_{pd}	spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck
ρ	Dichte
$P_{r, s}$	Niederschlagsfluss von Regen (r) bzw. Schnee (s)

Die Ausdrücke A_T , A_{q^v} , A_{q^c} , A_{q^r} , A_{q^i} , A_{q^s} bezeichnen die dynamischen Antriebe (z.B. Advektion) und alle nicht mit skaligen Kondensationsprozessen zusammenhängende Größen. Die S^x -Terme sind Prozesse der sogenannten warmen Niederschlagsbildung und beschreiben Quellen und Senken einer Wasserklasse. Dazu können noch Prozesse der Eisphase kommen, die in Form von weiteren S^x -Termen als Summanden in die Gleichungen 3.1 - 3.6 einfließen können. Der Vorfaktor $\frac{g}{\sqrt{\gamma}} \frac{\rho_0}{\rho}$ mit $\sqrt{\gamma} = -\rho_0 g \frac{\partial z}{\partial \zeta}$ entsteht durch die Transformation des Koordinatensystems auf das geländefolgende System und durch die Einführung eines Grundzustandes im Modell. Die

Ausdrücke für die Terme mit den Niederschlagsflüssen in Gleichung 3.5 und 3.6 werden vereinfacht, indem Stationarität und horizontale Homogenität angenommen werden. Zusätzlich wird die vertikale Advektion vernachlässigt. Die Folge davon ist, dass die Niederschlagskomponenten für Schnee und Regen diagnostisch werden. Man erhält:

$$\frac{g}{\sqrt{\gamma}} \frac{\rho_0}{\rho} \frac{\partial P_r}{\partial \zeta} = S^r \quad (3.7)$$

$$\frac{g}{\sqrt{\gamma}} \frac{\rho_0}{\rho} \frac{\partial P_s}{\partial \zeta} = S^s \quad (3.8)$$

Das Lokal-Modell berücksichtigt eine Reihe mikrophysikalischer Prozesse für die Wolken- und Niederschlagsbildung, wobei Vorgänge wie Kondensation, Verdunstung und Autokonversion von Wolkenwasser, Akkreszenz und Nukleation von Wolkeneis, Verdunstung von Regen, Depositionswachstum, Sublimation und Autokonversion von Wolkeneis, Umwandlungsprozesse, Anwachsen und Anhaften von Partikeln enthalten sind. Für eine ausführliche Betrachtung der Parametrisierungen im Einzelnen sei auf die Modellbeschreibung des DWD (Doms et al. 2005) verwiesen.

Die unbekanntes Niederschlagsflüsse $P_{r,s}$ für Regen und Schnee am Boden erhält man durch vertikale Integration der Gleichungen 3.7 und 3.8 vom Modelloberrand mit der Randbedingung $P_{r,s}^{\zeta=Oberrand} = 0$ bis zum Boden.

3.1.4 Parametrisierung der Konvektion mit Kondensation

Subskalige Kondensationsprozesse können vom numerischen Modell nicht aufgelöst werden. Die Konvektionsparametrisierung kann mittels Tiedtke- oder Kain-Fritsch-Schema erfolgen, die im LM implementiert sind. Für das Tiedtke-Schema gibt es drei verschiedene Konvektionsarten, die zu unterscheiden sind: Flache, hochreichende und mittelhohe Konvektion. Pro Gitterpunkt ist nur eine Konvektionsart möglich. Während die flache und die hochreichende Konvektion in der untersten Modellschicht über der Erdoberfläche ausgelöst werden, entsteht die mittelhohe Konvektion erst in den höher gelegenen Modellschichten. Die Schließung für flache und hochreichende Konvektion basiert standardmäßig auf einer Konvergenz feuchter Luftmassen (Kuo-Schließung). Des Weiteren gibt es noch eine CAPE-Schließung und eine TKE-Schließung. Bei mittelhoher Konvektion werden der aufwärts gerichtete Massenfluss M_u an der Wolkenbasis und der skalige vertikale Massentransport in diesem Niveau gleich gesetzt.

3.1.4.1 Tiedtke-Schema mit der Kuo-Schließung

Im LM ist das Massenflussschema nach Tiedtke (1989) mit einem Schließungsverfahren, das auf Kuo (1965) zurückgeht, voreingestellt. Hier wird Konvektion ausgelöst, sobald die Feuchtekon-

vergenz positiv ist und wenn eine bedingte Instabilität besteht.

Bei dieser Art von Parametrisierungen wird die Annahme getroffen, dass die thermodynamischen Gleichungen ein ganzes Ensemble von Konvektionswolken in allen Entwicklungsstadien auflösen können. Hierbei werden die vertikalen Flüsse von Masse, Wärme, Feuchte und Impuls in Auf- und Abwinden durch ein einfaches Bulk-Wolkenmodell berechnet. Die prognostischen Gleichungen für die skaligen Variablen erhält man durch räumliche Mittelung der mikroturbulenten Gleichungen für Wärme (trockenstatische Energie), spezifische Feuchte und Impuls über die entsprechenden Zeitskalen. Hierbei werden nichthydrostatische Effekte auf der Mesoskala sowie Änderungen der vertikalen mittleren Windgeschwindigkeit vernachlässigt. Um die Gleichungen für die Massenflüsse zu lösen, wird beim eindimensionalen Wolkenmodell die Annahme getroffen, dass der Abwind, der aus einem Ensemble von Wolken besteht, konstant ist. Die Parametrisierungen sind in den Gleichungen 3.9, 3.10 und 3.11 dargestellt.

$$\left(\frac{\partial s}{\partial t}\right)_{conv} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} [M_u(s_u - s) + M_d(s_d - s)] + L(c_u - e_d - e_l - e_p) \quad (3.9)$$

$$\left(\frac{\partial q^v}{\partial t}\right)_{conv} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} [M_u(q_u^v - q^v) + M_d(q_d^v - q^v)] + (c_u - e_d - e_l - e_p) \quad (3.10)$$

$$\left(\frac{\partial \vec{v}_h}{\partial t}\right)_{conv} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} [M_u(\vec{v}_{h,u} - \vec{v}_h) + M_d(\vec{v}_{h,d} - \vec{v}_h)] \quad (3.11)$$

In den Gleichungen 3.9 - 3.11 treten folgende Größen auf:

$s = c_{pd}T + gz$	trocken-statische Energie (Montgomerypotential)
q^v	spezifische Feuchte
\vec{v}_h	horizontaler Windgeschwindigkeitsvektor
$M_{u,d} = \rho a_{u,d} (w_{u,d} - w)$	auf- (engl.: up) bzw. abwärts (engl.: down) gerichteter Massenfluss
$a_{u,d}$	Flächenanteil des Auf- bzw. Abwindbereichs
$w_{u,d}$	Vertikalgeschwindigkeit im Auf- bzw. Abwindbereich
$s_{u,d}$	trocken-statische Energie im Auf- bzw. Abwindbereich
$q_{u,d}^v$	spezifische Feuchte im Auf- bzw. Abwindbereich

Eine weitere Vereinfachung ist die Annahme, dass der Aufwind des Massenflusses sich nur durch eine Vermischung mit der Umgebung (Einmischen von Umgebungsluft in die Wolke (Entrainment) und Massenverlust innerhalb der Wolke durch Ausmischen von Wolkenluft in die Umge-

bung (Detrainment) ändert. Für die Masse ergibt sich für den Aufwindbereich folgende Gleichung:

$$\frac{\partial M_u}{\partial z} = E_u - D_u \quad (3.12)$$

Ähnliche Gleichungen bestehen für die Wärme, spezifische Feuchte und Impuls. Analoge Betrachtungen werden für den abwärtsgerichteten Massenfluss durchgeführt. Um die Gleichungen zu lösen, muss man über die Vertikalkoordinate integrieren.

Zur Lösung der parametrisierten Tendenzgleichungen 3.9 - 3.11 muss der Massenfluss an der Wolkenbasis bekannt sein. Bei der Kuo-Schließung folgt eine Parametrisierung des Massenflusses am Oberrand des Abwindbereiches. Der abwärts gerichtete Massenfluss am Niveau des freien Absinkens (NFA) wird direkt proportional zum aufwärts gerichteten Massenfluss im Niveau der Wolkenbasis z_{basis} angenommen.

$$(M_d)_{NFA} = \gamma_d (M_u)_{z_{basis}} \quad (3.13)$$

Der Proportionalitätsfaktor γ_d bestimmt die Intensität des Massenflusses im Abwindbereich und ist in der LM-Version 3.9 auf den Wert 0,3 gesetzt.

Bei der Berechnung des Massenflusses an der Wolkenbasis wird unterschieden, welche Art von Konvektion vorliegt. Man geht von einem Feuchtegleichgewicht in der Schicht unterhalb der Wolke aus. Aus der Bilanzgleichung für die Feuchte unter Vernachlässigung von Phasenumwandlungen erhält man einen Ausdruck für die Massenflüsse, indem man die Bilanzgleichung vertikal vom Boden bis zur Wolkenbasis integriert. Mit der Bedingung, dass am Boden die Vertikalgeschwindigkeit und somit auch die Massenflüsse verschwinden, erhält man:

$$[M_u(q_u^v - q^v) + M_d(q_d^v - q^v)]_{z_{basis}} = - \int_{z=0}^{z_{basis}} \left(\rho \vec{v} \cdot \vec{\nabla} q^v + \frac{\partial F^{q^v}}{\partial z} \right) dz \quad (3.14)$$

Die unter dem Integral stehenden Terme sind entscheidend dafür, welche Art von Konvektion vorliegt. Flache und hochreichende Konvektion treten auf, wenn die rechte Seite der Gleichung positiv ist. Bei flacher Konvektion überwiegt der Turbulenzterm. Bei hochreichender Konvektion überwiegt der Advektionsterm. Bei mittelhoher Konvektion wird der aufwärts gerichtete Massenfluss an der Wolkenbasis gleich dem skaligen vertikalen Massentransport in diesem Niveau gesetzt. Die Formel lautet:

$$(M_u)_{z_b} = (\rho \omega)_{z_b} \quad (3.15)$$

Die Haushaltsgleichung für den konvektiven Niederschlag lautet nach dieser Parametrisierung mit

Vereinfachung:

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho (g_p - e_d - e_p) \quad (3.16)$$

- P = Mittelwert des Flusses von konvektivem Niederschlag
- g_p = Umwandlungsrate des Wolkenwassergehaltes zu Niederschlagswasser
- e_d = Evaporation des Niederschlags im Abwind
- e_p = Evaporation des Niederschlags unter der Wolkenbasis

Die Niederschlagsrate am Boden resultiert durch die vertikale Integration über die Gleichung 3.16.

3.1.4.2 Tiedtke-Schema mit der CAPE-Schließung

Die CAPE (Convective Available Potential Energy) ist definiert als vertikales Integral des Auftriebs eines Partikels zwischen dem Niveau, ab welchem labiler Aufstieg einsetzt (Hebungskondensationsniveau (HKN)) und der Grenze der Konvektion (Niveau des neutralen Auftriebs (NNA)).

$$CAPE = \int_{HKN}^{NNA} \bar{g} \frac{\Theta_p - \bar{\Theta}_u}{\bar{\Theta}_u} dz \quad (3.17)$$

Θ_p ist die potentielle Temperatur des Teilchens und Θ_u ist die potentielle Temperatur der Umgebung. Ist der Auftrieb positiv, so ist die Temperatur des Teilchens größer als die der Umgebung. Herrscht ein negativer Auftrieb, ist die Temperatur des Teilchens niedriger als die Umgebung.

Die CAPE ist ein Maß für die Labilität der Schichtung in der Atmosphäre und für die potentielle Energie, die bei konvektiven Prozessen freigesetzt werden kann. Bei der CAPE-Schließung wird die Annahme getroffen, dass der Massenfluss unterhalb der Wolkenbasis proportional zur CAPE angenommen werden kann, wenn diese infolge großskaliger Dynamik erzeugt wird. Hierbei wird eine charakteristische, dimensionslose Zeitkonstante $\tau = 0,05$ definiert. Für den Massenfluss M_u erhält man folgende Beziehung:

$$M_u = 0,05\rho\sqrt{CAPE} \quad (3.18)$$

Der Massenfluss wird in $kg\ m^2\ s^{-1}$, die Dichte ρ in $kg\ m^{-3}$ und die CAPE in $m\ s^{-1}$ angegeben.

3.1.4.3 Tiedtke-Schema mit der TKE-Schließung

Bei der TKE-Schließung wird die Tatsache verwendet, dass die TKE im Produktionsterm für den Auftrieb mit der TKE-Gleichung verbunden ist. Ist TKE aus der Turbulenzparametrisierung verfügbar, wird diese für die Bestimmung von flacher Konvektion eingesetzt. Der Massenfluss

unterhalb der Wolkenbasis wird als eine Funktion der TKE angenommen und mit einer Schließung der Ordnung 2,5 berechnet.

3.1.4.4 Kain-Fritsch Schema

Dieses Parametrisierungsschema wurde von Kain und Fritsch (1993) entwickelt und kann speziell für Maschenweiten von 10-30 km angewendet werden. Das Besondere an der Kain-Fritsch-Parametrisierung ist, dass Flüssigwasser aus den konvektiven Wolken als Feuchtequelle verfügbar werden kann (Bachner 2002).

3.2 Modellgebiet und Datenverfügbarkeit

In dieser Arbeit werden verschiedene konvektive Episoden im tropischen Westafrika untersucht. Das Modellgebiet ist so gewählt, dass es für eine Auflösung von $\Delta x = 14 \text{ km}$ die Städte Ouagadougou in Burkina Faso, Niamey in Niger und Parakou in Benin mit einschließt. Dabei entspricht 1° etwa 111 km. Für alle Simulationen wurde die Modellversion 3.9 des Lokal-Modells verwendet. Die 35 Höhenschichten, wie sie im Modell eingestellt sind, wurden unverändert übernommen.

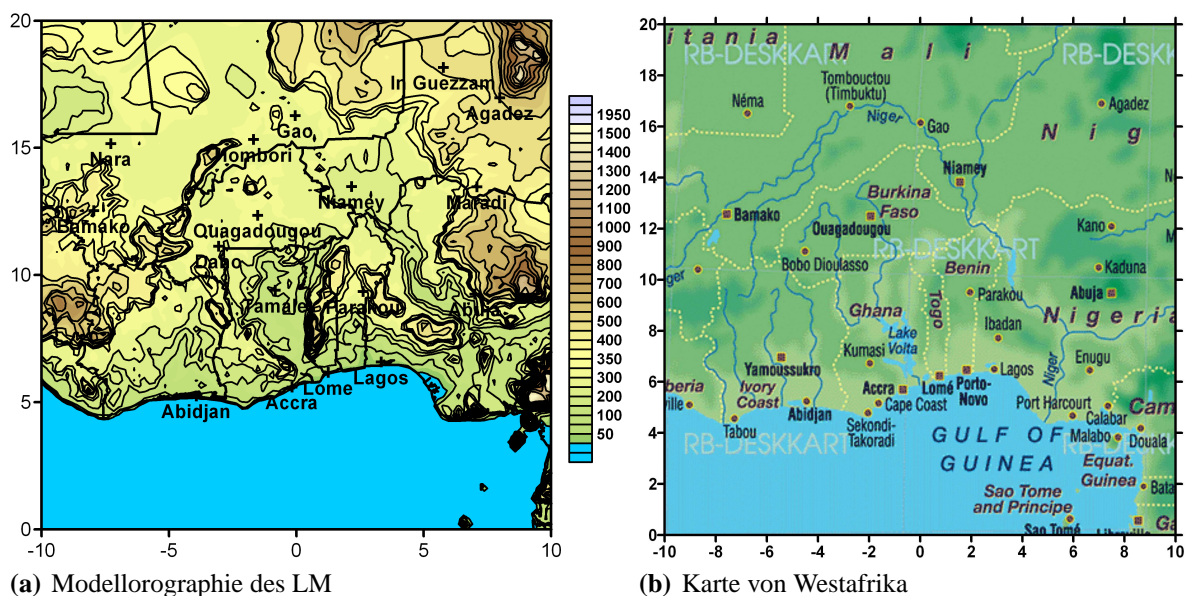


Abbildung 3.2: (a) Modellgebiet für die Auflösung von 14 km mit einigen Stationen und (b) Karte von Westafrika (Quelle: <http://www.welt-atlas.de/datenbank/karten/karte-0-9007.gif>)

Die Initialisierung um 0 UTC erfolgte mittels GME-Analysedaten mit einer Auflösung von $\Delta x =$

60 km. Diese standen für den Zeitraum von 1. Juni - 30. September 2004 stündlich zur Verfügung und liefern die Anfangs- und Randwerte. Dabei werden die GME-Daten auf das feinere Gitter von 14 km, 7 km oder 2,8 km interpoliert. Zusätzlich sind Landnutzungsdaten zur Initialisierung erforderlich, die vom DWD vorlagen. Die drei Zeiträume 6. - 8. Juli 2004, 1. - 6. Juni 2004 und 20. - 21. April 2004 wurden für die Simulationen in Bezug auf mesoskalige und kleinskalige Konvektion ausgewählt. Die Vorhersagedaten für den Apriltermin lagen alle sechs Stunden vor. Für den Zeitraum im Juli konnten keine Messdaten besorgt werden, sodass die Ergebnisse komplett aus der Betrachtung herausgenommen werden.

Die Rechnungen im Juni wurden mit einer Auflösung von 7 km gerechnet. Für jeden Tag wurde um 0 UTC initialisiert und für einen Zeitraum von 24 Stunden gerechnet, wobei stündlich Randwerte aus dem GME in das LM übernommen wurden. Das Konvektionsschema nach Tiedtke mit Kuo-, CAPE- und TKE- Schließung wurde für jeden Tag verwendet. Da das Kain-Fritsch-Schema in der Modellversion 3.9 nicht korrekt implementiert ist, können die Simulationen in der Auswertung nicht verwendet werden. Die Modellierungen für den Zeitraum im April 2004 wurden mit sämtlichen Auflösungen mit und ohne Mehrschichtenbodenmodell simuliert. Für die Auflösungen von 7 km und 2,8 km wurde ein Nesting-Verfahren benutzt. Eine Variation des Integrationszeitschrittes Δt (15 s, 8 s, 6 s, 5 s) für eine Maschenweite von 2,8 km soll die Sensitivität des Modells für diese Größe zeigen.

Zum Schluss wurde für die Betrachtung von Sensitivitätsstudien der Bodenwassergehalt als Eingangsgröße für die Rechnungen mit dem Mehrschichtenmodell im LM für Auflösungen der Gitterweite von 14 km und 7 km um $\pm 25\%$ variiert. Die unterschiedlichen Einstellungen für die Simulationen der einzelnen Tage sind in Tabelle 3.1 zusammengetragen.

Tabelle 3.1: Einstellungen für die Modellläufe der unterschiedlichen Episoden im Jahr 2004 mit Δx = horizontale Auflösung, K-Schema = Konvektionsschema, BS = Bodenschichten (2 = Zweischichtenmodell, 7 = Mehrschichtenmodell) und Δt = Zeitschritt

Datum	Δx	Gebietsgröße	K-Schema	BS	Δt	Gitterpunkte
1.-6. Juni	7 km	5° W - 2° O 7° N - 13° N	Tiedtke/Kuo Tiedtke/CAPE Tiedtke/TKE	7	40 s	112 × 96
1. Juni	2,8 km	5° W - 1° W 10° N - 14° N	ohne	7	5 s	161 × 161
2. Juni	14 km	10° W - 10° O 0°N - 20° N	Tiedtke/Kuo	7	40 s	161 × 161
20. / 21. April	14 km	10° W - 10° O 0°N - 20° N	Tiedtke/Kuo	2	40 s	161 × 161
20. / 21. April	14 km	10° W - 10° O 0°N - 20° N	Tiedtke/Kuo	7	40 s	161 × 161
20. / 21. April	7 km	6° W - 5° O 4° N - 15° N	Tiedtke/Kuo	2	40 s	176 × 176
20. April	2,8 km	4° W - 0° 10° N - 14° N	ohne	2	5 s	161 × 161
21. April	2,8 km	4° W - 0° 10° N - 14° N	ohne	2	6 s, 8 s, 15 s	161 × 161
21. April	2,8 km	4° W - 0° 10° N - 14° N	Tiedtke/Kuo	2	15 s	161 × 161

Kapitel 4

Simulationen für ein mesoskaliges Wettersystem in der Monsunzeit

4.1 Synoptische Betrachtung des Zeitraumes 1. - 6. Juni 2004

Die ersten 6 Tage Anfang Juni 2004 sind durch synoptiskalige Transportprozesse in der Phase des beginnenden Monsuns geprägt (siehe Kapitel 2.4). Am 2. Juni 2004 wurde ein MCS mit der mittleren Windströmung nach Westen transportiert und prägte das Wettergeschehen im Simulationsgebiet. Zur Modellvalidierung wurden Satellitenbilder der Dundee Satellite Station zu den Zeitpunkten 0, 6, 12 und 18 UTC (Coordinated Universal Time) verwendet. Außerdem wurden Satellitenbilder der NASA (National Aeronautics and Space Administration) in einer feineren Auflösung für Burkina Faso für einen Mittelungszeitpunkt von 10 UTC zur Auswertung herangezogen. Zusätzlich liegen aus dem Internet Bodendaten eines russischen Wetterarchivs für Temperatur, Taupunkt, relative Feuchte, Windrichtung, Windgeschwindigkeit, Wolkenbedeckungsgrad, Sichtbarkeit und Bodendruck in sechsstündigem Abstand um 0, 6, 12 und 18 UTC vor. Niederschlagsmeldungen stehen einmal täglich zur Verfügung.

4.1.1 Die synoptische Situation am 1. Juni 2004

Die Bewölkungsverteilung über Westafrika des 1. Juni 2004 ist anhand von Infrarotaufnahmen des geostationären Satelliten METEOSAT 8 dargestellt (Abbildung 4.1). Die Aufnahmen umfassen einen geographischen Bereich von 20° W bis 20° O und vom Äquator bis 20° N. In roten Rechtecken ist das äußere Modellgebiet mit $20^{\circ} \times 20^{\circ}$ Ausdehnung und das innere Simulationsgebiet für die 7km-Rechnungen mit einer Erstreckung von 5° W bis 2° O und 7° N bis 13° N gekennzeichnet. Aus den Satellitenaufnahmen geht hervor, dass flache und hochreichende Bewölkung um 0

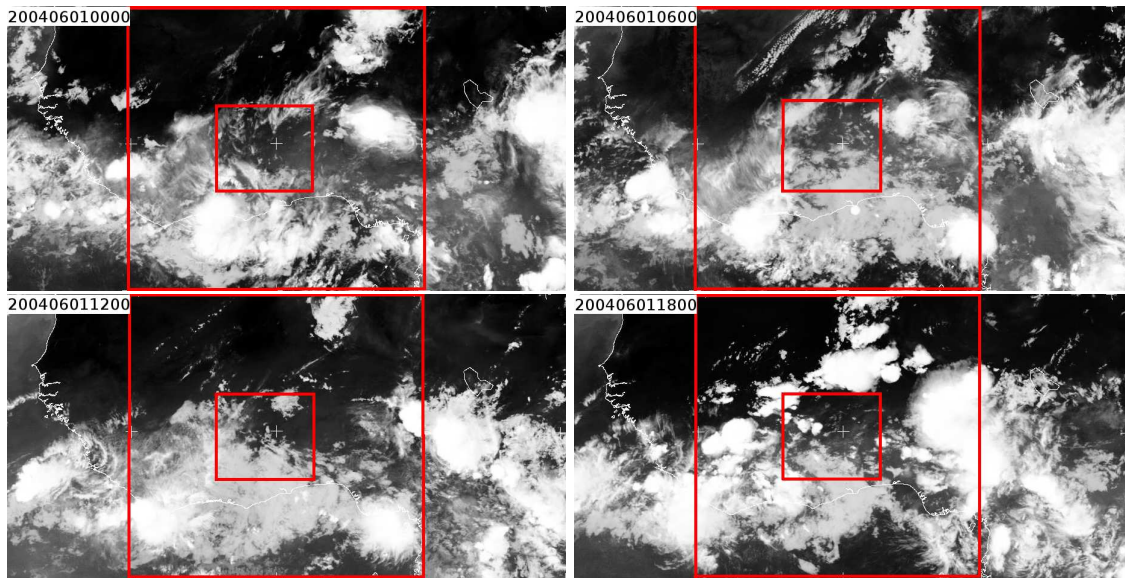


Abbildung 4.1: Satellitenbilder des Infrarotkanals des geostationären Satelliten METEOSAT 8 am 1. Juni 2004 um 0, 6, 12 und 18 UTC. Das Gebiet erstreckt sich von 0°-20° N und von 20° W bis 20° O. Quelle: <http://www.sat.dundee.ac.uk/>. Die weiße durchgezogene Linie kennzeichnet die afrikanische Küstenlinie. Die beiden roten Rechtecke heben das innere und äußere Simulationsgebiet hervor.

UTC auf die Küstenbereiche konzentriert ist. Außerdem existieren konvektive Komplexe über Nigeria und über Zentralafrika. Das innere Modellgebiet wird im Süden von durchziehender Bewölkung gestreift. Im Norden sind faserige Wolken zu erkennen, die aus nordöstlicher Richtung heranziehen. Um 6 UTC zeigt das Satellitenbild flache Bewölkung im südlichen Küstenbereich, mit einzelnen, konvektiven Zellen entlang der Küste. Das System über Zentralafrika ist nahezu stationär geblieben. Im inneren Modellgebiet ist ausschließlich flache Bewölkung zu erkennen. Bis 12 UTC sind keine wesentlichen Änderungen zu beobachten. Die beiden konvektiven Komplexe im Südwesten und Südosten des äußeren Modellgebietes haben sich nur wenig nach Westen verlagert. Der nördliche Bereich des inneren Simulationsgebietes ist weiterhin größtenteils wolkenfrei und im südlichen Bereich hält sich die flache Bewölkung. Am Nachmittag ist eine starke konvektive Entwicklung zu beobachten, die im Nordwesten von Burkina Faso, d.h. in Dedougou und in Bobo-Dioulasso mit Niederschlag verbunden ist. Östlich des inneren Modellgebietes, in Nigeria, ist die konvektive Entwicklung besonders intensiv.

4.1.2 Die synoptische Situation am 2. Juni 2004

Um 0 UTC am darauf folgenden Tag ist die konvektive Entwicklung in Westafrika noch immer sehr stark (siehe Abbildung 4.2). Zu diesem Zeitpunkt liegt das innere Modellgebiet im Zentrum einer Halbwellen, entlang der sich mehrere konvektive Zellen aufreihen. Diese Welle wandert im Verlauf des Tages durch das innere Modellgebiet, sodass um 6 UTC das gesamte Gebiet bedeckt ist. Das hochauflösende Satellitenbild um 10 UTC zeigt nur im Norden und im Westen von Burkina Faso wolkenfreie Bereiche (vgl. Abbildung 4.3). Konvektion erreicht gegen Mittag mit einem riesigen Wolkenschirm den Westen des Simulationsgebietes. Der Südwesten ist schon wieder wolkenfrei. Um 18 UTC ist keine zusammenhängende hochreichende Bewölkung mehr über dem Modellgebiet zu sehen. An mehreren Stationen wurde Gewitter mit oder ohne Niederschlag gemeldet. Über den Ländern Zentralafrikas und an der Küste von Nigeria und Kamerun sind erneut konvektive Zellen zu beobachten. Es sind über den Tag hohe Niederschlagsmengen mit einem Maximum von 32 mm in Po (Burkina Faso) gefallen. An den meisten synoptischen Stationen wurden Niederschlagssummen im zweistelligen Bereich gemeldet.

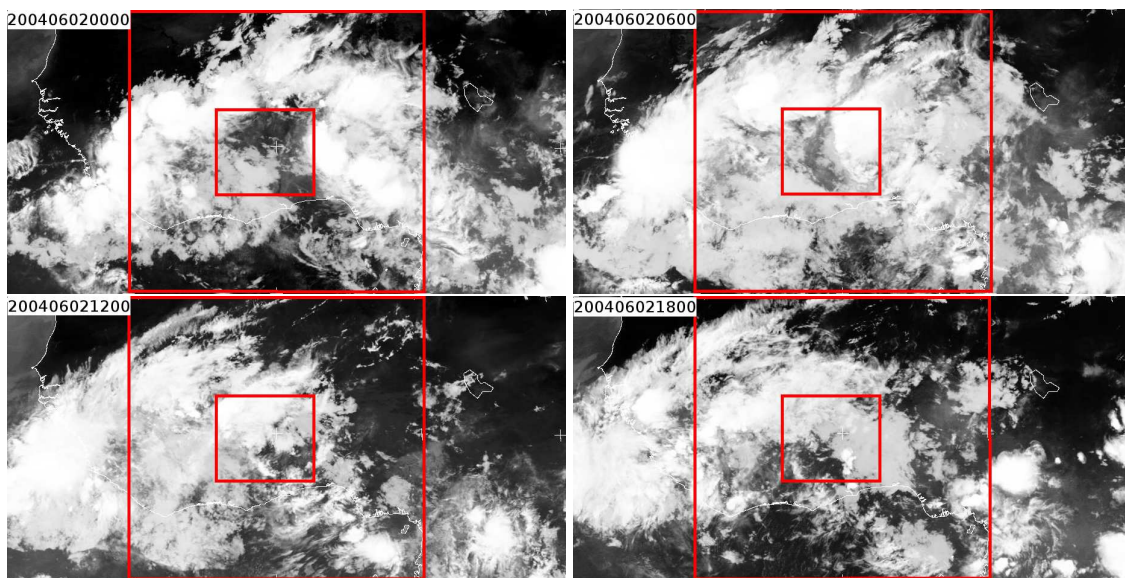


Abbildung 4.2: Satellitenbilder des Infrarotkanals am 2. Juni 2004 um 0, 6, 12 und 18 UTC.
Quelle: <http://www.sat.dundee.ac.uk/>

4.1.3 Die synoptische Situation am 3. Juni 2004

Um 0 UTC ist das innere Modellgebiet bis auf den Südwesten noch fast komplett mit niedriger Bewölkung bedeckt (siehe Abbildung 4.4). Über Zentralafrika und Nigeria sind ausgedehnte Wol-

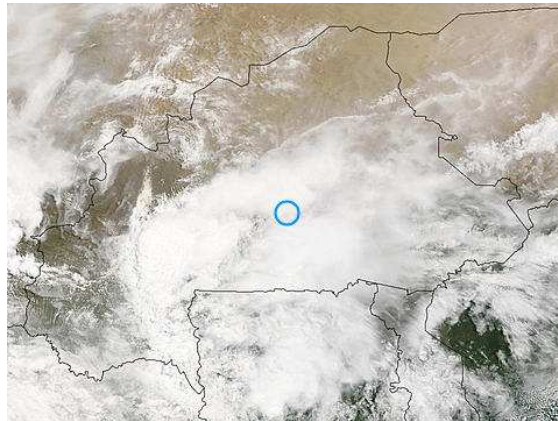


Abbildung 4.3: Satellitenbild von Burkina Faso am 2. Juni 2004 um 10 UTC. Der blaue Kreis markiert die geographische Position von Burkina Fasos Hauptstadt, Ouagadougou. Quelle: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>

kenkomplexe sichtbar. In der Satellitenaufnahme um 6 UTC ist die betrachtete Region nur im Osten teilweise wolkenfrei. Die konvektiven Zellen östlich des inneren Modellgebietes haben sich mit der östlichen Höhenströmung westwärts verlagert und intensiviert. Im weiteren Tagesverlauf schwächt sich die Bewölkung innerhalb des Modellgebietes ab und die konvektive Bewölkung im Osten des Satellitenbildes verlagert sich südwestwärts. Am Abend ist die konvektive Aktivität an der Küste wieder stärker und einzelne Zellen treten deutlich aus dem Wolkenkomplex hervor. Auch über Ghana erstreckt sich konvektive Bewölkung. Der Niederschlag hat im Vergleich zum Vortag abgenommen. Im Norden (Ouagadougou) fielen maximale Tagesniederschläge von 3 mm. Die größte Niederschlagssumme von 24,3 mm fiel in Wa (Ghana), was offensichtlich auf die im Satellitenbild sichtbare sehr starke konvektive Zelle am Nachmittag zurückzuführen ist.

4.1.4 Zusammenfassung der synoptischen Situation vom 4. - 6. Juni 2004

Die weitere Entwicklung wird ohne Darstellung von Abbildungen erläutert. In der Nacht zum 4. Juni 2004 ist die konvektive Entwicklung über Nigeria und den Ländern Benin, Togo und Ghana noch sehr stark. Der Süden des Modellgebietes ist um 0 UTC bewölkt. Der Wolkenkomplex östlich des Simulationsgebietes, der am 3. Juni um 12 UTC und um 18 UTC im Satellitenbild deutlich zu sehen ist (siehe Abbildung 4.4), propagiert weiter nach Westen. Die Entwicklung an der Westküste Afrikas hat an Intensität gewonnen. Im Laufe des Tages reduziert sich die Bewölkung im Norden des inneren Modellgebietes durch Abschwächung der Zelle im Osten. Am Abend sind gering ausgedehnte konvektive Zellen an der Küste und in Zentralafrika zu sehen. Niederschlag ist an diesem Tag innerhalb des Modellgebietes nur in Bole (Ghana) mit 0,3 mm gefallen.

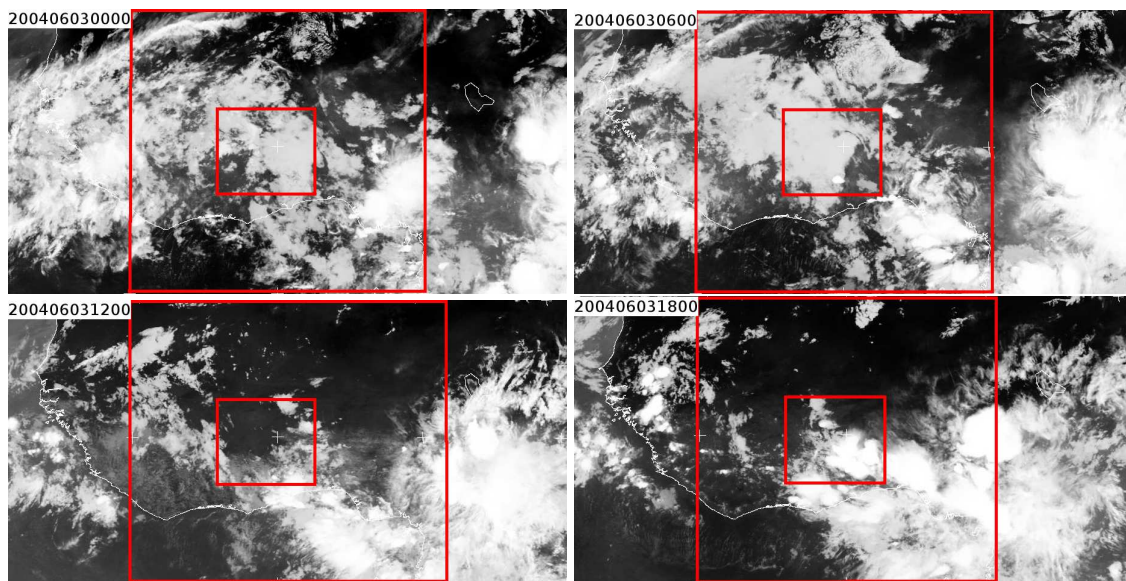


Abbildung 4.4: Satellitenbilder des Infrarotkanals am 3. Juni 2004 um 0, 6, 12 und 18 UTC.
Quelle: <http://www.sat.dundee.ac.uk/>

Am 5. Juni 2004 ist die konvektive Aktivität wesentlich zurückgegangen. Um 0 UTC sind noch ein paar konvektive Elemente im westlichen Küstenbereich. Im Laufe des Vormittages entstehen konvektive Zellen entlang der Küste, aber über dem Land ziehen nur lockere Wolkenstrukturen nach Westen. Erst am Abend ist über Zentralafrika und westlich der Tschadsee wieder eine starke konvektive Entwicklung beobachtbar. Der Süden des Modellgebietes ist abends noch bewölkt. Niederschlag fiel am 5. Juni 2004 nur im Süden des Simulationsgebietes in geringen Mengen.

An der Westküste Afrikas findet in der Nacht vom 5. auf 6. Juni 2004 eine starke konvektive Entwicklung statt. Westlich des Tschadsees und über den Küstenbereichen von Nigeria und Kamerun entwickeln sich neue Zellen, die sich jedoch am Vormittag auflösen. Das Modellgebiet ist wolkenfrei. Um 12 UTC konzentriert sich die Bewölkung auf die Küste und es ist zu einer Abschwächung der Zellen über Nordnigeria gekommen. Bereits um 18 UTC hat die Entwicklung von Quellwolken wieder eingesetzt und mehrere Zellen sind über dem Kontinent sichtbar. Eine konvektive Zelle dringt von Nordosten in das Simulationsgebiet und bewirkt einen Windsprung in Fada N’Gourma (Burkina Faso). Niederschlag wird am 6. Juni 2004 an keiner der zur Verfügung stehenden synoptischen Stationen im Modellgebiet registriert.

4.2 Simulationsergebnisse für den 1. - 6. Juni 2004

Die synoptische Situation Anfang Juni 2004 zeigt anhand der Satellitenbilder (Abbildungen 4.1 und 4.2), dass am 2. Juni 2004 ein MCS das Modellgebiet passierte und hohe Mengen an Niederschlag mit sich brachte. Deshalb wird im Folgenden für diesen Tag eine ausführliche Analyse der Modellergebnisse durchgeführt und Vergleiche mit Beobachtungen angestellt. Anschließend werden die Ergebnisse der anderen Tage, vor allem im Bezug auf die unterschiedlichen Konvektionsschemata diskutiert und die Differenzen zu den Messungen erörtert. Wenn bei den Modellergebnissen nicht anders gekennzeichnet, beziehen sich die Simulationen auf das Simulationsgebiet von 7° N bis 13° N und 5° W bis 2° O, wobei die Konvektionsparametrisierung nach Tiedtke mit Kuo-Schließung und eine Gitterauflösung von 7 km verwendet wurden.

4.2.1 GME-Daten für den 2. Juni 2004

Um zu wissen, wie die GME-Antriebsdaten für die LM-Simulationen aussehen, werden zuerst die meteorologischen Größen der GME-Daten analysiert, nachdem eine Interpolation auf das LM-Gitter mit der Auflösung von 14 km stattgefunden hat. Für diese Auflösung werden die Daten für ein Gebiet der Größe $20^{\circ} \times 20^{\circ}$ (äußeres Modellgebiet) ausgewertet.

4.2.1.1 Horizontalwind in 700 hPa

Zunächst werden die Windverhältnisse in 700 hPa analysiert, da in dieser Höhe der AEJ seine maximale Windstärke erreicht (siehe Kapitel 2.1 und Abbildung 2.2) und für die Zugrichtung und Geschwindigkeit der eingelagerten konvektiven Zellen verantwortlich ist. Zwischen 5° N und 16° N weht um 0 UTC ein Ostwind, wohingegen über dem Meer ein Wind aus südöstlicher Richtung zu verzeichnen ist (nicht abgebildet). Im Norden ist ein divergenter Wind mit geringerem Betrag vorhanden, der durch das MCS zustande kommt. Um 6 UTC dreht der Wind im Bereich von 0° O und 6° O sowie 13° N und 17° N auf eine Strömung aus nördlichen Richtungen (siehe Abbildung 4.5). Diese im Norden auftretende Störung im Windfeld wird vermutlich durch den Durchzug des MCS verursacht. Allerdings wandert sie im Laufe der weiteren Simulationszeit nicht nach Westen durch das Modellgebiet hinweg, sondern bleibt im Laufe des Tages im Wesentlichen ortsfest. Um 12 UTC weht auch im Norden des Modellgebietes ein Ostwind. Die Transportrichtung der Wolkenysteme, wie aus der zeitlichen Abfolge der Satellitenbilder (Abbildung 4.2) zu beobachten ist, wird vom GME richtig simuliert. Über Ouagadougou wurde um 12 UTC von der Radiosonde ein Wind der Stärke 25,7 m/s mit einer Windrichtung von 95° gemessen (siehe Abbildung 4.19). Der Betrag der Windgeschwindigkeit ist im GME zu niedrig, die Richtung stimmt jedoch mit der

Messung überein. Am Nachmittag nimmt die Windgeschwindigkeit im gesamten Modellgebiet ab, da sich das MCS unter Abschwächung nach Westen verlagert.

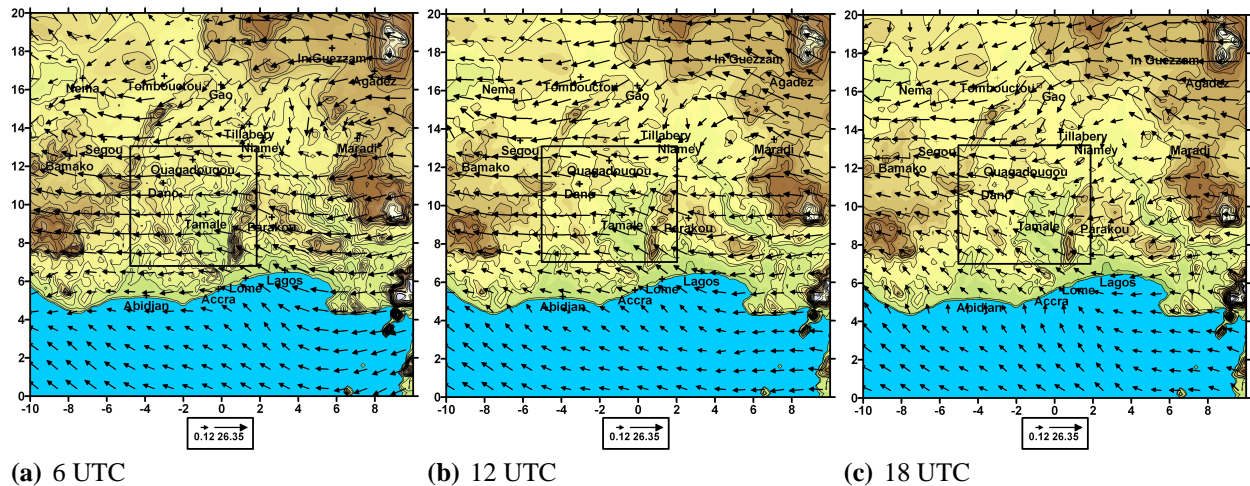


Abbildung 4.5: Windvektoren des GME in m/s in 700 hPa Höhe am 2. Juni 2004 um 6, 12 und 18 UTC. Farblich hinterlegt ist die Modellorographie mit grünen Tönen für niedrige Höhen bis zu weißen Farben für hohe Werte der geometrischen Höhe.

4.2.1.2 Horizontalwind in 930 hPa

Zur Analyse des bodennahen bzw. Grenzschichtwindfeldes wurde dasjenige in 930 hPa gewählt, was etwa einer Höhe von 650 m über NN entspricht. Um 0 UTC ist im Westen eine südliche Monsunströmung vorhanden, während im Osten über dem Meer ein Nordwestwind und über dem Land bis 14° N ein Südwestwind weht. Nordöstlich von Niamey besteht eine zyklonale Wirbelstruktur, die mit einem Ostwind im Norden und einem Westwind im Süden verbunden ist (nicht abgebildet). Die rotierende Struktur ist um 6 UTC noch in abgeschwächter Form im Nordosten erkennbar (siehe Abbildung 4.6). In der dazugehörigen Höhenströmung in 700 hPa existiert im Bereich von 14° N ein konvergenter Wind mit einer östlichen Strömung im Norden und einem reinen Nordwind westlich davon. Ein divergierender Wind weht um 12 UTC innerhalb dieses Bereiches.

Um 12 UTC wurde über Ouagadougou ein Südostwind der Stärke 6,6 m/s gemessen. Die GME-Daten simulieren einen Südwestwind mit etwa demselben Betrag. Hieraus kann gefolgert werden, dass offensichtlich die Lage der konvektiven Störung zwischen Beobachtungen und Modell nicht übereinstimmt. Über dem Meer wird die südliche Monsunströmung um 12 UTC stärker. Um 18 UTC ist im Nordwesten des Modellgebietes ein windschwacher Bereich divergenter Winde entstanden, der durch absinkende Luftmassen am Rand der konvektiven Zellen in Abbildung 4.2 d bedingt sein könnte. Das Konvergenzgebiet bei 14° N und 3° W nördlich von Ouagadougou

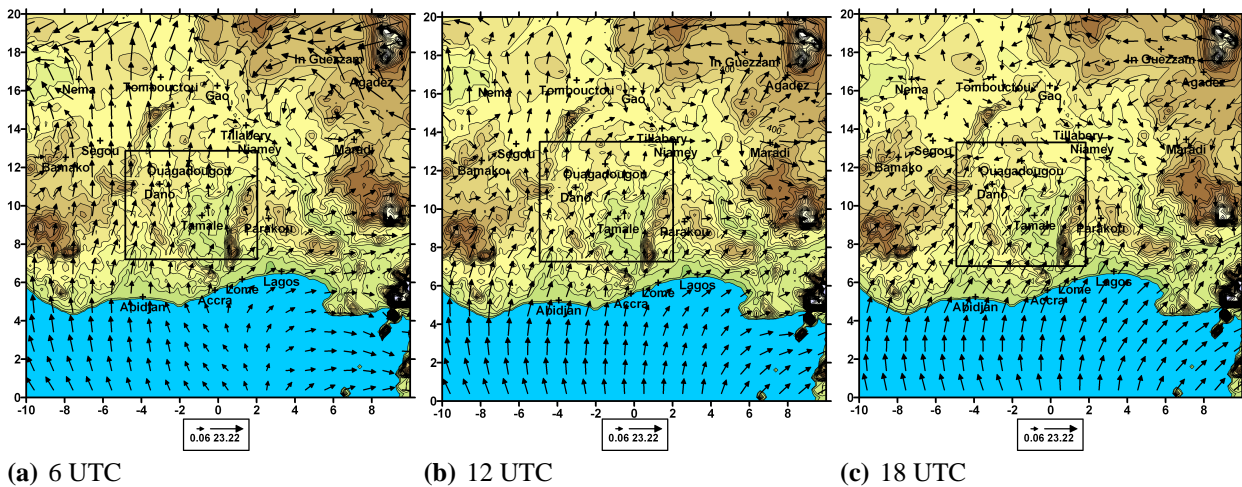


Abbildung 4.6: Windvektoren des GME in 930 hPa Höhe in m/s am 2. Juni 2004 um 6, 12 und 18 UTC. Farblich hinterlegt ist die Modellorographie mit grünen Tönen für niedrige Höhen bis zu weißen Farben für hohe Werte der geometrischen Höhe.

könnte die konvektive Zelle im Satellitenbild repräsentieren (Abbildung 4.2). Vergleicht man das Windfeld in 930 hPa mit der mittleren Zirkulation aus Abbildung 2.5 in Kapitel 2, dann stimmt das Windfeld, mit einem südlichen Wind im Westen des Modellgebietes und einem südwestlichen Wind im östlichen Teil recht gut überein. Man muss aber kontrahieren, dass mit dem Durchzug der konvektiven Systeme eine signifikante Abweichung vom mittleren Windfeld zu beobachten ist.

4.2.1.3 Spezifischer Wolkenwassergehalt des GME / LM

Der spezifische Wolkenwassergehalt in kg/kg ist eine Größe zur Kennzeichnung von Bewölkung. Das LM liefert den vertikal integrierten Wolkenwassergehalt in kg/m^2 als Ausgabegröße. Dieser ist etwa mit den Satellitendaten vergleichbar, da nicht zwischen hohen und niedrigen Wolken unterschieden wird. Gebiete mit Wolkenwasser sind zu allen dargestellten Uhrzeiten von geringer Ausdehnung (Abbildung 4.7). Die Verteilung weicht von den GME-Daten nur wenig ab (hier nicht dargestellt). Ein unterbrochenes Wolkenband zieht sich um 6 UTC im östlichen Bereich des Modellgebietes von einem Bereich zwischen $12^\circ N$ und $18^\circ N$ von $9^\circ O$ bis in den westlichen Bereich des Modellgebietes ($2^\circ W$). Der Wolkenwassergehalt zeigt Werte bis $3,6 kg/m^2$. Die Lage des Wolkenbandes ist mit den Beobachtungen aus den Satellitendaten vergleichbar (Abbildung 4.2). Zu diesem Zeitpunkt liegt sowohl im LM als auch in den Satellitenaufnahmen das Maximum vor. Allerdings ist in den Beobachtungen die Bewölkung von deutlich zusammenhängender Struktur. Über dem Golf von Guinea sind geringe Mengen an Wolkenwasser vorhanden. Das Satellitenbild

weist in Küstennähe flache Bewölkung auf. Um 12 UTC zeigt das LM im Norden zwischen 16° N und 18° N zwei zusammenhängende Wolkenwasserstrukturen, während das GME zwischen 12° N und 17° N mehrere einzelne Zellen simuliert (nicht abgebildet). Der östlich von Gao existierende erhöhte Wolkenwassergehalt befindet sich im Satellitenbild an der Grenze zwischen Bewölkung und wolkenfreiem Himmel. Die bei etwa 8° N und 9° W über mehrere Stunden (6 bis 12 UTC) zu beobachtende Bewölkung könnte orographisch induziert sein, da sie praktisch ortsfest ist. Die Satellitenaufnahmen zeigen in diesem Bereich erhöhter Geländeform flache Bewölkung. Um 18 UTC hat die Intensität der Maxima abgenommen. Das bogenförmige System bei 6° O und 12° N südlich von Maradi steht in Verbindung mit einem Niederschlagsereignis in der LM-Simulation. Im Nordwesten des Modellgebietes ist Wolkenwasser vorhanden, das zu der beobachteten Restbewölkung der konvektiven Zellen um 18 UTC im Satellitenbild (Abbildung 4.2) gehört. Allerdings erreicht die modellierte Bewölkung (Wolkenwasser) bei Weitem nicht die räumliche Ausdehnung, wie sie aus den Satellitenbildern hervorgeht.

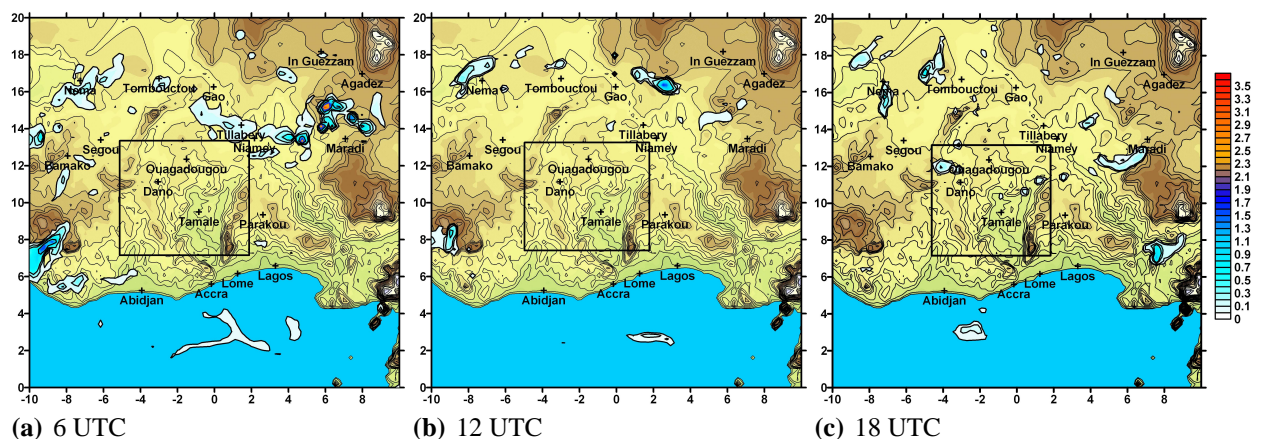


Abbildung 4.7: Vertikal integrierter Wolkenwassergehalt des LM (Simulationsgebiet mit einer Auflösung von 14 km) in kg/m^2 am 2. Juni 2004 um 6, 12 und 18 UTC. Die Modellorographie ist farbig hinterlegt. Farbig hinterlegt ist die Modellorographie mit grünen Tönen für niedrige Höhen bis zu weißen Farben für hohe Werte der geometrischen Höhe. Das schwarze Rechteck kennzeichnet das innere Modellgebiet.

4.2.1.4 Spezifische Feuchte in 700 hPa

Um 6 UTC zeigt die Verteilung der spezifischen Feuchte in 700 hPa im Nordwesten und über dem Golf von Guinea niedrige Werte von ca. 3 g/kg (Abbildung 4.8). Deutlich höhere Werte sind zwischen 4° N und 17° N mit ca. 8 g/kg zu verzeichnen. In den Übergangsbereichen treten sehr

starke Gradienten auf. Niedrige Feuchtwerte zeigt das Satellitenbild um 0 UTC durch wolkenlose Bereiche an (Abbildung 4.2). Der stärkere Gradient im Süden ist mit der Lage der ITCZ Anfang Juni verbunden, die zu diesem Zeitpunkt in Westafrika etwa bei 5° N liegt (vgl. Kapitel 2).

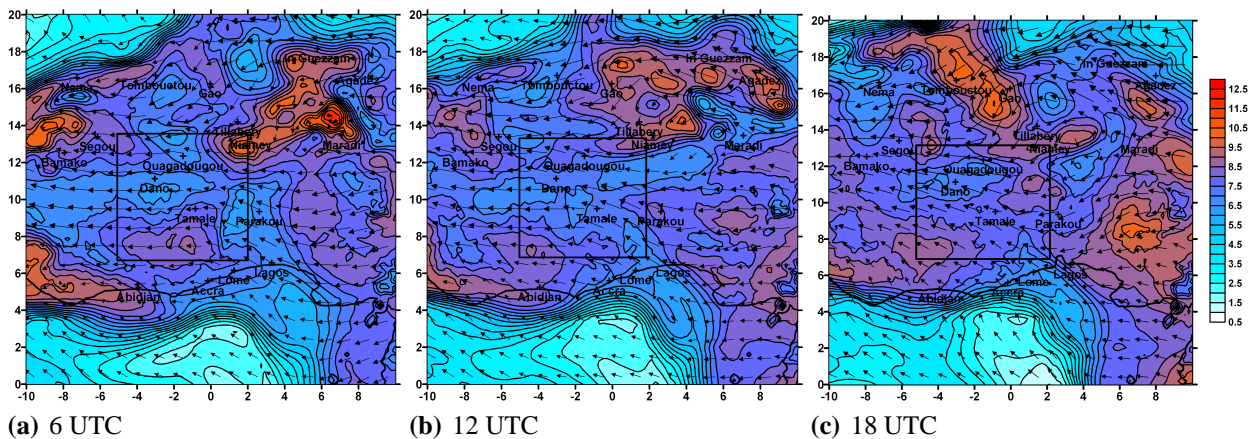


Abbildung 4.8: Spezifische Feuchte des GME in 700 hPa Höhe in g/kg am 2. Juni 2004 um 6, 12 und 18 UTC mit Windvektoren in 700 hPa. Die schwarze Linie kennzeichnet die afrikanische Küstenlinie.

Im Bereich von Niamey existieren hohe Werte mit einem Maximum über der Station und einem östlich davon in der Umgebung von Maradi (Abbildung 4.8). Dies ist auch das Gebiet, in dem Wolkenwasser im GME auftritt (Abbildung 4.7). Westlich von Abidjan, entlang der Küste und nördlich von Bamako, treten hohe Werte der spezifischen Feuchte auf (ca. 12 g/kg), die in Verbindung mit der Advektion feuchter Luft aus dem Osten stehen. Um 12 UTC haben sich die Strukturen im Norden weiter nach Westen verlagert. Im Südosten wird weiterhin feuchte Luft mit dem Ostwind (Abbildung 4.5) ins Modellgebiet advehiert. Die hohen Werte im Westen des Modellgebietes haben abgenommen bzw. wurden mit dem Ostwind aus dem Modellgebiet geschoben. Der Radiosondenwert der spezifischen Feuchte, der um 12 UTC in 700 hPa über Ouagadougou gemessen wurde, ist wesentlich niedriger als der simulierte Wert (Abbildung 4.19). Dies könnte darin begründet liegen, dass die Windgeschwindigkeit in 700 hPa zu niedrig ist und die Feuchte dadurch im Modell langsamer transportiert wird. Um 18 UTC erhöht sich die spezifische Feuchte im Osten des Modellgebietes. Zudem erstreckt sich im Norden ein Maximum von 2° W und 4° W und 15° N bis 19° N. Nordwestlich des Maximums existiert Wolkenwasser (Abbildung 4.7), das aufgrund der divergenten Strömung in 700 hPa (Abbildung 4.5) advehiert wird. Die starke Zunahme an feuchter Luft im Osten des Modellgebietes, die vom GME simuliert wird, stimmt nicht mit der Bewölkungsstruktur im Satellitenbild überein. Das heißt, die Lage des MCS wird vom GME nicht korrekt wiedergegeben.

4.2.1.5 Spezifische Feuchte an der Oberfläche

Die Messwerte der spezifischen Feuchte um 6 UTC zeigen südlich von 12° N Werte über 16 g/kg , nördlich davon nehmen die Werte bis auf 13 g/kg in Agadez und $9,5 \text{ g/kg}$ in Nema ab (Abbildung 4.9). In der modellierten bodennahen Feuchteverteilung um 6 UTC sind zunächst drei grobe Bereiche identifizierbar: Hohe Werte (bis 18 g/kg) über dem Golf von Guinea, eine moderat hohe, aber variable Feuchte zwischen der Küste und etwa 18° N ($16 - 20 \text{ g/kg}$) und ein extrem trockenes Gebiet (2 g/kg) im Norden. Damit unterscheidet sich die bodennahe Verteilung deutlich

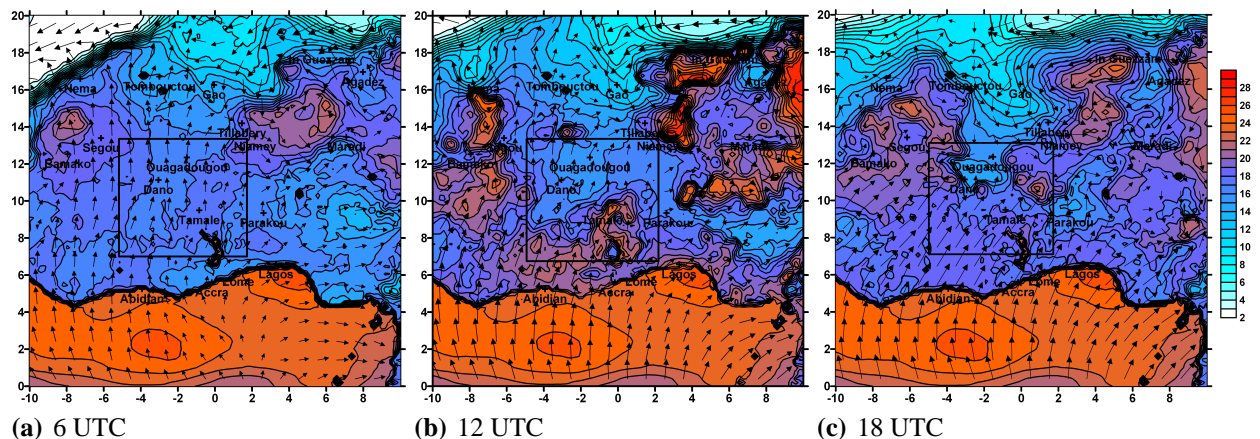


Abbildung 4.9: Spezifische Feuchte des GME in Bodennähe in g/kg am 2. Juni 2004 um 0, 6, 12 und 18 UTC.

von der in 700 hPa , das heißt, über der feuchten maritimen Grenzschicht über dem Golf von Guinea erstreckt sich eine trockenere Luftmasse. Die bodennahen Feuchtemaxima über Westafrika stimmen grob mit den Maxima in 700 hPa überein. Das heißt, bei den in die Ostströmung eingelagerten Strukturen mit hoher Feuchte handelt es sich um hochreichende Gebilde. Hohe Werte der spezifischen Feuchte liegen nördlich von Bamako und nordöstlich von Niamey in den Bereichen, die sich durch einen hohen Wolkenwassergehalt auszeichnen, vor (Abbildung 4.7). Um 6 UTC liegt das MCS im Osten des inneren Modellgebietes (Abbildung 4.2), weshalb die Feuchte am Boden durch gefallenem Niederschlag zugenommen hat. Im Norden von Bamako haben die konvektiven Zellen Einfluss auf die Zunahme der spezifischen Feuchte am Boden ausgeübt. Es wurden hohe Niederschlagsmengen in Bamako registriert. Im Norden weist das Modell jedoch zu hohe Werte im Vergleich zu den Messungen auf. Im Süden, südlich von Tamale, tritt das Voltabcken durch hohe Werte hervor. Östlich davon sind niedrigere Werte durch die erhöhte Orographie zu verzeichnen. Die Beobachtungen zeigen, dass die spezifische Feuchte im Süden um 12 UTC durch die Einstrahlung und die abnehmende Bewölkung (Abbildung 4.10) gesunken ist. An der Station Fada N'Gourma ($12,03^\circ\text{N}$ und $0,36^\circ\text{O}$) hat sich die spezifische Feuchte durch die gefal-

lene Niederschlagsmenge in den Vormittagsstunden erhöht. Auch an den Stationen Bole, Segou und Tombouctou ist eine Zunahme der Feuchte zu verzeichnen. In der Simulation hat die Feuchte um 12 UTC am Küstenbereich durch die advehierte feuchte Monsunluft zugenommen (Abbildung 4.6). Die Werte steigen im Norden bis 29 g/kg im Bereich von Niamey und übertreffen die der Messungen deutlich. Auch im Süden liegen die modellierten Werte im Bereich der erhöhten Feuchtwerte zu hoch. Die lokalen Unterschiede in der spezifischen Feuchte sind sehr markant. Nur im Bereich von 2° W ist die Feuchte niedriger als in den anderen Regionen, da trockene Luft aus dem Nordosten advehiert wird. Die hohen Werte zur Mittagszeit sind um 18 UTC wieder auf niedrigere Werte gesunken. Vergleicht man die Ergebnisse der GME-Simulation um 18 UTC mit den Messwerten, so liegen die Werte in Bamako und Niamey im Bereich der simulierten Feuchte-maxima im Modell zu hoch. Für Parakou werden zu geringe Werte modelliert. Insgesamt hat die Feuchte in den Beobachtungen im Vergleich zum Mittagstermin wieder zugenommen, sodass sich am Abend im Mittel gute Übereinstimmungen zwischen Modellierung und Messung ergeben.

4.2.2 LM-Simulationen für den 2. Juni 2004

4.2.2.1 Wolkenbedeckung

Um die Wolkenverteilung des LM mit den Satellitendaten vergleichen zu können, ist in Abbildung 4.10 die prozentuale Wolkenbedeckung zu den Uhrzeiten 6, 12 und 18 UTC dargestellt. Zur Erfassung hochreichender Bewölkung wurden tiefe und hohe Wolken dargestellt. Die Bewölkung im Osten des inneren Modellgebietes wird um 0 UTC (nicht dargestellt) und um 6 UTC nicht vollständig durch das LM erfasst. Die Nordgrenze der Bewölkung ist um 6 UTC durch hohe Bewölkung gut repräsentiert (siehe als Vergleich Abbildung 4.10 d). Deutlich zu sehen ist der wolkenfreie Bereich dort, wo sich um 6 UTC das MCS befindet. In dem Abschnitt, in dem der Wolkenwassergehalt einen Wert größer null annimmt (Abbildung 4.7), liegt der Gesamtbewölkungsgrad im LM zwischen 75 % und 100 %. Im inneren Modellgebiet befindet sich um 6 UTC hauptsächlich tiefe Bewölkung, nur im Bereich von 9° N und 2-3° W simuliert das Modell hochreichende Wolken (Abbildungen 4.10 a und 4.10 d). Aus dem Satellitenbild geht hervor, dass die konvektive Zelle um 12 UTC nach Westen gezogen ist und keine weitere Bewölkung aus dem Osten folgt (Abbildung 4.2). Im LM sind jedoch auch im Osten Wolken vorhanden. Fast der gesamte Süden und das Zentrum des inneren Modellgebietes weisen einen hohen Bedeckungsgrad mit hochreichender Bewölkung auf (Abbildungen 4.10 b und 4.10 e). Im Nordosten existiert hauptsächlich hohe Bewölkung mit einer Dichte von 70 % - 80 %. In den nordöstlichen Bereichen simuliert das Modell um 12 UTC und um 18 UTC einen zu hohen Bewölkungsgrad. Bis zu 40 % Bedeckung berechnet das LM um 18 UTC im wolkenfreien Südwesten des Simulationsgebietes. Al-

lerdings ist die Bewölkung in der Fläche gering ausgedehnt, auch wenn die vertikale Erstreckung im Küstenbereich teilweise bis in ein niedriges Druckniveau reicht. Ein hoher Bewölkungsgrad existiert auch hier im Bereich von Wolkenwasser unter anderem südlich von Maradi (vgl. Abbildungen 4.7, 4.10 c und 4.10 f). In den Gebieten, in denen kein Wolkenwasser vorhanden ist, entsteht die Bewölkung durch Hebungseffekte infolge von Hügelketten oder Thermik. Die Zelle kann eventuell vom Modell nicht erfasst werden, weil der Wolkenwassergehalt zu gering ausfällt. Abgesehen davon ist die Bewölkungsstruktur des LM dort dichter, wo in den Satellitenaufnahmen Wolken zu sehen sind.

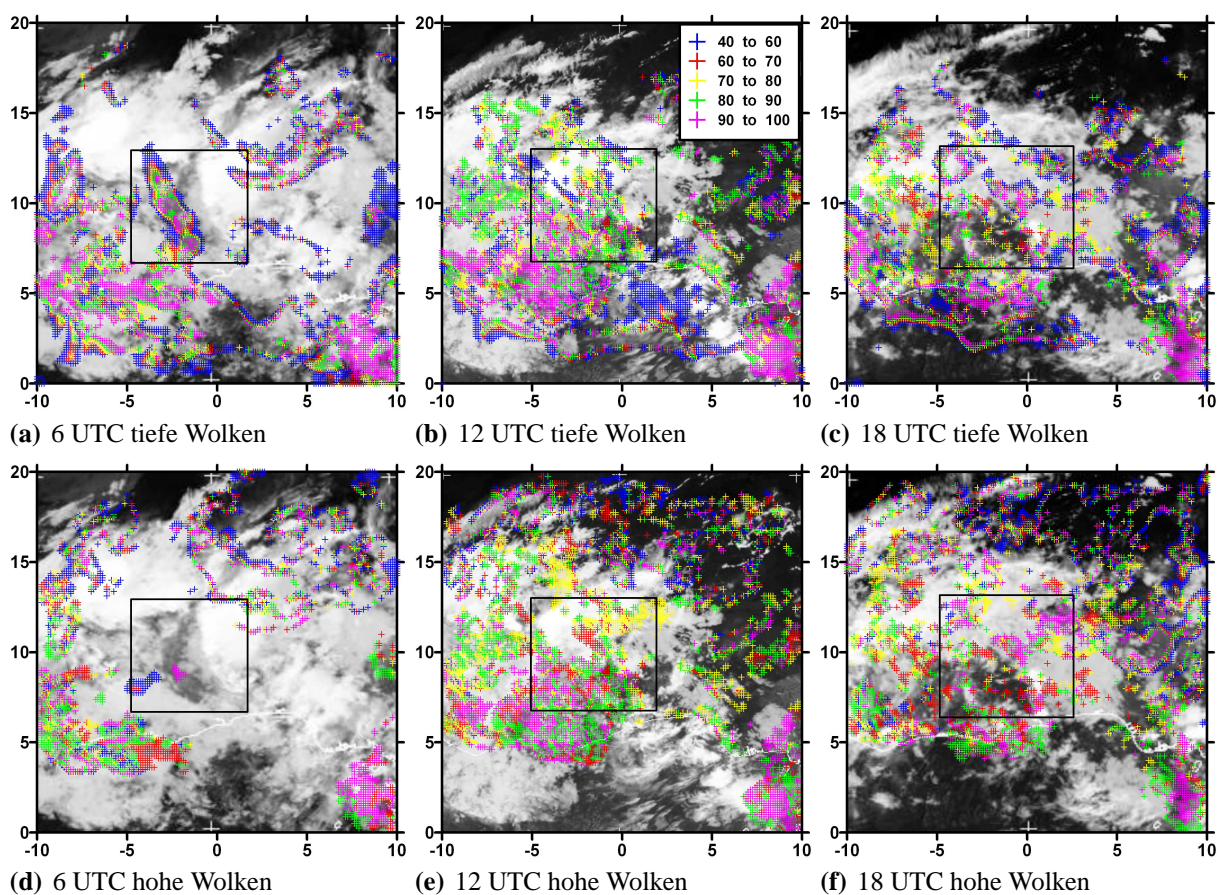


Abbildung 4.10: Wolkenbedeckung des LM in % mit dem jeweiligen Satellitenbild im Hintergrund am 2. Juni 2004 um 6, 12 und 18 UTC. Die Abbildungen (a) - (c) zeigen tiefe Wolken (von 800 hPa bis zum Boden), (d) - (f) zeigen hohe Wolken (0 - 400 hPa). Das schwarze Rechteck kennzeichnet das innere Modellgebiet.

4.2.2.2 Gemessener und modellierter Niederschlag

Der gemessene Niederschlag liegt nur als Tagessumme pro Station vor. Deshalb zeigt Abbildung 4.11 die gemessenen und die mit dem LM simulierte Tagessummen für das innere Modellgebiet. Aus den Beobachtungsdaten geht hervor, dass im gesamten Messgebiet im Mittel ein Niederschlag von 5 mm gefallen ist, allerdings mit einer großen räumlichen Variation, wie das für konvektive Niederschlagsereignisse typisch ist. So variiert der Niederschlag zwischen 3 mm (Ouagadougou) im Norden des Modellgebietes und 32 mm nur 140 km weiter südlich (Po). Eine klare räumliche Struktur ist u. a. aufgrund der geringen Datendichte nicht zu erkennen. Der Niederschlag liegt im Voltabecken (Tamale) mit 18,7 mm in der gleichen Größenordnung wie an den meisten Stationen der umliegenden Hügelketten.

Das LM weist nahezu für das gesamte Modellgebiet modellierten Niederschlag auf. Dieser liegt jedoch im Mittel etwa um 75 % unterhalb der beobachteten Werte. Die Modellsimulationen weisen zwei Regionen mit erhöhtem Niederschlag auf, die eine im Südwesten, die andere im Osten mit ca. 44 mm. Leider fehlen zur Bestätigung dieser Simulationsergebnisse gerade in diesen Gebieten die entsprechenden Messungen.

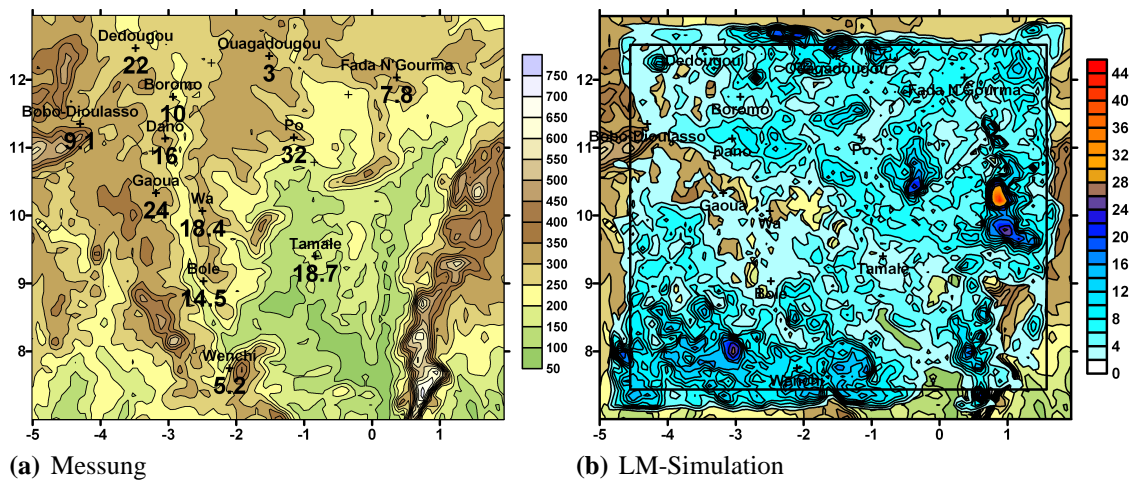


Abbildung 4.11: Niederschlagssumme in mm pro Tag am 2. Juni 2004. (a) Messung mit Modellographie und Höhenskala und (b) LM-Simulation. Der Rahmen in Abbildung (b) zeigt, welchen Bereich man durch die Randeffekte aus der Betrachtung des Niederschlages ausschließen muss. Farbiger hinterlegt ist die Modellographie mit grünen Tönen für niedrige Höhen bis zu weißen Farben für hohe Werte der geometrischen Höhe.

Um zu analysieren, wann und durch welche Systeme im Modell der Niederschlag produziert wird, ist in Abbildung 4.12 bis 4.14 der über jeweils eine Stunde integrierte Niederschlag dargestellt.

Gemäß LM fällt an diesem Tag nach 12 UTC hoher Niederschlag (siehe Abbildung 4.12 und 4.13). Am Vormittag bildet sich zwischen 9° N und 12° N eine längliche Niederschlagsstruktur aus, die von SO nach NW verläuft. Die maximalen Niederschlagsmengen, die mit diesem System verbunden sind, liegen jedoch bei höchstens 2,4 mm pro Stunde. Das System zerfällt nach 10 Stunden und kann aufgrund der geringen Niederschlagsintensität nicht als Squall Line identifiziert werden (siehe Kapitel 2). Gegen Mittag fällt im Süden des Modellgebietes Niederschlag aufgrund der durch den SW-Monsun vom Golf von Guinea transportierten feuchten Luft.

Zwischen 11 UTC und 13 UTC entwickelt sich eine konvektive Zelle östlich von Ouagadougou in dem Bereich, in dem vom Boden bis 850 hPa eine Konvergenz der Windrichtungen vorliegt (hier nicht dargestellt). Dieses System verstärkt sich in den nächsten Stunden weiter und beginnt langsam nach Osten zu ziehen, während es an Intensität gewinnt. Die Zelle wandert ab 14 UTC nach Süden und hat ebenso wie die Zelle am Vormittag eine längliche Form angenommen, die sehr markant ist. Die maximalen Intensitäten werden erst kurz vor Mitternacht mit 27 mm/h erreicht. Auch wenn die Niederschlagsintensitäten stärker sind als am Vormittag, ist die horizontale Ausdehnung zu gering für eine Squall Line (Kapitel 2). Zwischen 17 UTC und 18 UTC entsteht im Nordwesten des Simulationsgebietes eine weitere konvektive Zelle, die sich rasch verstärkt und zwei Niederschlagsmaxima aufweist. Die Zelle ist verbunden mit einer starken Vertikalbewegung in 850 hPa (hier nicht abgebildet). Die nach Süden wandernde Zelle im Osten schwächt sich gegen 21 UTC zuerst ab und entwickelt sich erneut durch Aufsteigen aufgrund der Orographie, wobei das Niederschlagsgebiet westlich des Gebirges hängen bleibt. Das LM entwickelt hier für den 2. Juni 2004 ein eigenes Niederschlagsregime, das durch das Konvektionsschema angetrieben wird und welches durch das MCS gefallenen Niederschlag unterschätzt.

4.2.2.3 2m-Temperatur

Die um 6 UTC im Zentrum des Modellgebietes gemessene Temperatur liegt zwischen 23 und 24 °C. Wenchi weist mit 22,2 °C einen geringeren Wert auf, da die Bewölkung im Süden lockerer ist (Abbildung 4.2). Tiefe Werte der Temperatur wurden in Fada N’Gourma mit 20,6 °C und in Dedougou mit 21,5 °C gemessen. An der Station Boromo wurden 26,8 °C registriert.

Die modellierte Temperatur in 2 m Höhe (Abbildung 4.15) liegt um 6 UTC im Norden höher als im Süden, was durch den abschirmenden Effekt der Bewölkung zustande kommt (Abbildung 4.2). Betrachtet man die Bewölkung für die Simulation mit einer Auflösung von 7 km, so erstreckt sich ein Wolkenband vom Nordwesten des Simulationsgebietes nach Südosten bis Wenchi im Süden. Es ist für die verminderte Ausstrahlung nachts und somit für die hohe Temperatur um 6 UTC verantwortlich. Aus dieser Bewölkung ist zwischen Mitternacht und 6 UTC Niederschlag im Modell gefallen (siehe Abbildung 4.12).

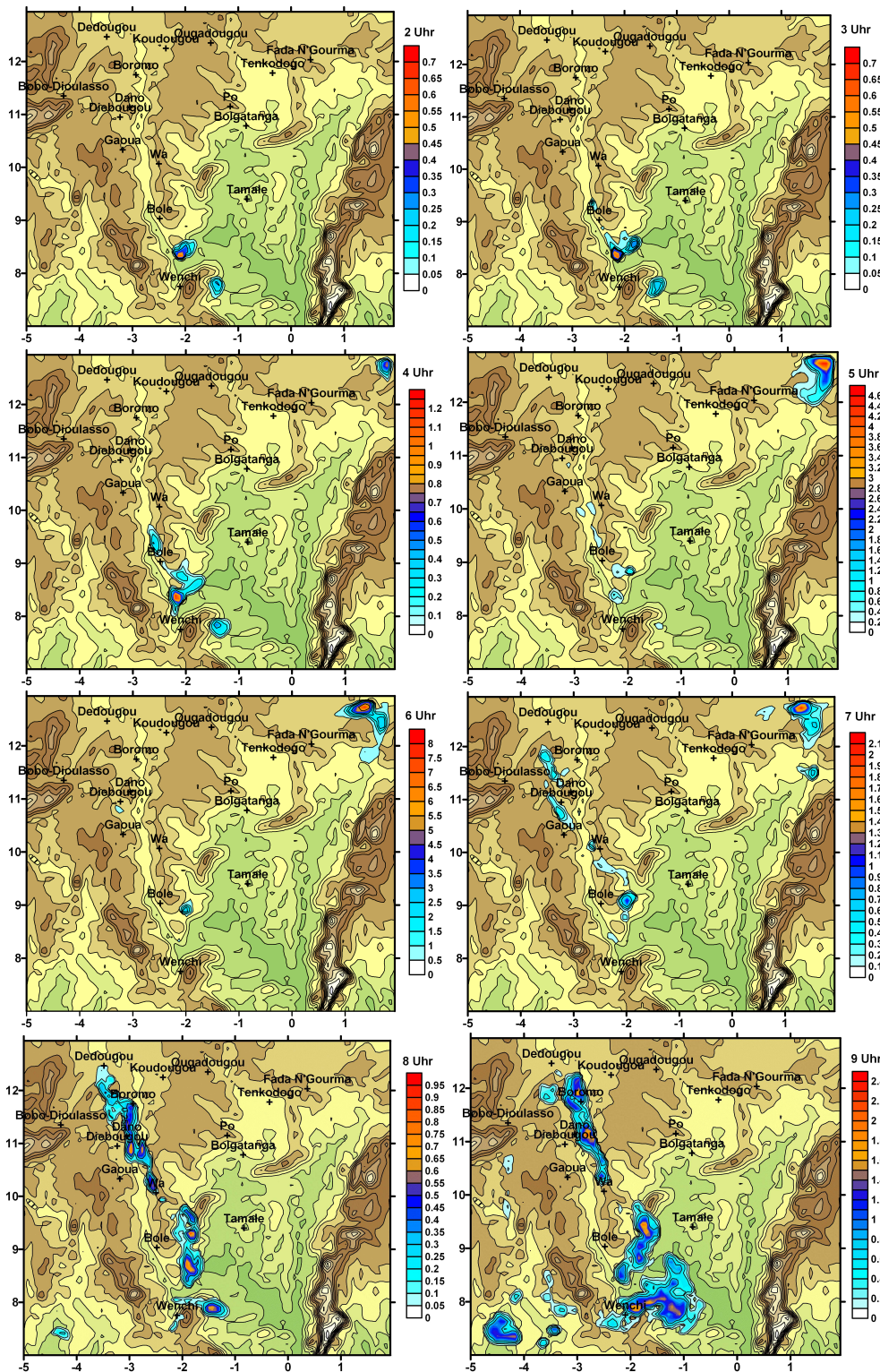


Abbildung 4.12: Stündliche konvektive Niederschlagssumme des LM in mm/h am 2. Juni 2004 von 2 UTC bis 9 UTC. Farblich hinterlegt ist die Modellorographie mit grünen Tönen für niedrige Höhen bis zu weißen Farben für hohe Werte der geometrischen Höhe. Der skalige Niederschlag macht nur geringe Mengen in der Simulation aus. Deshalb wurden hier nur die konvektiven Niederschlagssummen dargestellt, die immer über eine Stunde kumuliert wurden.

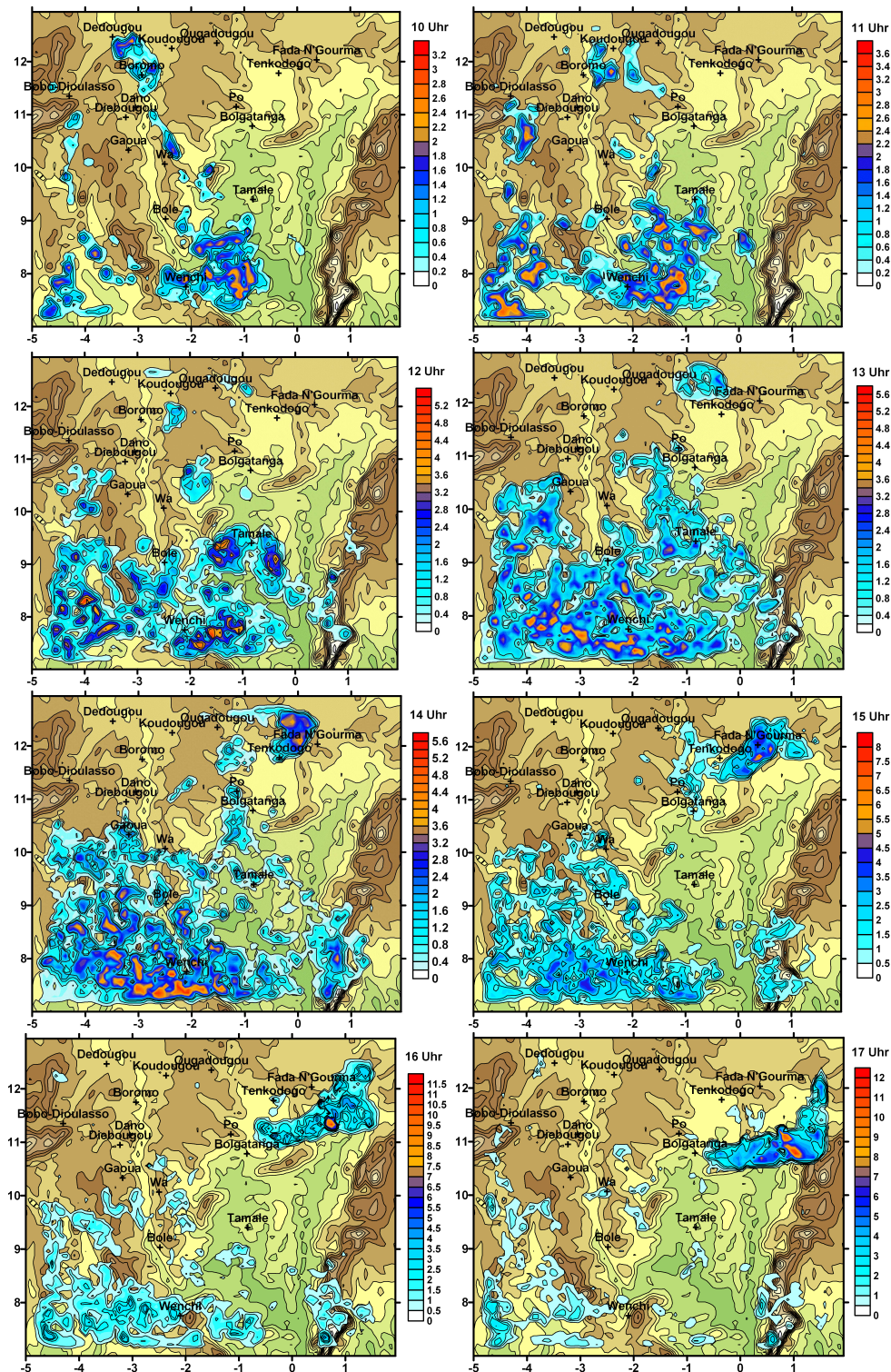


Abbildung 4.13: Stündliche konvektive Niederschlagssumme des LM in mm/h am 2. Juni 2004 von 10 UTC bis 17 UTC. Farbiger hinterlegt ist die Modellorographie mit grünen Tönen für niedrige Höhen bis zu weißen Farben für hohe Werte der geometrischen Höhe.

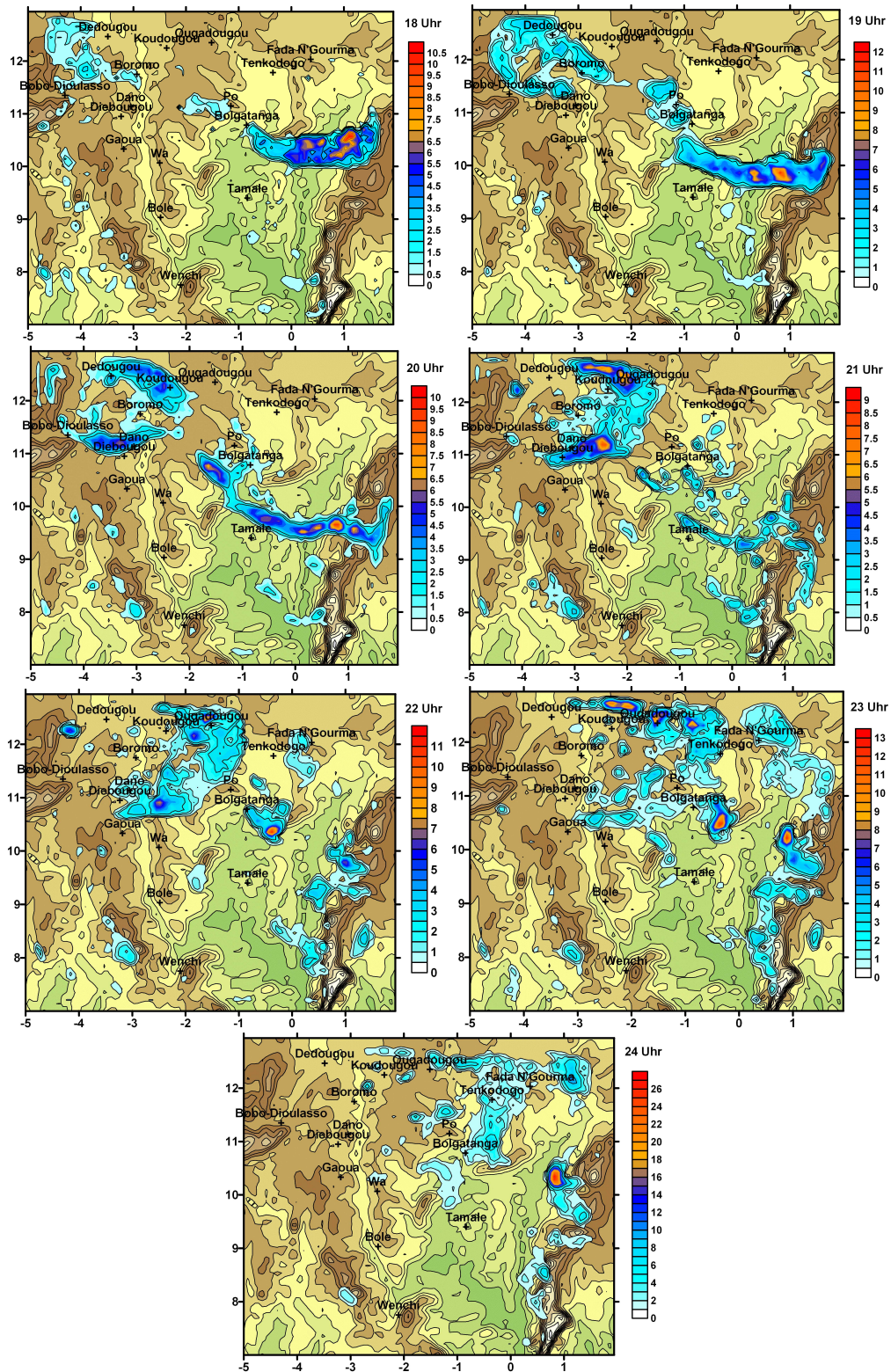


Abbildung 4.14: Stündliche konvektive Niederschlagssumme des LM in mm/h am 2. Juni 2004 von 18 UTC bis 24 UTC. Farbiger hinterlegt ist die Modellorographie mit grünen Tönen für niedrige Höhen bis zu weißen Farben für hohe Werte der geometrischen Höhe.

Auch im Nordosten, östlich von Fada N’Gourma, existiert Bewölkung. Allerdings ist auch der Südwesten bewölkt, der sich aber durch eine niedrigere Temperatur um diese Uhrzeit auszeichnet. In diesem Gebiet ist noch kein Niederschlag gefallen. Der starke Gradient der Temperatur bei 1° O und 7° N ist durch die Orographie bedingt. Der Südwestmonsun am Boden transportiert kühlere Luft vom Golf von Guinea in das Modellgebiet, das sich dadurch in den nächsten Stunden erwärmt. Im Süden ist durch höhere Temperaturwerte im Bereich von 7° N bis $8,5^{\circ}$ N das Voltabecken bei der Längengradmarke 0° zu erkennen. Die modellierte Temperaturverteilung im Süden und im Zentrum stimmt im Wesentlichen mit den Beobachtungen überein. Die Werte im Norden an den Stationen Fada N’Gourma und Dedougou werden um etwa 5 K überschätzt, da im Modell zu diesem Zeitpunkt noch kein Niederschlag gefallen ist. An den Stationen kam es durch Verdunstungskälte zu einem Temperaturrückgang.

Am Mittag und Nachmittag sind die Strukturen der konvektiven Zellen (Abbildungen 4.13 und

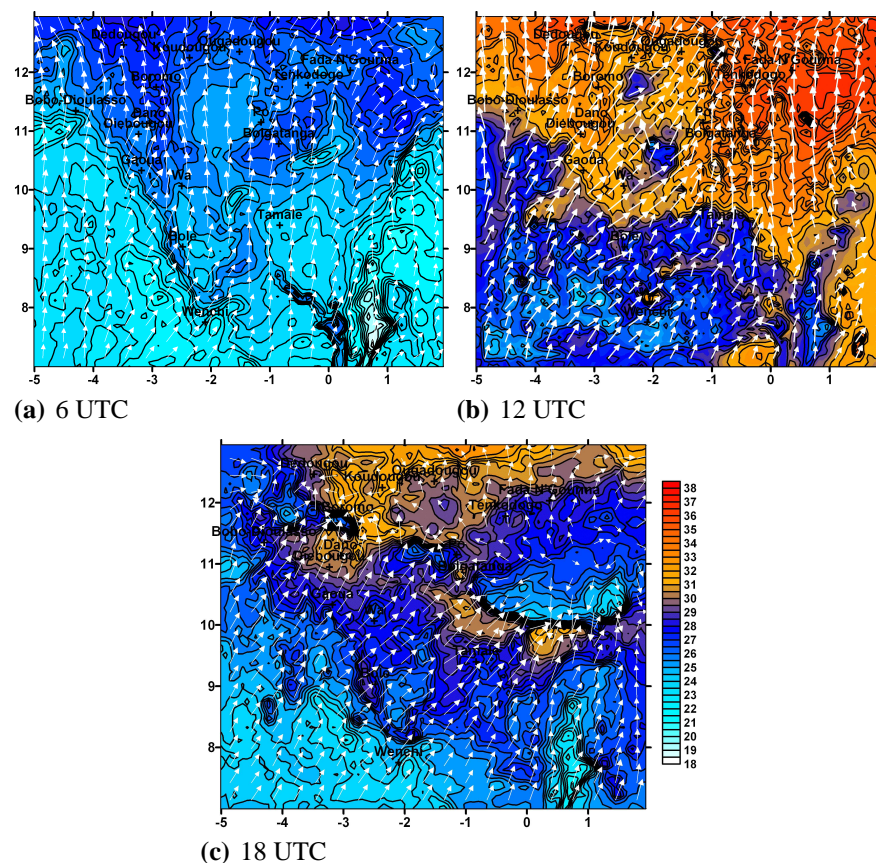


Abbildung 4.15: Temperatur des LM in 2 m Höhe in $^{\circ}\text{C}$ am 2. Juni 2004 zu den Uhrzeiten 6, 12 und 18 UTC. Die Windvektoren in 10 m Höhe zeigen in weißer Farbe die Bodenwindrichtungen.

4.14) in der Temperaturverteilung wiederzuerkennen. Die Temperaturwerte sind im Vergleich zu den Morgenstunden stark angestiegen und weisen große regionale Unterschiede auf. Beim Vergleich der modellierten 2m-Temperatur mit den Messwerten um 12 UTC ergibt sich, dass an fast allen Stationen zu hohe Werte simuliert werden. Die Differenz zwischen Simulation und Messwert beträgt bis zu 10 K an der Station Po. Die Unterschiede sind hauptsächlich auf die verschiedene Bewölkung zurückzuführen (vgl. Abbildung 4.10). In der Region im Südwesten des Modellgebietes, in der eine besonders tiefe Temperatur simuliert wurde, hat es in der Zeit von 11 - 12 UTC stark geregnet. Um 18 UTC wird nur an den Stationen Fada N’Gourma und Wenchi mehr Niederschlag simuliert als gemessen, was zu einer deutlichen Temperaturabnahme in den Simulationsergebnissen führt. Während dadurch in Wenchi die modellierte Temperatur um 18 UTC tiefer als beobachtet liegt, ist sie in Fada N’Gourma trotz der Niederschlagsabkühlung höher als gemessen. Insgesamt sind die Unterschiede um 18 UTC geringer als um 12 UTC, da im LM am Nachmittag an einigen Regionen Niederschlag berechnet wird.

4.2.2.4 Spezifische Feuchte am Boden

Mithilfe des Taupunktes und der Messwerte des Stationsdrucks wird die spezifische Feuchte in g/kg für den Vergleich der Werte mit der Formel 4.1 berechnet.

$$q = 622 \frac{E(\tau)}{p - 0,378 E(\tau)} \quad (4.1)$$

$$E(\tau) = 6,11 \cdot 10^{\frac{7,5 \tau}{235 + \tau}} \quad \text{für } \tau > 0 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (4.2)$$

Die in den Gleichungen 4.1 und 4.2 verwendeten Variablen sind:

- q spezifische Feuchte in g/kg
- τ Taupunkt in $^\circ\text{C}$
- p Druck in hPa
- $E(\tau)$ Sättigungsdampfdruck in hPa

Die prozentuale Abweichung zwischen modelliertem und gemessenem Wert wird gemäß Formel 4.3 berechnet.

$$\text{Abweichung in } \% = \frac{\text{Messwert} - \text{Modellwert}}{\text{Messwert}} \cdot 100 \quad (4.3)$$

Die modellierte Verteilung der spezifischen Feuchte ist um 6 UTC noch sehr homogen, wobei im Norden schon deutliche Unterschiede zur Simulation des GME auftreten (vgl. Abbildungen 4.9 a und 4.16 a). In der GME-Simulation existiert im Bereich von Ouagadougou und Dano ein feuch-

teres Gebiet mit einer Nord-Süd-Erstreckung, während die Verteilung im LM im Süden höhere Werte als im Norden aufweist. Die Messungen zeigen um 6 UTC in Fada N’Gourma mit 14,7 g/kg das Minimum und in Po mit 18 g/kg das Maximum innerhalb des Simulationsgebietes. Die meisten Messwerte liegen zwischen 16 und 18 g/kg (Abbildung 4.17). Anhand der Messwerte lässt sich keine Nord-Süd-Verteilung erkennen. Das MCS befindet sich zu diesem Zeitpunkt über dem Osten des Modellgebietes. An den Stationen Dedougou und Fada N’Gourma wird Niederschlag gemeldet.

In der Modellierung sind im Bereich des Voltabeckens hohe Werte zu verzeichnen. Nördlich von Wenchi existieren stark erhöhte Werte der spezifischen Feuchte, die auf den simulierten Niederschlag in den Stunden davor zurückzuführen ist (vgl. Abbildung 4.12).

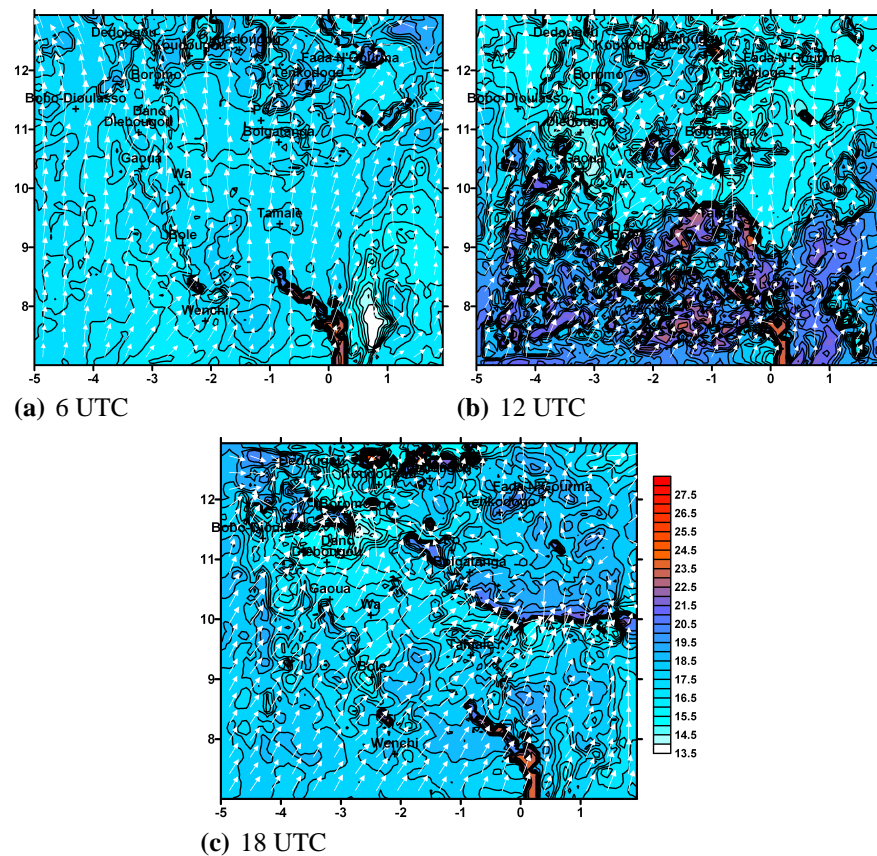


Abbildung 4.16: Spezifische Feuchte des LM am Boden in g/kg am 2. Juni 2004 mit dem Horizontalwind in 10 m Höhe zu den Uhrzeiten 6, 12 und 18 UTC.

Östlich des Voltabeckens weist die spezifische Feuchte aufgrund einer Bergkette mit höherer Orographie geringere Werte auf. Nördlich von 11,5° N treten kleinräumige Strukturen mit unterschiedlichen Maximalwerten auf. Dort liegt die Temperatur um 6 UTC niedriger und die Taupunkte wei-

sen hohe Werte auf. Im Bereich von Fada N’Gourma und Tenkodogo ist die Bodenfeuchte in 1 m Tiefe höher als in der Umgebung (ohne Abbildung). Im Nordosten fiel bis 6 UTC Niederschlag, dessen damit verbundene Feuchtigkeit durch die Ostwinde im Modell nach Westen verfrachtet wird. Die simulierten Werte um 6 UTC an den Stationen Bobo-Dioulasso, Gaoua und Wa zeigen gute Übereinstimmungen mit den Messungen. Um diese Uhrzeit wurde an den Stationen in Boromo, Dedougou, Fada N’Gourma, Ouagadougou und Po Gewitter mit bzw. ohne Niederschlag gemeldet. Die gemessene spezifische Feuchte ist aber nur an den Stationen Boromo und Po größer als in den Simulationen (Abbildung 4.17). Aufgrund der Bildung konvektiver Zellen sind die Werte im Bereich von Bole, Wa und Wenchi erhöht, was sich auch in den Taupunkten widerspiegelt (nicht abgebildet). Allgemein liegen die Werte aufgrund der Bewölkung im Norden höher als im Süden (Abbildung 4.2). Der Wert an der Station Fada N’Gourma liegt um 3,2 g/kg höher als der Messwert, da dort die modellierte Bodenfeuchte in 1 cm Tiefe höher als in der Umgebung liegt. Um 12 UTC ist die modellierte spezifische Feuchte im Süden durch Bewölkung und Niederschlag stark angestiegen (vgl. Abbildungen 4.10 und 4.13). Die Werte im nördlichen Zentrum liegen höher als in der GME-Simulation (vgl. Abbildungen 4.9 b und 4.16 b), da eine Niederschlagszelle im LM produziert wurde. In den Beobachtungen ist die spezifische Feuchte entweder gleich geblieben oder zurückgegangen. Nur an der Station Fada N’Gourma ist die Feuchte auf 17,6 g/kg angestiegen. Allerdings zeichnet sich um 12 UTC in den Messwerten eine meridionale Verteilung ab. Die Werte im Süden liegen höher als im Norden. Die spezifische Feuchte im LM hat im Mittel deutlich zugenommen. Zwischen 6 UTC und 12 UTC meldeten die synoptischen Stationen in Bobo-Dioulasso, Boromo, Dedougou und Ouagadougou Niederschlag. Die simulierten Werte liegen in den meisten Fällen höher als die Beobachtungen, da über die Fläche des Modellgebietes verteilt bis zum Mittag bereits Niederschlag gefallen ist (Abbildung 4.13). Die hohe Feuchte am Boden bis 10° N wird in den nächsten Stunden mit dem Südwind in 10 m Höhe nach Norden verfrachtet, sodass die räumlichen Unterschiede im Westen des Modellgebietes um 18 UTC weniger ausgeprägt sind. Die Bodenfeuchte in 1 cm Tiefe weist hohe Werte bis 9° N auf, die sich durch den gefallenen Niederschlag im Modell erhöht hat (nicht abgebildet).

Durch die starke Drängung der Isolinien um 18 UTC im Osten des Modellgebietes bei etwa 10° N zeichnet sich ein Niederschlagsgebiet ab (Abbildung 4.16 c). Es wird zusätzlich durch konvergente Winde hervorgehoben. Auch im Nordwesten des Simulationsgebietes wurde Niederschlag modelliert. Die hohen Werte um 18 UTC im Norden sind auf Randeffekte zurückzuführen. Zum Abend hin steigt die spezifische Feuchte an fast allen Messstationen erneut an, was in dem konvektiven Niederschlag begründet sein könnte. Die modellierten Werte weichen um bis zu 23 % von den Messwerten ab, wobei die Differenz der meisten Werte weniger als 10 % beträgt. Bis auf wenige Ausnahmen liegen die modellierten Werte höher als die gemessenen (Abbildung 4.17). Dies bedeutet, dass das Modell das Simulationsgebiet zu stark mit Luftfeuchtigkeit anreichert.

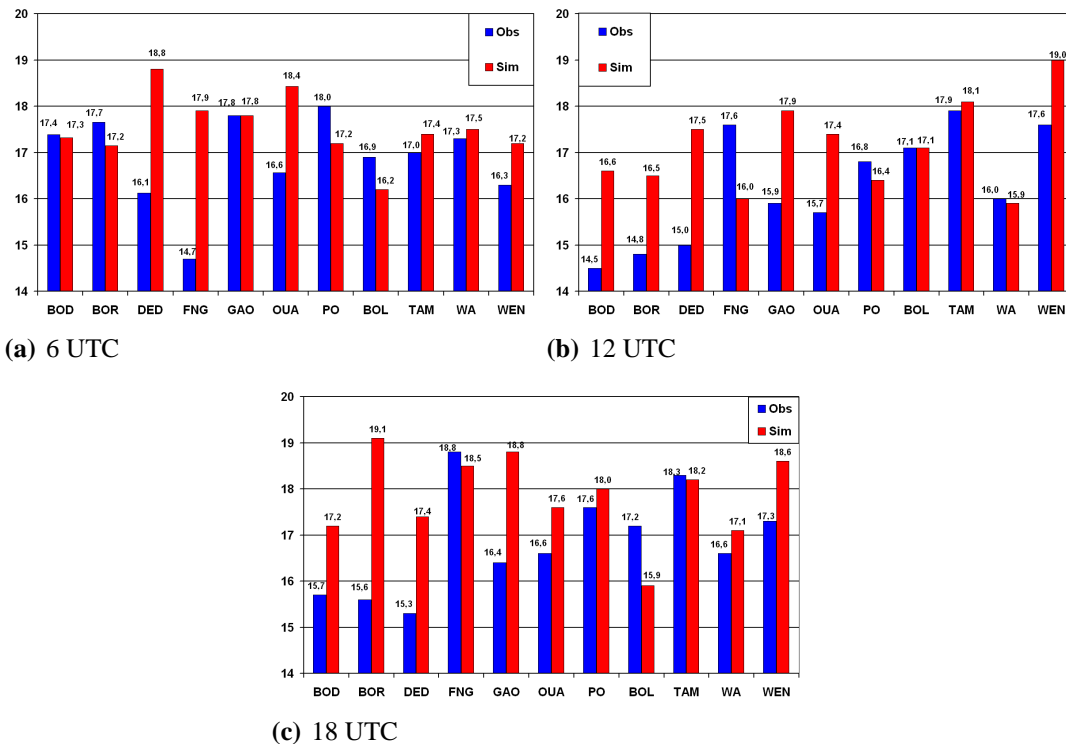


Abbildung 4.17: Vergleich der spezifische Feuchte am Boden in g/kg am 2. Juni 2004 zu den Uhrzeiten 6, 12 und 18 UTC. Die Beobachtungen (Obs) sind durch blaue Werte, die Simulationen (Sim) des LM mit roten Werten dargestellt. Im Anhang befindet sich eine Tabelle mit den Stationskennungen.

Am Abend ist die konvektive Aktivität nur noch auf den Westen des äußeren Modellgebietes beschränkt (Abbildung 4.2). An den meisten Stationen wurde eine Wolkenauflösung beobachtet. Nur an der Station Gaoua wurden Gewitter gemeldet. Mit Ausnahme der Stationen Bole und Fada N’Gourma liegen die modellierten Werte der spezifischen Feuchte durch die Produktion konvektiver Zellen im LM immer noch höher als die Messungen. Die Station Bole ist zu diesem Zeitpunkt wolkenfrei. Die hohen Werte im Osten des Modellgebietes bei etwa 10° N sind mit einer bodennahen Konvergenz der Windvektoren verknüpft. Ein Anstieg der Bodenfeuchte ist im Nordosten des Modellgebietes durch den simulierten Niederschlag entstanden. In diesem Bereich sind auch die Werte der spezifischen Feuchte erhöht.

4.2.2.5 Horizontalwind des LM in 10 m Höhe

Um 6 UTC simuliert das LM fast für das gesamte Modellgebiet einen reinen Südwind (Abbildung 4.18). Nur im Nordosten ist ein divergenter Wind geringer Stärke vorhanden, der mit Wolken im

LM in Verbindung steht (Abbildung 4.10). Die Windgeschwindigkeit ist gering (2-3 m/s). Sowohl die simulierte Windrichtung als auch die Windgeschwindigkeit stimmen im Großteil des Modellgebietes mit den Messungen überein. Allerdings gibt es im Norden Unterschiede in der Windrichtung. Wie aus Abbildung 4.2 ersichtlich, befindet sich um 6 UTC eine konvektive Zelle im Nordosten des Modellgebietes, die sowohl Niederschlag mit sich bringt als auch zu der Störung im Windfeld führt. So weht in Dedougou ein Wind aus ostnordöstlicher Richtung, der durch einen Windsprung infolge des MCS entstanden ist. Da das LM die Zelle nicht reproduziert, sind die Unterschiede zu erklären. Im Norden des Gebietes ist der Südwind in den Beobachtungen durch das MCS großräumig gestört. Nach Durchzug des MCS dreht der Wind an den meisten Stationen wieder auf einen Südwind (Abbildung 4.18 c). Die Windströmung im Modell im Südwesten weist um 12 UTC eine zusätzliche Westkomponente auf. Die Südströmung ist aber noch immer dominant. Im Bereich von Bolgatanga und Po kommt es zu einer bodennahen Konvergenz, die in Verbindung mit Niederschlag im Südwesten steht. Außerdem hat der Süden durch die advehierte Monsunluft an Feuchtigkeit zugenommen (vgl. Abbildungen 4.17 und 4.18). Die Windgeschwindigkeit im Süden ist geringer als im Norden. Im Südosten erfährt der Wind bei der Bewegung nach Norden eine orographiebedingte Ablenkung bei Überströmung des Gebirges. Die Messung unterscheidet sich markant von den Simulationen, da im Modell im Süden und im Bereich von Fada N’Gourma Niederschlagsmengen simuliert wurden, die stark von den Beobachtungen abweichen (vgl. Abbildungen 4.12, 4.13 und 4.2). In Fada N’Gourma wurde ein Nordwind gemessen, der durch einen Windsprung infolge des konvektiven Systems zustande kam. Stattdessen wird ein Südwind modelliert. Betrachtet man die Beobachtungen um 18 UTC, so ist die Störung im Windfeld verschwunden, da das MCS nach Westen gezogen ist und der Wind wieder aus südlichen Richtungen weht. Im Modell tritt um 18 UTC im Norden eine Störung mit divergenten Winden im Westen und einer Konvergenzlinie im Osten auf, die mit starkem Niederschlag am Boden und hoher spezifischer Feuchte zusammenhängt (siehe Abbildungen 4.13, 4.14 und 4.17). Die Windgeschwindigkeiten sind allgemein wieder stärker geworden. In den Beobachtungen ist die Region überwiegend windschwach. Die Windrichtungen passen um 18 UTC besser zu den Messungen als diejenigen um 12 UTC.

Generell kann man sagen, dass der Betrag der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe an diesem Tag vom Modell überschätzt wird (hier nicht abgebildet). Die Windrichtungen werden allerdings gut wiedergegeben. Die Unterschiede können dadurch erklärt werden, dass die beobachteten und simulierten konvektiven Zellen zeitlich nicht übereinstimmen. Die gemessenen und modellierten Werte des Windes in 10 m Höhe an den einzelnen Stationen befinden sich im Anhang A.

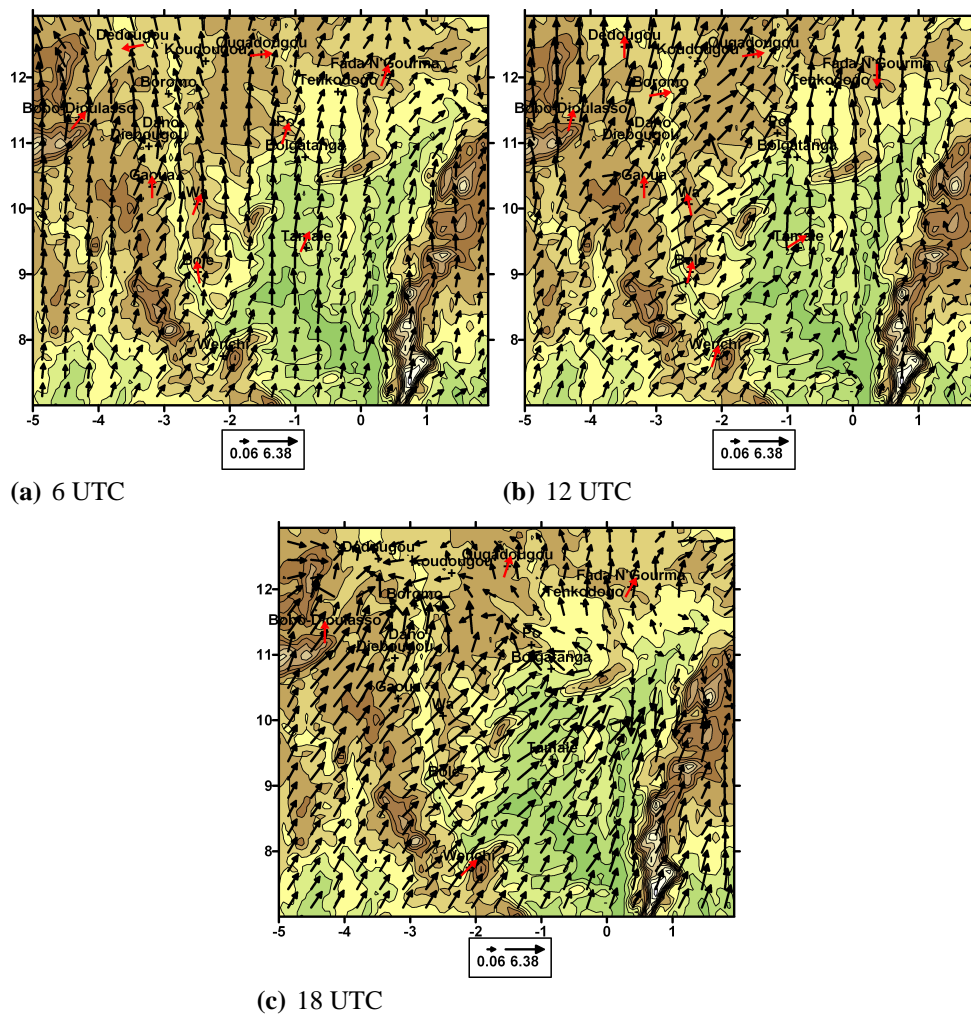


Abbildung 4.18: Horizontale Windgeschwindigkeit des LM in 10 m Höhe in m/s am 2. Juni 2004 zu den Uhrzeiten 6, 12 und 18 UTC. Die roten Pfeile geben die Windrichtung der Messungen an. Dabei gibt die Länge des Vektors keine Information über den Betrag. Farblich hinterlegt ist die Modellorographie mit grünen Tönen für niedrige Höhen bis zu weißen Farben für hohe Werte der geometrischen Höhe.

4.2.3 Radiosondenmessung über Ouagadougou

Um neben den bodennahen Verhältnissen auch die meteorologischen Bedingungen in der gesamten Atmosphäre zwischen Modell und Beobachtungen herausarbeiten zu können, wurden Radiosonden­daten von Ouagadougou herangezogen. Ouagadougou ist die einzige verfügbare Radiosondenstation innerhalb des Modellgebietes, die um 12 UTC Aufstiege durchführt. Von den Radiosondenmessungen standen die Werte von Temperatur, Taupunktdifferenz und Luftdruck zur Bestimmung der spezifischen Feuchte zur Verfügung. Die Berechnungen erfolgten nach den For-

meln 4.1 und 4.2. Man kann aufgrund der bisherigen Ausführungen davon ausgehen, dass um 12 UTC das MCS die Region von Ouagadougou passiert hat (Abbildung 4.13). Der Vergleich der Temperatur zeigt, dass signifikante Temperaturunterschiede bis 7 K im Bereich der Grenzschicht (1000 hPa bis 900 hPa) bestehen (Abbildung 4.19). Dies kann dadurch erklärt werden, dass in Ouagadougou bis zu diesem Zeitpunkt bereits 3 mm Niederschlag gefallen sind. Das Modell hat bis 12 UTC keinen Niederschlag simuliert. Die Verdunstung des Niederschlages (in der Luft und am Boden) und die damit verbundene Abkühlung können daher die deutlichen Unterschiede erklären. Diese Interpretation wird durch die Unterschiede bei den Profilen der Feuchte gestützt (Abbildung 4.19 d). Die spezifische Feuchte zwischen 960 hPa und 700 hPa ist in den Messungen auffallend geringer, da Niederschlag gefallen ist und die Feuchte dadurch der Atmosphäre entzogen wurde. Die Werte oberhalb von 900 hPa stimmen gut mit den Messwerten überein. Am Boden

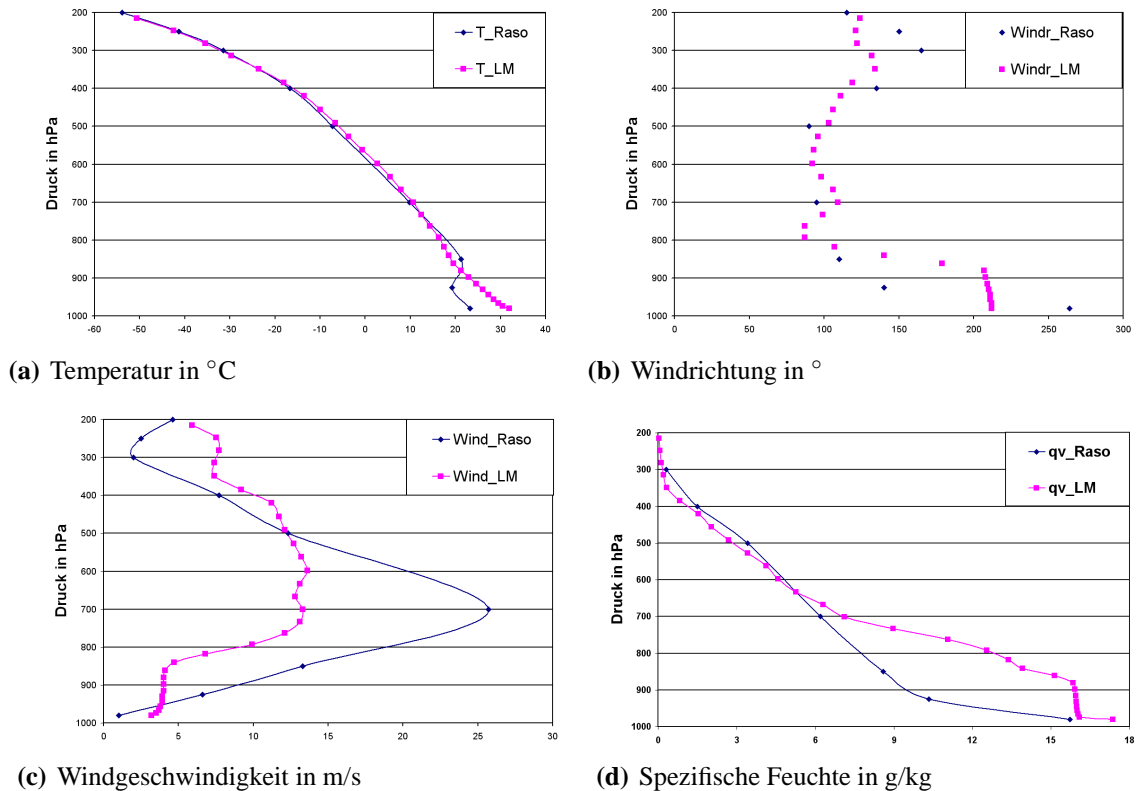


Abbildung 4.19: Vergleich von Temperatur in °C, Windrichtung in °, Windgeschwindigkeit in m/s und spezifische Feuchte in g/kg gemessen durch eine Radiosonde (blau) und LM-Simulation (pink) am 2. Juni 2004 um 12 UTC.

wurde an der synoptischen Station eine Windrichtung von 264° (WSW) gemessen, die durch die Interaktion mit dem MCS zustande kam. Das LM simuliert einen SSW-Wind. Die Abweichungen

der Windrichtungen in der Höhe sind hier gering.

Das Jetmaximum in 700 hPa wird vom LM deutlich unterschätzt. Wenn man das simulierte Windmaximum des AEJ, das weiter südlich von Ouagadougou liegt, mit den Beobachtungen vergleicht, so liegt es mit etwa 15,2 m/s deutlich unter dem Messwert von 25 m/s. Das bedeutet, dass der Transport des konvektiven Systems oder MCS im Modell deutlich langsamer verläuft als beobachtet.

4.2.4 Simulationsergebnisse für den gesamten Zeitraum

In Tabelle 4.1 sind die Niederschlagsmessungen und Simulationsergebnisse des Gesamtniederschlags für die restlichen simulierten Perioden von 1. - 6. Juni 2004 zusammengefasst. Das LM hat bis auf den 2. Juni grundsätzlich zu viel Niederschlag berechnet. Am 1. Juni 2004 beträgt die maximale modellierte Niederschlagsmenge 10 mm. Sie tritt im Zentrum des Modellgebietes auf (hier nicht dargestellt). Der Niederschlag entwickelt sich im Modell am Vormittag im Südosten des Simulationsgebietes durch dynamisch erzwungene Hebung an Berghängen. Am Nachmittag fällt er zwischen $10,5^\circ$ N und $12,5^\circ$ N aus Konvektionszellen. Die GME-Daten für den 1. Juni 2004 wurden ebenfalls auf ein Gitter mit einer Auflösung von 2,8 km interpoliert und der Integrationszeitschritt von 40 s auf 5 s herabgesetzt. Das Konvektionsschema wurde für diese Modellierung ausgeschaltet. Die Niederschlagsmengen stiegen mit den Einstellungen bis auf über 100 mm in 24 Stunden, wobei sich im Nordosten eine Zelle entwickelte, die nach Südwesten entgegen der Windrichtung in der Höhe transportiert wurde. Aus den Messwerten geht hervor, dass nur an zwei Stationen Niederschlag fiel. Das Modell hat jedoch an allen Stationen bis auf Bobo-Dioulasso Niederschlag simuliert.

Am 3. Juni 2004 simuliert das Modell wesentlich höhere Niederschlagsmengen, die hauptsächlich im Südosten des Modellgebietes durch die Orographie induziert werden. Außerdem bilden sich konvektive Zellen im Zentrum des betrachteten Gebietes, aus denen über 35 mm Niederschlag fällt. Die größten Niederschlagsmengen fallen im Modell zwischen 18 und 24 UTC. Die Simulationen des Niederschlages in Tabelle 4.1 zeigen, dass das Modell nur an den Stationen Ouagadougou, Dedougou und Po keinen Niederschlag berechnete. An der Station Wa, die 24,2 mm Niederschlag durch eine stark lokal geprägte Zelle an diesem Tag verzeichnen konnte, wurde nur ein Sechstel des Niederschlages modelliert. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Lage der konvektiven Zellen nicht richtig simuliert wird, sodass dort, wo hohe Niederschlagsmengen gemessen werden, geringe Tagessummen im Modell entstehen.

Am 4. Juni 2004 ist die Aktivität der konvektiven Zellen zurückgegangen und nur in Bole fallen 0,3 mm Niederschlag. Wiederum entstehen im Südosten des Modellgebietes durch Hebung und Gebirgsüberströmung Niederschlagsmengen, die jedoch in der Tagessumme nicht so hoch sind

Tabelle 4.1: Gemessene (Obs) und modellierte (Sim) Niederschlagsmengen in mm am 1. und 3.-6. Juni 2004

Station	1. Juni Obs/Sim	3. Juni Obs/Sim	4. Juni Obs/Sim	5. Juni Obs/Sim	6. Juni Obs/Sim
Bobo-Dioulasso	0,1/0	0,1/3,6	0/7,3	0/0,1	0/6,1
Ouagadougou	0/2	3/0	0/1,1	0/1,2	0/5,7
Boromo	0/3,4	0/5,5	0/3,5	0/1,4	0/6,8
Dedougou	0,3/1,2	2,4/0	0/10,3	0/1	0/3,8
Fada N'Gourma	0/2,5	1,7/0,1	0/1,3	0/0,4	0/5,4
Gaoua	0/3,4	0/5,6	0/4	0/5,1	0/0,2
Po	0/3,3	0/0	0/0,5	0/2	0/3
Bole	0/4,7	0,3/2,9	0,3/1,4	0,1/1,8	0/0
Tamale	0/3,7	0,3/5,1	0/2,2	0/2,3	0/1
Wa	0/5,2	24,2/4,1	0/6,6	0/5,4	0/0
Wenchi	0/1,8	0/3,4	0/3,3	0,1/7,1	0/0

wie am 3. Juni 2004. Im Nordwesten fällt durch die Ausbildung einer Zelle mehr Niederschlag als am Tag zuvor. Die größte Niederschlagsmenge wird in Dedougou mit 10,3 mm simuliert.

Am 5. Juni 2004 fiel nur in sehr geringen Mengen Niederschlag. An den Stationen Bole und Wenchi (Ghana) im Süden des Modellgebietes wurden jeweils 0,1 mm Niederschlag gemeldet. Der modellierte Niederschlag fällt bis 18 UTC nur im Süden des Modellgebietes. Zwischen 18 und 24 UTC erhält auch der Norden durch konvektive Zellen Niederschlag. Insgesamt wurde im Modell weniger Niederschlag als am 4. Juni 2004 simuliert. Der maximale modellierte Niederschlagswert an einer Station liegt bei 7,1 mm in Wenchi.

Der 6. Juni 2004 blieb regenfrei. Auch hier tritt in der Simulation wieder die gleiche Situation auf. Im Südosten bilden sich Hebungsniederschläge und nach 18 UTC fällt der Niederschlag auch im Norden durch Bildung und Verlagerung konvektiver Zellen. Die simulierte Niederschlagsmenge fällt höher aus als an den Tagen zuvor, wobei die höchsten Summen im Norden zu verzeichnen sind.

Insgesamt überschätzt das LM die gefallenen Niederschlagsmengen. Der Ort der Maxima stimmt nicht mit den Messungen überein, wobei die Datendichte für eine genauere Aussage zu gering ausfällt.

4.2.5 Ergebnisse der verschiedenen Konvektionsschemata

Für die Tage vom 1. -6. Juni 2004 wurde die Konvektionsparametrisierung nach Tiedtke mit den verschiedenen Schließungen für eine Auflösung von 7 km gerechnet. Verwendet man die beiden anderen Parametrisierungen (CAPE, TKE), so ergeben sich zwar Unterschiede, die aber keine wesentlich bessere Annäherung an die gemessenen Daten bringen. In vielen Fällen wurde vom Modell Niederschlag simuliert, während keine Niederschlagsmengen an den Stationen gemessen wurden. Für den gesamten Zeitraum ist in Abbildung 4.20 für die unterschiedlichen Läufe ein Streudiagramm angefertigt. Für den Vergleich wurden die Stationen Bobo-Dioulasso, Boromo, Dano, Dedougou, Fada N’Gourma, Gaoua, Ouagadougou, Po, Bole, Tamale, Wa und Wenchi aus den Ländern Burkina Faso und Ghana herangezogen.

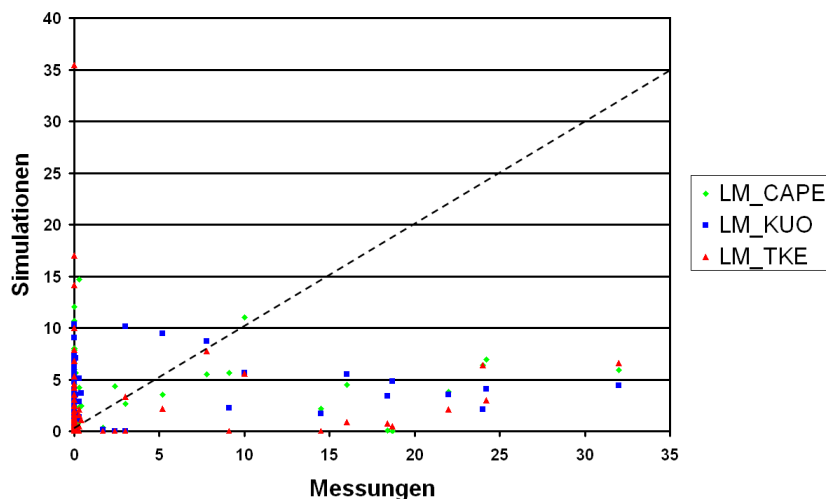


Abbildung 4.20: Streudiagramm der unterschiedlichen Schließungen (Kuo, CAPE, TKE) für die Übereinstimmung der Niederschlagssummen des LM in mm. Auf der Abszisse sind Niederschlagsmessungen der Stationen von 1. -6. Juni 2004 und auf der Ordinate die Simulationsergebnisse aufgetragen. Die 1:1 Linie ist gestrichelt dargestellt.

Am 1. Juni 2004 wird die Niederschlagsmenge von allen Schemata deutlich überschätzt, wobei die Rechnungen mit der TKE-Schließung beste Konsistenz mit den Messungen zeigen (10 von 12 Stationen). Am 2. Juni 2004 unterschätzen die Simulationen die gefallene Tagessumme deutlich. Die CAPE-Schließung weist die höchsten Werte auf und weicht somit am stärksten von den Messungen ab. Die TKE-Schließung simuliert für die Stationen Fada N’Gourma und Ouagadougou die registrierte Niederschlagsmenge, liefert aber sonst entschieden zu geringe Werte. Am 3. Juni 2004 zeigen die Modellierungen für die im Süden liegenden Werte zu hohe Niederschlagsmengen. Im Norden treten zu geringe Modellwerte auf. Wieder zeigt das TKE-Schema

für die Hälfte der Stationen die beste Übereinstimmung mit dem Modell. Am 4. Juni 2004 findet generell eine Überbewertung des Niederschlages mit den geringsten Simulationswerten für die TKE-Schließung statt. Sowohl an diesem als auch am 3. Juni 2004 zeigen die Simulationen der Kuo-Schließung ebenfalls gute Kongruenz zu den Beobachtungen. Am 5. Juni 2004 weisen 5 von 12 Stationen der CAPE-Schließung die geringsten Abweichungen zu den Beobachtungen auf. Der Niederschlag liegt auch hier in der Regel bei allen Schließungen zu hoch. Bei dem TKE- und dem Kuo-Schema weisen jeweils 4 Stationen zu geringe Differenzen zu den Messwerten auf. Am 6. Juni 2004 wurde kein Niederschlag an den Stationen gemeldet, aber durch alle Schließungen an einem Großteil der Stationen außer in Wa und Wenchi simuliert. Die TKE-Schließung zeigt für diesen Tag die größte Deckung mit den Beobachtungen, wobei die Niederschlagsmenge an zwei Stationen (Fada N'Gourma mit 17 mm und Po mit 14,2 mm) deutlich überschätzt wird. Eine starke Überbewertung bewirkt die CAPE-Schließung an der Station Ouagadougou mit 12 mm. Keine Ausreißerwerte zeigt die Kuo-Schließung, aber die Niederschlagssummen variieren an den Stationen zwischen 0 mm und 6,8 mm.

Insgesamt lässt sich sagen, dass für Niederschlagsmengen bis zu 5 mm das Konvektionsschema mit der TKE-Schließung die besten Übereinstimmungen mit den Messungen zeigt. Für Messwerte über 5 mm modellieren alle Schließungen in vielen Fällen zu geringe Niederschlagsmengen, wobei das TKE-Schema die geringsten Werte modelliert und deshalb die größten Abweichungen zu den Messungen aufweist. Bei allen drei Schließungsmethoden liegt die Mehrzahl der Punkte auf der Ordinate, da Niederschlag simuliert aber nicht gemessen wurde. Eine deutliche Verbesserung durch die Anwendung der CAPE- bzw. TKE-Schließung wurde für diese Tage nicht erreicht. Zwar zeigt das TKE-Schema die besten Übereinstimmungen, aber die Abweichungen der Ergebnisse für die Kuo- und CAPE-Schließungen zu den Simulationen mit der TKE-Schließung sind gering. Die Statistik ist für diesen Zeitraum nicht repräsentativ genug, sodass für die weiteren Simulationen die Voreinstellung des Tiedtke-Konvektionsschemas mit der Kuo-Schließung Anwendung findet.

Kapitel 5

Simulationen für lokal geprägte Konvektion am Nachmittag in der vormonsunalen Zeit

Die Apriltermine wurden ausgewählt, um lokale Konvektion mit dem LM zu simulieren. Am Nachmittag des 20. und 21. April 2004 setzte kleinskalige Konvektion ein. Die Monsunströmung erstreckt sich im April bis auf die südlichen Bereiche von Westafrika beschränkt und reicht im klimatologischen Mittel bis 5° N. Deshalb fallen die Niederschläge in diesem Monat moderat aus. Man benutzt zu diesem Zeitpunkt eher den Begriff Südostpassat als Südwestmonsun (vgl. Kapitel 2.4). Für die Rechnungen im April standen die GME-Daten alle 6 Stunden zur Verfügung und konnten sechsstündig als Randwerte für das LM übernommen werden.

5.1 Simulationen für den 20. April 2004

5.1.1 Synoptische Situation am 20. April 2004

Aus dem Satellitenbild um 0 UTC geht hervor, dass die Bewölkung um Mitternacht gering ist (siehe Abbildung 5.1). Über der Elfenbeinküste und im Süden von Nigeria sowie über Kamerun sind konvektive Wolkenkomplexe beobachtbar. Betrachtet man Satellitenbilder und Wetterkarten (NCEP-Reanalysen) auf einer größeren Skala, so erkennt man, dass sich ein Trog über das gesamte Europa bis nach Nordafrika erstreckt. Die Trogachse befindet sich in nahezu meridionaler Ausrichtung über der Mitte des afrikanischen Kontinents. Rückseitig des Troges wird die feuchte atlantische Luft von Nordwesten gegen die Pyrenäen und die Iberische Halbinsel gelenkt, sodass sich dort orographisch bedingte Niederschläge ergeben. Die trockene Föhnluft stromabwärts gelangt in südöstlicher Richtung bis auf eine Breite von 15° N, wo sie zyklonal das Hitzetief über der Sahara umfließt (ohne Abbildung). Eine Interaktion mit dem Wettergeschehen im Norden West-

afrikas ist möglich. Konvektive Zellen sind um 6 UTC im Osten des äußeren Modellgebietes bei etwa 10° O über dem Kontinent und über dem Golf von Guinea in der Satellitenaufnahme zu sehen. Der kontinentale Bereich von Westafrika ist weitgehend wolkenfrei. Um 12 UTC hat sich die Zelle im Osten weiterentwickelt und mit der mittleren Strömung nach Westen bewegt. Nordwestlich des Tschadsees, über Niger und dem östlichen Teil von Mali tritt ein lockeres Wolkenband in Erscheinung. Viele kleine Zellen haben sich vom Äquator bis 12° N im Laufe des späteren Nachmittages gebildet und zeigen sich im Satellitenbild um 18 UTC. Sie bleiben jedoch auf einen Breitengrad südlich von ca. 12° N beschränkt. An mehreren Stationen wurde Niederschlag mit Gewitter gemeldet. Die höchste Niederschlagssumme fiel an der Station Yamoussoukro an der Elfenbeinküste mit 37 mm. An einigen Stationen im Norden wurde Saharastaub detektiert.

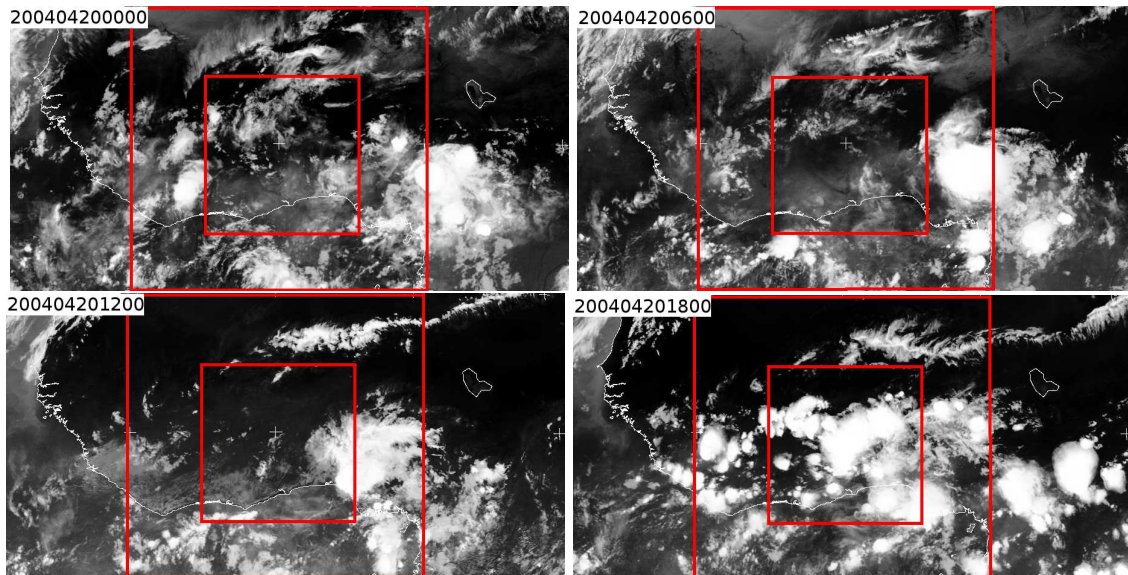


Abbildung 5.1: Satellitenbilder des IR-Kanals am 20. April 2004 um 0, 6, 12 und 18 UTC. Die beiden roten Kästen verdeutlichen die Größe der Simulationsgebiete für eine Auflösung von 14 km (äußeres Modellgebiet) und 7 km (inneres Modellgebiet).

5.1.2 GME-Daten vom 20. April 2004

5.1.2.1 Horizontalwind in 700 hPa

Das Windfeld in 700 hPa ist von Bedeutung, da es im wesentlichen die Transportprozesse von konvektiven Elementen außerhalb des Modellgebietes in das Gebiet hinein durch den AEJ beschreibt. In 700 hPa wurde um 6 UTC südlich von 12° N ein Wind aus nordöstlicher Richtung simuliert (Abbildung 5.2). Nördlich davon zwischen 12° N und 15° N divergieren die Windrich-

tungen und die Windgeschwindigkeit ist gering. Im Bereich von 16° N bis 20° N wird ein starker Westwind berechnet. Im Osten des Modellgebietes zwischen Agadez und Maradi dreht der Wind von einer Nordwest- auf eine Nordostströmung. Um 12 UTC hat sich die Situation nur wenig geändert. Die Windgeschwindigkeit südlich von Niamey ist angestiegen. Südlich von Bamako hat der Wind von einem Nord- auf einen Ostwind gedreht. Die Ostkomponente in der Windströmung im Süden hat noch etwas zugenommen. Für diesen Termin stehen vier Radiosondenmessungen zum Vergleich zur Verfügung (rote Pfeile in Abbildung 5.2 b). Über Ouagadougou wurde in 700 hPa um 12 UTC eine Windrichtung von 60° mit 5,1 m/s gemessen, was den Simulationen entspricht. Über Niamey wurde um 11 UTC eine Nordströmung der Windstärke 5,1 m/s erfasst. Ein Nordostwind mit einem Betrag von 8,7 m/s wurde um 10 UTC über Bamako registriert. Oberhalb der Station Agadez im Norden wurde um 10 UTC ein Wind aus 280° mit 6,7 m/s ermittelt. Der Betrag der simulierten Windgeschwindigkeit stimmt mit den Messungen überein. Nur in Bamako berechnet das Modell zu geringe Werte. Die berechneten Windrichtungen passen gut zu den Messwerten. Die Strömungen um 18 UTC sind im Wesentlichen dieselben wie um 12 UTC. Geringe Änderungen haben sich im Norden ergeben, wo der Wind zwischen 15° N und 18° N auf eine fast reine Westströmung gedreht hat (nicht abgebildet).

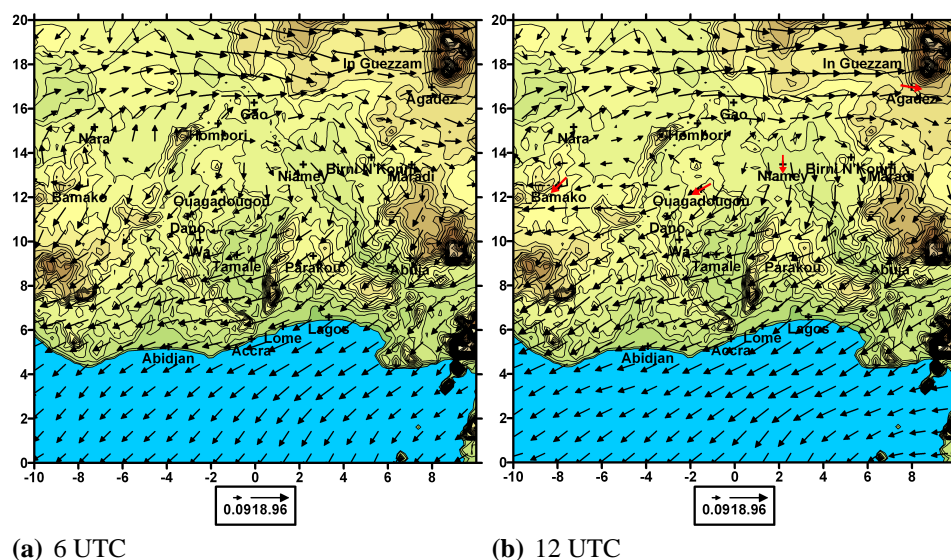


Abbildung 5.2: Horizontalwind des GME in m/s in 700 hPa am 20. April 2004 um 6 und 12 UTC. Um 12 UTC sind rote Windpfeile eingezeichnet, die die Messungen repräsentieren. Die Länge der roten Pfeile ist unabhängig vom Betrag der Windgeschwindigkeit.

5.1.2.2 Horizontalwind in 930 hPa

Um die Winde in der Grenzschicht zu erfassen, wird das Windfeld in 930 hPa analysiert. Im Modell zeigt sich bei etwa 12° N in einem Höhengiveau von 930 hPa um 6 UTC ein Gebiet starker Konvergenz, das sich von Westen nach Osten über das komplette Modellgebiet erstreckt (Abbildung 5.3). Nördlich davon wehen Nordwinde, im Süden wird die Strömung durch Winde aus südlichen Richtungen beherrscht. Niamey und Birni N’Konni sind zwei Stationen, die sich in der Konvergenzzone befinden. Um 12 UTC hat die Zone der starken Konvergenz ihre Lage nicht verändert. Im Norden weht weiterhin ein Nordwind, der Saharaluft nach Süden transportiert. Vergleicht man die Windwerte mit den Radiosonden, so repräsentieren die Simulationen auch in 930 hPa die Messungen. Bis auf die Station Ouagadougou, für die ein zu hoher Betrag der Windgeschwindigkeit simuliert wurde, stimmen Betrag und Richtung des Windes mit den Messungen überein. Da die Windrichtungen sowohl in 700 hPa (Abbildung 5.2) als auch in 930 hPa konsistent miteinander sind, muss die Zone der Konvergenz am Boden mit der ITCZ verbunden sein und stellt somit die Nordgrenze des Südostpassates bzw. Südwestmonsuns dar, die vom klimatologischen Mittel in diesem Jahr abweicht (vgl. Kapitel 2.4). Die Windstärke hat im Vergleich zu den vorigen Zeitpunkten leicht abgenommen. Um 18 UTC befindet sich im Bereich von Bamako eine Zone starker Konvergenz, die im Laufe des Tages zugenommen hat. Das Modell simuliert jedoch in diesem Zusammenhang keinen Niederschlag in der lokalen Umgebung von Bamako. Zwischen 9° N und 12° N sowie 2° W und 6° O befindet sich eine Region, in der sich die Windrichtung ändert und Konvergenzen beobachtbar sind. Folge davon ist, dass im Modell durch eine konvektiv entstandene Zelle Niederschlag fällt.

5.1.2.3 Spezifische Feuchte in 700 hPa

Die spezifische Feuchte in 700 hPa weist einen sehr scharfen Gradienten auf (Abbildung 5.4). Um 6 UTC sind hohe Werte im Bereich um Bamako, Ouagadougou und Niamey zu verzeichnen, die in Verbindung mit simulierten Wolken im LM stehen (vgl. Abbildungen 5.6 und 5.3). In diesem Bereich wurden in 700 hPa divergente Winde geringen Betrages modelliert. Bei 17° N im Westen und bei etwa 14° N im Osten ist ein starker Feuchtegradient beobachtbar. Die niedrigsten Werte liegen südwestlich von Agadez und im Nordwesten des Modellgebietes. Die feuchte Luft hat sich um 12 UTC mit dem mittleren Wind weiter nach Westen verfrachtet und steht in Verbindung mit hochreichender Bewölkung. Der Feuchtegradient im Osten hat sich aufgrund der feuchten Luft, die im Satellitenbild (Abbildung 5.1) anhand der Wolkenansammlung zu sehen ist, nach Süden ausgedehnt und in seiner Stärke abgeschwächt. Der Winde dreht im Osten im Bereich der hohen spezifischen Feuchte und weht parallel zum starken Feuchtegradienten. Auch südlich von Bamako weht der Wind entlang des Gradienten im Feuchtefeld. Der niedrigste Wert wurde in Agadez um

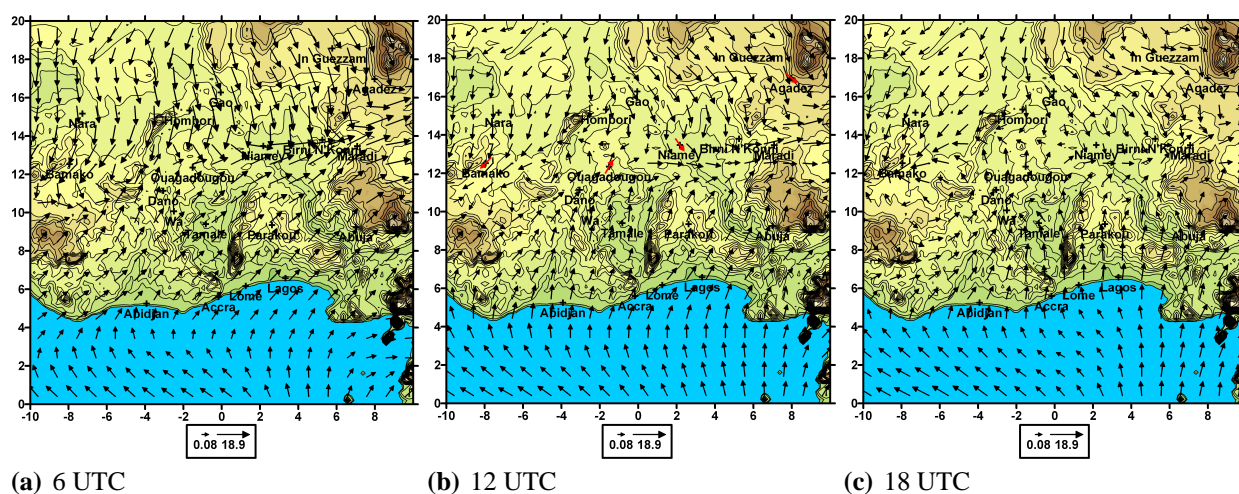


Abbildung 5.3: Horizontalwind des GME in 930 hPa am 20. April 2004 um 6, 12 und 18 UTC. Um 12 UTC zeigen rote Windvektoren die Radiosondenmessungen für diesen Zeitpunkt. Die Länge der roten Pfeile ist unabhängig vom Betrag der Windgeschwindigkeit.

10 UTC mit 2,6 g/kg aus den Radiosondendaten für Taupunkt und Luftdruck mit der Formel 4.1 berechnet. Für einen Taupunkt $\tau < 0$, wie z. B. in Agadez, genügt der Dampfdruck der Formel 5.1:

$$E(\tau) = 6,11 \cdot 10^{\frac{9,5 \tau}{265,5 + \tau}} \quad \text{für } \tau < 0 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (5.1)$$

Die Werte in Niamey und Ouagadougou liegen zwischen 5 und 6 g/kg. Der modellierte Wert der spezifischen Feuchte in Agadez ist niedriger als der Messwert, die Ergebnisse für Ouagadougou und Niamey liegen etwas höher als die Messungen der Radiosonde. Insgesamt wurde die Feuchteverteilung vom LM gut erfasst. Um 18 UTC hat die Feuchtigkeit im Großteil des Simulationsgebietes zugenommen. Nur im Norden ist ein Rückgang durch Winde aus nördlichen Richtungen zu verzeichnen. Der Ostwind über dem Süden des Landes führte zur Verlagerung der Feuchtefelder nach Westen. Im Bereich von Tamale hat sich die spezifische Feuchte aufgrund der Bildung konvektiver Zellen stark erhöht (vgl. Abbildung 5.1). Auch westlich und östlich davon existiert ein hoher Feuchtegehalt.

5.1.2.4 Spezifische Feuchte am Boden

Die Messungen der spezifischen Feuchte am Boden weisen im Süden hohe Werte bis zu 20,3 g/kg in Abidjan und niedrige Werte im Norden bis 4,5 g/kg in In Guezzam auf. Die modellierten Werte der spezifischen Feuchte um 6 UTC lassen sich in drei abgegrenzte Bereiche einteilen: Über dem Meer liegen Werte über 23 g/kg, bis 12° N im südlichen Teil des Festlandes nimmt

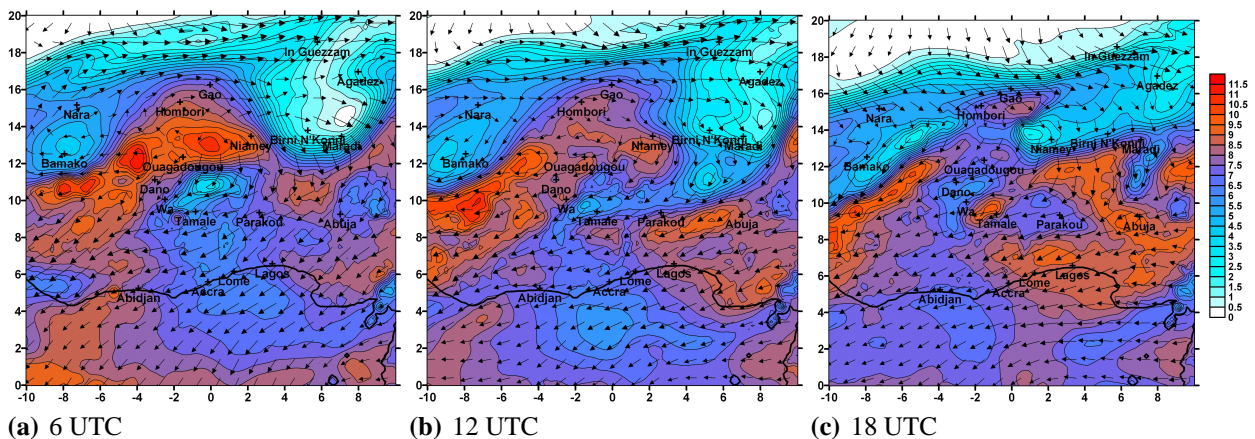


Abbildung 5.4: Spezifische Feuchte des GME in g/kg in 700 hPa mit dem Windvektor in 700 hPa am 20. April 2004 um 6, 12 und 18 UTC.

die Feuchte im Osten allmählich nach Norden hin ab und zwischen 12° N und 16° N befindet sich ein starker Gradient mit niedrigen Werten nördlich davon (Abbildung 5.5). Die Verteilung der Feuchte hängt mit dem Horizontalwind zusammen, der bis etwa 14° N eine Nordströmung aufweist (Abbildung 5.3). Die Grenze ist deshalb nicht gleich, da der Wind in 930 hPa verwendet wurde. Das GME liefert keinen Bodenwind. Die Nordströmung transportiert trockene Saharaluft nach Süden und bildet den starken Feuchtegradienten aus. Innerhalb des Modellgebietes zeichnen sich lokal hohe Feuchtwerte ab, die durch Drängung der Isolinien schwarz erscheinen. In diesen Regionen befinden sich Seen. Die simulierten Werte im Süden passen gut zu den Beobachtungen. Betrachtet man die Stationen, die in der Nähe des Gradienten liegen, so ergeben sich folgende Werte. In Bamako wurden $7,1$ g/kg aus den Messwerten berechnet, das GME-Ergebnis liefert ca. 8 g/kg. Der für Niamey simulierte Wert liegt mit 12 g/kg unter dem Messwert von 15 g/kg. Für die Stationen Maradi und Birni N'Konni wurden zu hohe Werte simuliert. Die Werte nördlich des Gradienten passen zu den Messungen. Die Lage des Übergangsbereiches zwischen Harmattan und Südostpassat wird vom GME am Boden nicht korrekt erfasst. In 930 hPa stimmen die wenigen Vergleichswerte mit den Simulationen überein (Abbildung 5.3) Deshalb kommen die Unterschiede zwischen Simulation und Beobachtungen im Bereich des Gradienten zustande. Um 12 UTC hat die spezifische Feuchte im Bereich von Ouagadougou und Dano stark zugenommen. Das Satellitenbild zu diesem Zeitpunkt ist aber wolkenfrei (Abbildung 5.6). So kann nur die Advektion von Meeresluft zu dieser Erhöhung der Feuchte geführt haben. Der gesamte Südwesten der Landesfläche ist feuchter geworden. Vergleicht man die modellierten Werte mit den Beobachtungen, so zeigen auch hier die Werte eine gute Übereinstimmung. Hohe Werte spezifischer Feuchte liegen über dem Ozean und südlich von Bamako. Ein starker Gradient ist zwischen 12° N und 17° N zu

finden. Die Stationen Bamako im Westen und Agadez im Osten befinden sich an der nördlichen Grenze des starken Feuchtegradienten. Während in Agadez eine spezifische Feuchte von 3,7 g/kg gemessen wurde, liegt der Wert in Bamako bei 6,4 g/kg. Nach Süden hin nimmt die Feuchtigkeit in der Luft zu, sodass die Werte in Niamey bei 7,5 g/kg und in Ouagadougou bei 17,4 g/kg liegen. Die Simulationen des GME sind in Wa aufgrund der advehierten Feuchte mit 21 g/kg um 4,5 g/kg zu hoch. Gute Ergebnisse werden für Birni N’Konni und Maradi um 12 UTC erzielt. Der Wert in Niamey wird um 3 g/kg überschätzt. Die Lage des Gradienten wird um 12 UTC vom LM besser wiedergegeben. Um 18 UTC ist ein Rückgang der spezifischen Feuchte im Vergleich zum Mittag zu verzeichnen. Lokal hat die Feuchte aber stark zugenommen und zwar im Bereich von Tamale und nordöstlich von Parakou. Die Messwerte zeigen eine leichte Reduktion der Feuchte bis auf die Stationen Hombori und Agadez, die einen Anstieg zu verzeichnen haben. Die spezifische Feuchte in Bamako wird mit 4,5 g/kg um 1,7 g/kg zu gering simuliert. Der modellierte Wert in Hombori weist keine Änderung zu 12 UTC (3,5 g/kg) auf. Der Messwert ist auf 6,7 g/kg gestiegen. Während die spezifische Feuchte in Maradi mit dem Messwert übereinstimmt, werden die Werte in Niamey und Birni N’Konni unterschätzt, da der Gradient im Modell zu weit südlich liegt. Insgesamt lässt sich sagen, dass das GME Probleme hat, die Lage des Feuchtegradienten im Modell richtig zu erfassen.

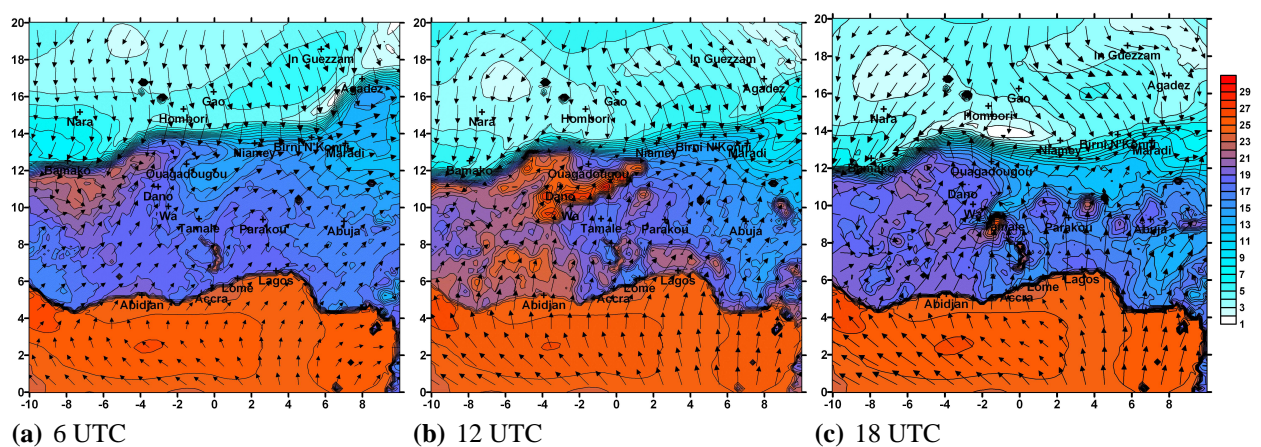


Abbildung 5.5: Spezifische Feuchte des GME am Boden in g/kg mit dem Windvektor in 930 hPa am 20. April 2004 um 6, 12 und 18 UTC.

5.1.3 LM-Simulationen für den 20. April 2004

Die Simulationen für den 20. April wurden mit unterschiedlichen Einstellungen durchgeführt. Die Rechnung mit einer Auflösung von 14 km wurde mit dem Zweischichtenbodenmodell und

mit einem Mehrschichtenbodenmodell mit 7 Bodenschichten gerechnet. Für eine Gitterauflösung von 7 km wurde ein Nesting-Verfahren angewandt, bei dem ein 7 km Gitter in ein Gebiet einer Auflösung von 14 km hineingesetzt (genestet) wurde. Abschließend folgte eine Simulation mit einer Gitterauflösung von 2,8 km für ein Modellgebiet von 4° W bis 0° und 10° N bis 14° N, das in ein größeres Gebiet der Auflösung 7 km genestet wurde.

5.1.3.1 Wolkenbedeckung

Das LM simuliert um 6 UTC im Süden über dem Ozean einen hohen Bewölkungsgrad, der im Satellitenbild nicht so flächig existiert (vgl. Abbildungen 5.6 a und d). Die Zelle im Osten des Modellgebietes wird vom LM unterrepräsentiert. Zwar modelliert das LM in diesem Bereich auch Wolken, aber die Ausdehnung ist sowohl in der Horizontalen als auch in der Vertikalen zu gering. Die lockere Bewölkung im Norden wird vom LM nicht erfasst. Im Süden des Festlandes simuliert das Modell tiefe Wolken. Südlich von Bamako existiert in der Simulation hochreichende Bewölkung, aus der Niederschlag fällt (vgl. Abbildungen 5.6 a und d sowie 5.8). Um 12 UTC passen die im Südwesten über dem Ozean simulierten Werte mit den Satellitenaufnahmen zusammen. Im Osten wird die konvektive Zelle jedoch vom LM nur an den Rändern erfasst. Zwischen 10° N und 13° N über dem westlichen Festland ist keine Bewölkung vorhanden, das Modell simuliert allerdings einen unterschiedlich hohen Bedeckungsgrad für die Landfläche mit hochreichender Bewölkung in Verbindung mit Niederschlagszellen (vgl. Abbildungen 5.6 b und e sowie 5.9). Mehrere konvektive Zellen haben sich um 18 UTC im Bereich von 5° N bis 12° N gebildet, die im LM durch hochreichende Bewölkung wiedergegeben werden (Abbildungen 5.6 c und f). Die horizontale Erstreckung ist allerdings im LM zu gering. Die Abgrenzung der Zellen im Norden von den wolkenfreien Bereichen wird gut vom LM modelliert. Auch über dem Ozean sind die Strukturen dem Satellitenbild um 18 UTC ähnlich. Im Nordwesten simuliert das Modell hohe Wolken geringer Erstreckung, während in der Satellitenaufnahme keine Bewölkung existiert.

5.1.3.2 Niederschlagssumme

Aus den Satellitenbildern (Abbildungen 5.1) und Beobachtungen geht hervor, dass der meiste Niederschlag am Nachmittag des 20. April in Verbindung mit hochreichender Konvektion fiel. Die vorhandenen Messstationen zeigen Niederschlag bis maximal 12° N. Die maximale Niederschlagssumme wurde in Yamoussoukro (Elfenbeinküste) mit 37 mm gemessen. Über 10 mm Niederschlag registrierten die ebenso an der Elfenbeinküste gelegenen Stationen Bouake mit 18,2 mm und Man mit 14 mm. Die Nordgrenze des Niederschlages wird vom Modell gut wiedergegeben. Jedoch wird an der Station Ouagadougou Niederschlag simuliert (Abbildung 5.7). Die modellierte Verteilung weist mehrere Maxima auf, die im Bereich von Tamale und Bamako

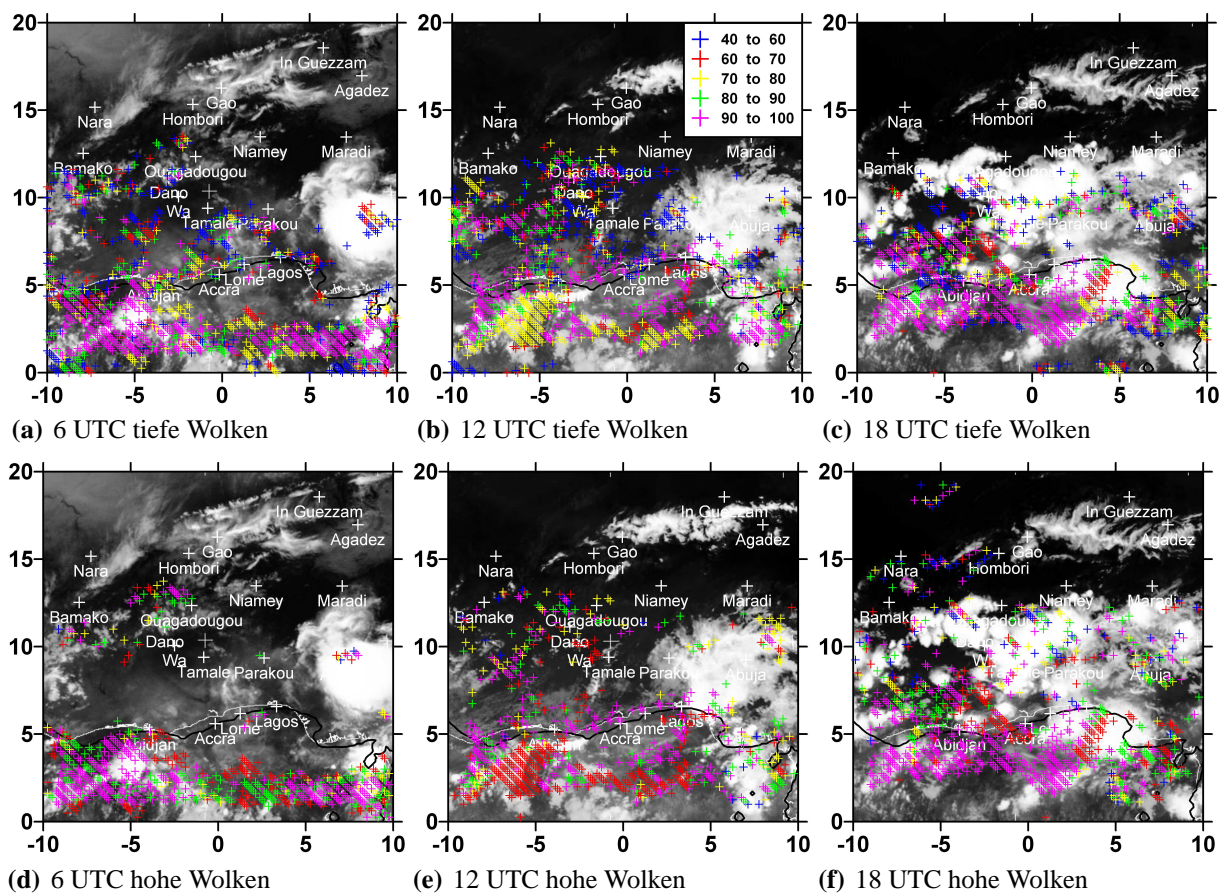


Abbildung 5.6: Wolkenbedeckung des LM in % am 20. April 2004 um 6, 12 und 18 UTC mit dem jeweiligen Satellitenbild im Hintergrund. Die Abbildungen (a) - (c) zeigen tiefe Wolken (von 800 hPa bis zum Boden), (d) - (f) zeigen hohe Wolken (0 - 400 hPa).

deutlich zu hohe Werte aufzeigen. Über dem Meer stehen keine Vergleichsdaten zur Verfügung. Der Südosten des Modellgebietes ist ebenfalls spärlich mit Messstationen besetzt.

Betrachtet man den Ablauf des Niederschlagsgeschehens im Modell (Abbildungen 5.8 - 5.10), so bildet sich im LM in der Nacht südlich von Bamako ein Niederschlagsgebiet aus, das sich verstärkt und nach Südosten bewegt. Der Niederschlag fällt über dem Meer und im Südosten des Modellgebietes infolge einer Gebirgsüberströmung, wobei über dem Meer Randeffekte die Ergebnisse verfälschen.

Gegen Mittag wird im Südwesten des Simulationsgebietes in der Nähe von Abidjan Niederschlag simuliert. Um 14 UTC entwickelt sich nördlich von Abuja bei etwa 8° O und 10° N eine konvektive Zelle westlich des Gebirges, die im Modell bis zu 5 mm Niederschlag bringt. Um 18 UTC fällt Niederschlag in der Umgebung von Wa, Tamale und Parakou durch die Weiterentwicklung und

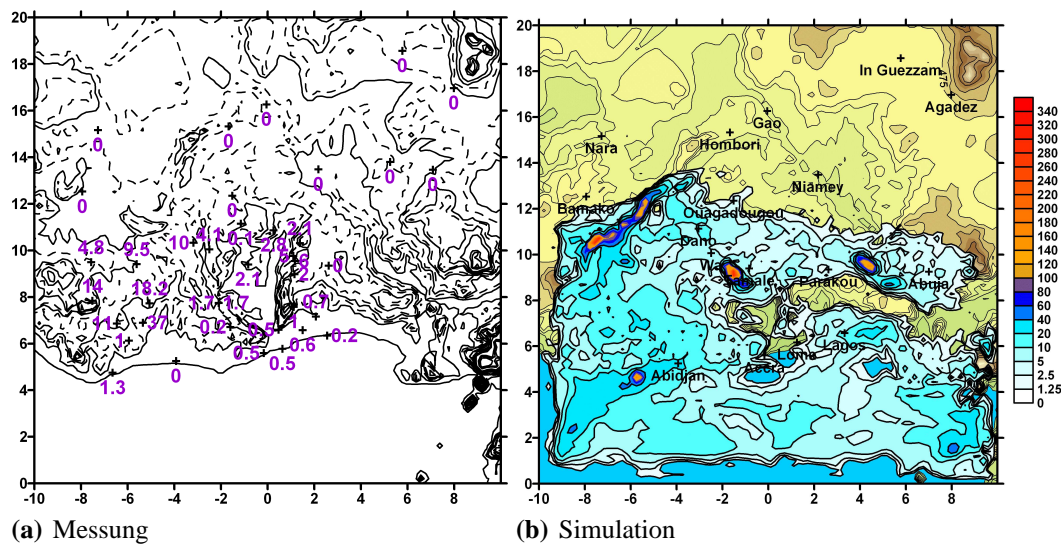


Abbildung 5.7: Gemessene und simulierte Niederschlagssummen am 20. April 2004. Die Modellierung bezieht sich auf eine Gitterweite von 14 km mit dem Mehrschichtenmodell.

Verlagerung der Zelle, die sich in den frühen Morgenstunden südlich von Bamako entwickelte. Konvektiver Niederschlag in großen Mengen wird bis Mitternacht zwischen 8° N und 10° N sowie 2° W und 7° O modelliert. Die Zellen sind jedoch sehr lokal geprägt. Für die unterschiedlichen Gitterauflösungen ergibt sich dasselbe Niederschlagsmuster. Die Niederschlagsmengen fallen jedoch unterschiedlich aus. Die besten Übereinstimmungen zwischen den Niederschlagssummen ergeben sich für die Rechnung mit einer Auflösung von 14 km und Mehrschichtenmodell. Die Ergebnisse für die Stationen sind in Tabelle 5.1 eingetragen. Je kleiner das Simulationsgebiet, desto weniger Vergleichswerte stehen zur Verfügung. Für die Simulation mit einer Auflösung von 2,8 km stehen nur noch 6 synoptische Stationen zum Vergleich zur Verfügung. Da die Nordgrenze des gefallenen Niederschlages vom Modell gut erfasst wurde, zeigen alle Simulationen für die Stationen Dori, Ouahigouya, Bamako und Niamey keinen Niederschlag. Die Niederschlagsmengen an den Stationen Yamoussoukro, Bouake und Man werden deutlich unterschätzt (nicht dargestellt). Das Zweischichtenmodell simuliert die gefallene Niederschlagsmenge in Gaoua von 10 mm. Für die anderen Einstellungen wird einige geringere Menge in Gaoua simuliert. Die 2,8 km-Auflösung berechnet keinen Niederschlag für diese Station. Der Niederschlag im Modell fällt generell zu flächig und zu hoch aus. Bei Erhöhung der Auflösung produziert das Modell für viele Bereiche mehr Niederschlag. Bei der Auflösung von 2,8 km erhöht sich die Niederschlagsmenge deutlich an den Stationen Dedougou und Po, während für Boromo der exakte Wert simuliert. Für Ouagadougou wird die beste Kongruenz mit 0,2 mm berechnet.

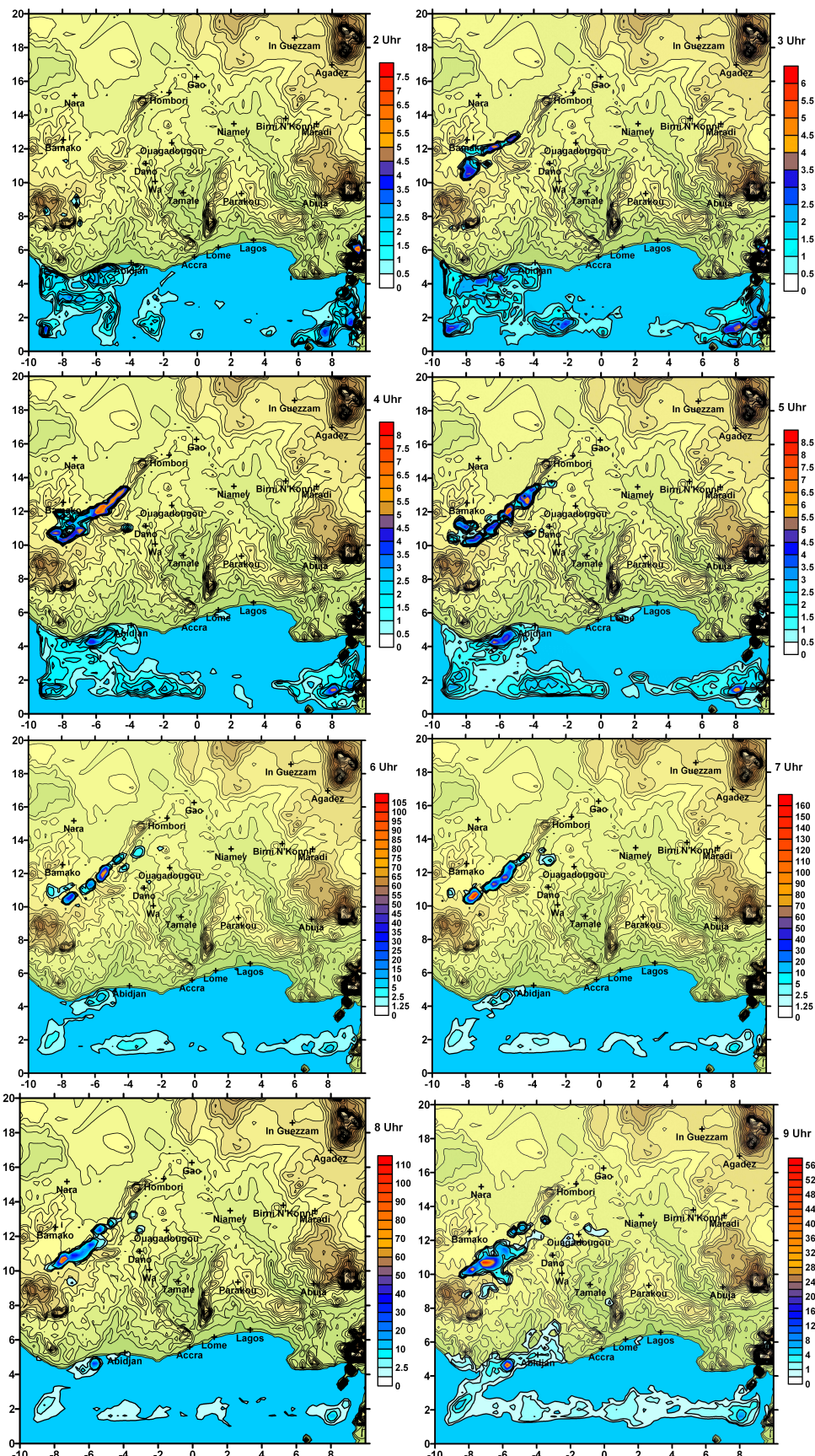


Abbildung 5.8: Stündliche totale Niederschlagssummen in kg/m^3 am 20. April 2004 von 2 Uhr bis 9 UTC.

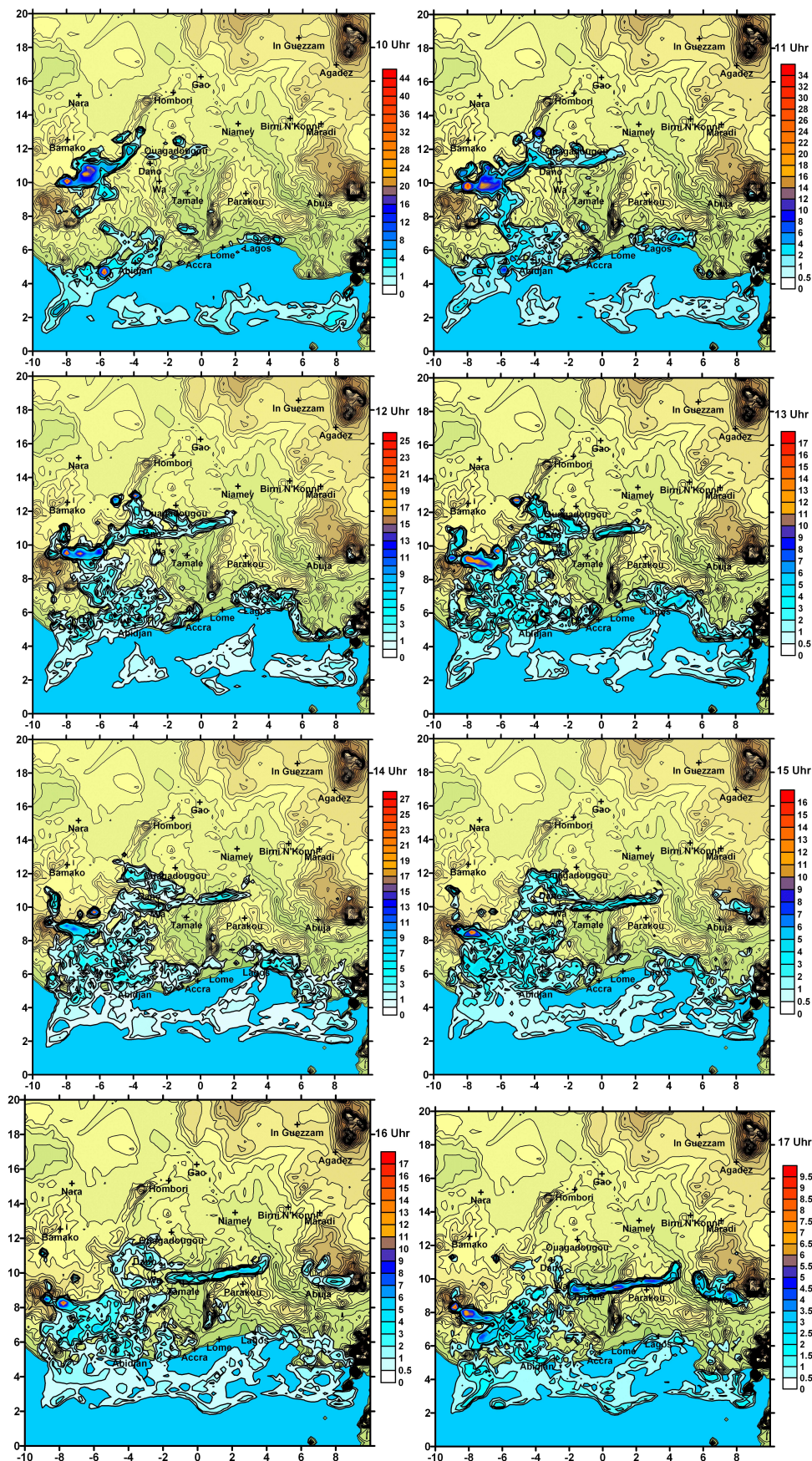


Abbildung 5.9: Stündliche totale Niederschlagssummen in kg/m^3 am 20. April 2004 von 10 UTC bis 17 UTC.

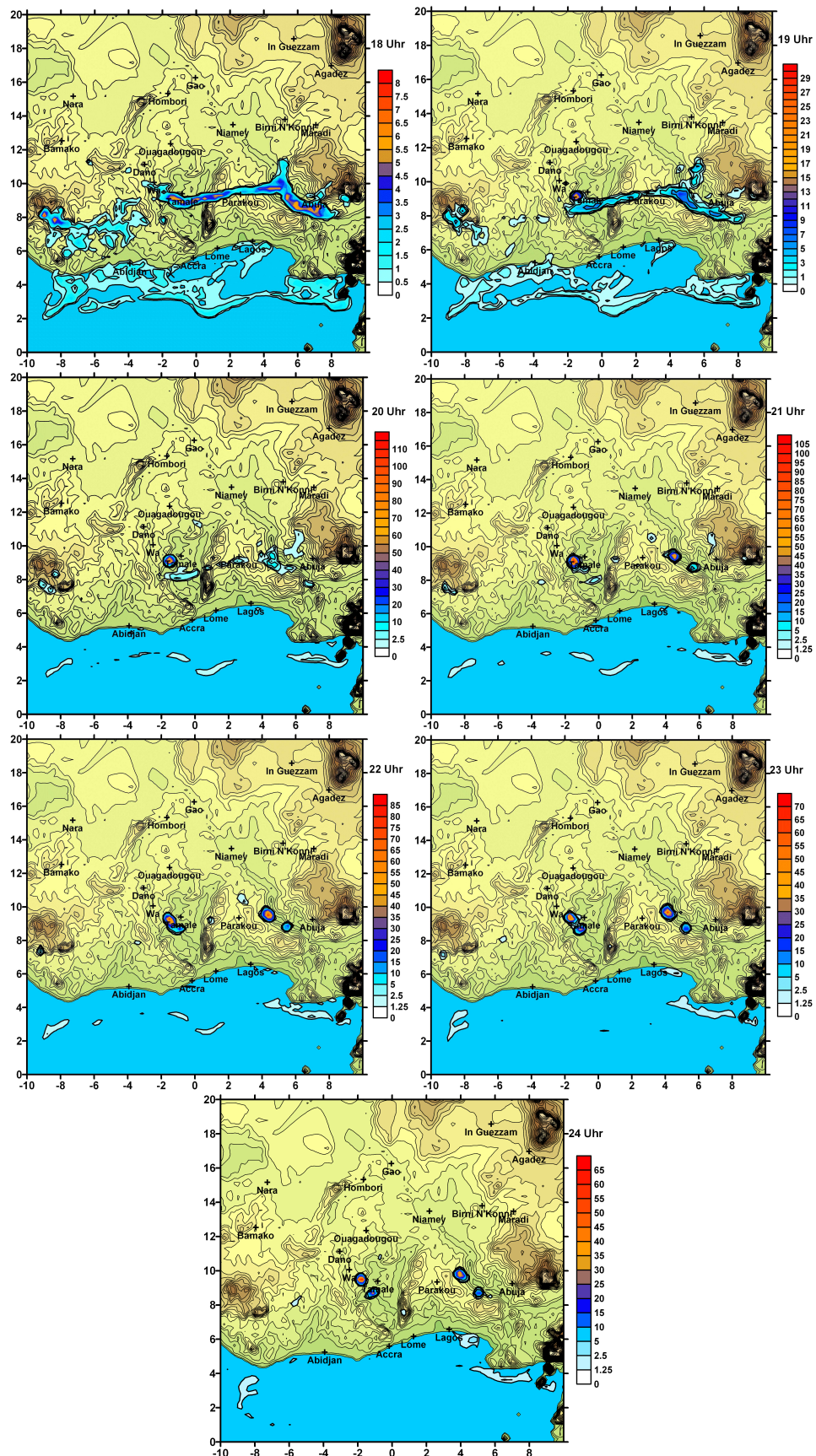


Abbildung 5.10: Stündliche totale Niederschlagssummen in kg/m^3 am 20. April 2004 von 18 UTC bis 24 UTC.

Tabelle 5.1: Vergleich der gemessenen und modellierten Niederschlagssummen am 20. April 2004. Die Abkürzung ml steht für multi layer (Mehrschichtenbodenmodell). Die Stationen sind nach Ländern von Norden nach Süden und alphabetisch angeordnet. Werte, die nicht eingetragen sind, liegen außerhalb des Simulationsgebietes. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox, während die Messung einen Punktwert liefert.

Station	Obs	LM 14 km	LM 14 km ml	LM 7 km Nesting	LM 2,8 km
Bamako	0	0	0	0	
Niamey	0	0	0	0	
Bobo-Dioulasso	0	14,8	11,2	13,9	
Boromo	0	11,9	9,5	12,5	0
Dedougou	0	7,2	7	9,4	56,7
Dori	0	0	0	0	
Fada N’Gourma	0	0,6	0,6	0	
Gaoua	10	9,5	6,8	7,9	0
Ouagadougou	0	3,3	2	2,2	0,2
Ouahigouya	0	0	0		
Po	0,1	6,1	6,7	5,4	20,4
Bole	3,8	6,8	1,8	5,9	
Tamale	2,1	5,2	8,1	8,3	
Wa	4,1	8,2	7,2	11,7	0
Wenchi	1,7	1	0,5	0,3	
Parakou	0	6,9	4	7,7	
Accra	0,5	0,7	0,6	0,6	
Ada	0,5	0	0	0	
Ho	0,5	4	1,5	8,4	
Kumasi	0,2	4,2	7,6	4,4	
Sefwi Bekwai	0	4,2	5,4	9,9	
Abidjan	0	19,9	23,2	23,4	
Lome	0,6	5,6	6,2		

5.1.3.3 Temperatur in 2 m Höhe

Betrachtet man als Referenztemperaturwerte die Simulationen des Mehrschichtenmodells um 6 UTC (Abbildung 5.11), so kehrt sich der Gradient am Morgen im Vergleich zum Tag um. Die Temperatur über der Sahara ist morgens aufgrund der starken Auskühlung durch fehlende Bewölkung (Abbildung 5.6) tiefer als diejenige zwischen 10° N und 16° N. Im Bereich der höheren Werte sind im LM Wolken vorhanden, die die Auskühlung der Erdoberfläche verhindern (Abbildung 5.6). Die Temperaturverteilung passt zu den Messungen, die zeigen, dass die höchste Temperatur um 6 UTC in Ouagadougou und Niamey zu verzeichnen ist, während die Temperatur in In Guezzam und Agadez durch wolkenfreie Bereiche am Morgen niedriger liegt. An der Station Parakou wurden tiefere Werte als in Tamale gemessen, was die Modellierung ebenfalls ergibt. Die Absolutwerte für die verschiedenen Auflösungen sind im Anhang in Tabelle A.5 - A.7) eingetragen. Insgesamt liegt eine gute Übereinstimmung zwischen Modellergebnissen und Messungen vor (Abbildung 5.12). Die besten Ergebnisse werden mit dem Zweischichtenmodell und der Rechnung mit einer Auflösung von 7 km erzielt.

Die gemessene Temperatur steigt im Laufe des Vormittages bis 12 UTC stark an. In Niger wurde an den Stationen Birni N'Konni, Tillabery und Zinder bei etwa 14° N im Osten des Modellgebietes eine Temperatur über 40° C gemessen. Im kompletten Modellgebiet wurde nur an den Stationen Daloa, Man (beides Elfenbeinküste), N'Zerekore (Guinea), Bamako (Mali) und Port-Gentil (Gabon) unter 30° C registriert. Bis auf Bamako liegen alle Stationen im Süden. Im Modell sind im Südwesten Wolken vorhanden, weshalb die Temperatur zwischen 6° N und 10° N im Westen des Modellgebietes geringer ausfällt. Ein großer Temperaturgradient hat sich im Westen bei ca. 12° N in demjenigen Bereich ausgebildet, bis zu dem der Harmattan warme Wüstenluft transportiert. Der Osten erwärmt sich aufgrund der fehlenden Bewölkung im Modell stärker als der Westen. Markante Temperaturunterschiede zwischen Modell und Messung sind im Wesentlichen auf die Bewölkung (Abbildung 5.6) und auf die Lage des Feuchtegradienten im Modell (vgl. Abbildungen 5.5 und 5.13) zurückzuführen. Gute Kongruenz existiert für die Stationen Dori, Gaoua, Ouahigouya, Bole, Ho, Tamale, Bamako, Niamey und Parakou (Abbildung 5.12). Hier simuliert das Modell eine hohe Temperatur, da das Windfeld heiße Luft nach Süden verfrachtet. Deutlich unterschätzt wird die Temperatur an den Stationen Bobo-Dioulasso, Boromo, Po, Ada und Abidjan. Es treten Differenzen bis zu 10 K auf (Bobo-Dioulasso). Sehr gute Ergebnisse werden zur Mittagszeit mit den höher aufgelösten Rechnungen erzielt.

Die Messwerte zeigen, dass die Temperatur um 18 UTC an den meisten Stationen durch zunehmende Bewölkung (Abbildung 5.6) zurückgegangen ist. An vielen Messstationen liegt die Temperatur noch über 30° C. Eine drastische Abnahme wurde an den Stationen Gaoua (Burkina Faso), Kandi (Benin), Natitingou (Benin), Ho (Ghana) und an mehreren Stationen in Togo mit bis zu $9,6$

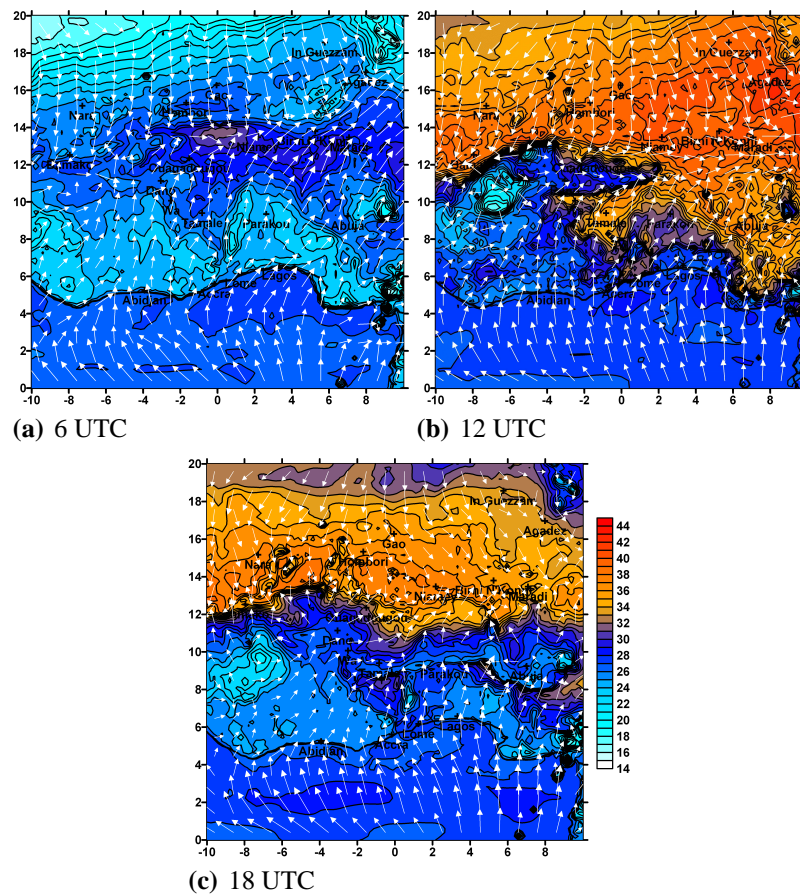


Abbildung 5.11: Temperatur in °C in 2 m Höhe mit Windvektoren in 10 m Höhe berechnet mit dem Mehrschichtenmodell am 20. April 2004 um 6, 12 und 18 UTC.

K in Niamtougou (Togo) gemessen. Um 18 UTC hat sich der am Mittag stark erwärmte Südosten im Modell wieder abgekühlt. Wolken werden nun auch in diesem Bereich simuliert. Niederschlag im Süden des Landes hat für eine weitere Verdunstungsabkühlung gesorgt.

Sehr gute Ergebnisse werden zur Mittagszeit mit den höher aufgelösten Rechnungen erzielt. Am Abend sind die Resultate wieder durch die hohe Temperatur der Messungen geprägt, die vom LM nicht repräsentiert werden (Abbildung 5.12). Durch den entstandenen Niederschlag im Modell sinkt die Temperatur vor allem im Süden wieder auf die morgendlichen Werte. Die Auflösung von 2,8 km erzielt für die Temperatur am 20. April die höchste Konformität zu den Messungen. 53 % der Werte liegen nahe an den gemessenen Werten.

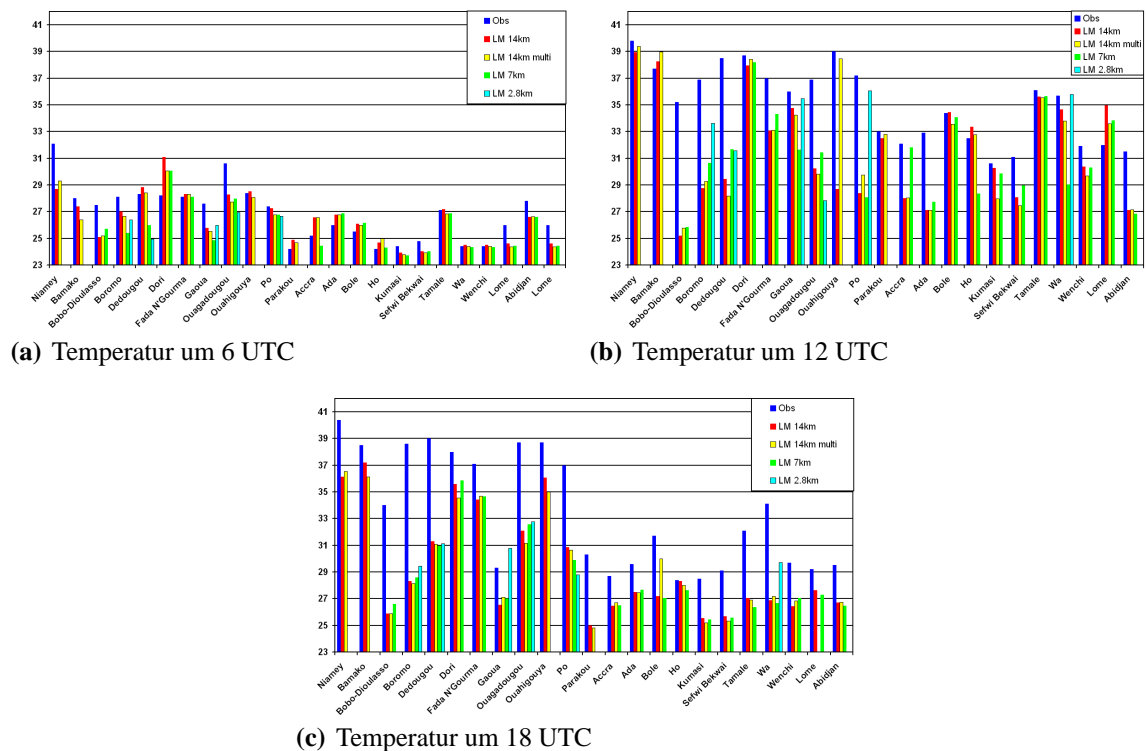


Abbildung 5.12: Vergleich der Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ in 2 m Höhe für die Stationen des Modellgebietes am 20. April 2004 um 6, 12 und 18 UTC der verschiedenen Auflösungen. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox, während die Messung einen Punktwert liefert.

5.1.3.4 Spezifische Feuchte am Boden

Um 6 UTC zeigen die Messwerte eine Zunahme der spezifischen Feuchte von Nord nach Süd mit Tiefstwerten in In Guezzam mit $4,5 \text{ g/kg}$ und dem Maximum an der Küste an der Station Abidjan mit $20,2 \text{ g/kg}$. Niamey weist mit 15 g/kg einen sehr hohen Wert auf, während an den Stationen Birni N’Konni und Maradi Werte unter 10 g/kg gemessen wurden. Der Feuchtegradient führt vermutlich nördlich der Station Niamey vorbei und liegt im Osten davon südlicher. Hohe Werte der modellierten spezifischen Feuchte kommen südlich einer markanten Linie bei 12° N in Verbindung mit der soeben gezeigten niedrigen Temperatur und hohen Taupunkten vor (Abbildung 5.12 und Anhang Abbildung A.1). Bis auf den scharfen Gradienten im Norden ist die Verteilung der Feuchte sehr homogen. Es ergeben sich kaum Unterschiede zur GME-Simulation (Abbildung 5.5). Im Osten ist der starke Gradient weiter nördlich als im Westen. Betrachtet man die Simulationen um 6 UTC und vergleicht diese mit den Messungen, so treten deutliche Unterschiede auf. Die Werte nördlich des Gradienten sind konsistent mit den Messungen. Agadez liegt im Modell im

Bereich des Gradienten. Der simulierte Wert von 6 g/kg stimmt mit den Messungen überein. Im Bereich von Ghana an den Stationen Bole, Ho, Kumasi und Sefwi Bekwai gleichen die Simulationen den Beobachtungen. In vielen Fällen jedoch werden zu hohe Werte modelliert. Deutliche Differenzen treten an den Stationen Dori und Ouahigouya mit Unterschieden bis 11 g/kg auf, was auf den simulierten Niederschlag in diesem Bereich zurückzuführen ist (Abbildung 5.8). Insgesamt zeigen die Simulationen für eine Auflösung von 14 km und dem Mehrschichtenmodell die besten Ergebnisse um 6 UTC. Für die Gitterauflösung von 7 km weisen 9 von 19 Stationen gute Übereinstimmung mit dem Modell auf.

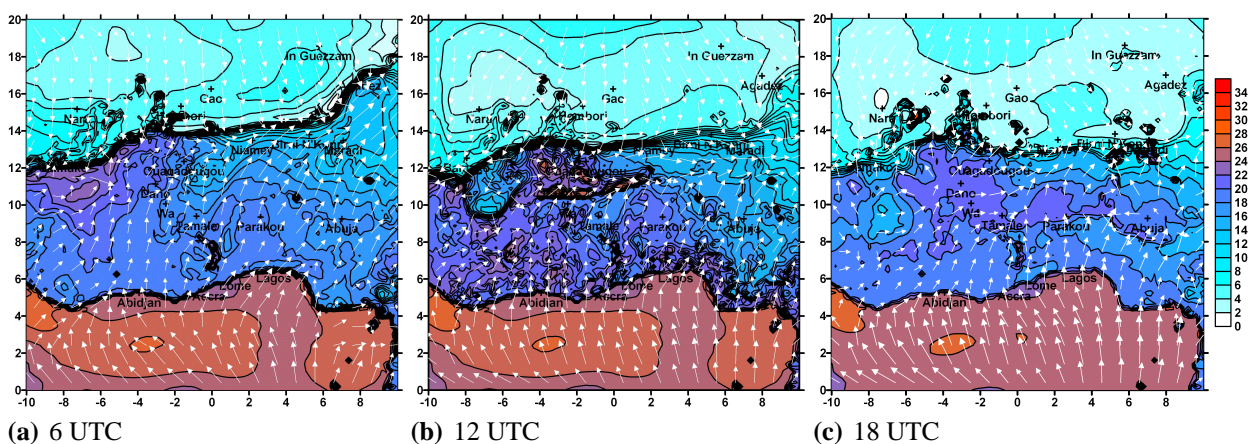


Abbildung 5.13: Spezifische Feuchte am Boden in g/kg mit Windvektoren in 10 m Höhe berechnet mit dem Mehrschichtenmodell am 20. April 2004 um 6, 12 und 18 UTC.

Die spezifische Feuchte hat nördlich von 14° N um 12 UTC an allen Stationen abgenommen. Ein deutlicher Rückgang ist an der Station Niamey zu verzeichnen, wo der Wert von 15 g/kg auf 7,5 g/kg gesunken ist. Zu dieser Zeit wurde an der Station ein Nordostwind gemessen, der zu einer Abnahme der Feuchtigkeit führte. Zunahmen im Bereich des Gradienten wurden an den Stationen Birni N’Konni und Maradi gemessen. Im Süden variieren die Werte nur leicht. Im Modell hat die Feuchte im Süden allerdings stark zugenommen. Lokale Erhöhungen treten im Süden in Verbindung mit Bewölkung und den konvektiv gebildeten Zellen auf (vgl. Abbildungen 5.6 und 5.9). Die im Modell produzierte Niederschlagszelle im Bereich von 9° N bis 1° N mit einer Erstreckung vom westlichen Modellrand bis zu 2° O zeichnet sich deutlich in den Bodenwerten ab. Aus diesem Grund weicht die Verteilung im Westen stark von der GME-Simulation ab (vgl. Abbildungen 5.5 und 5.13). Die Werte im Norden sinken durch die Austrocknung der oberflächennahen Luftschicht durch den Transport trockener Luft aus der Sahara. Der Gradient im Osten des Modellgebietes hat sich durch die Winddrehung der Winde südlich davon abgebaut. Für die Modellierungen um 12 UTC zeigt die höchste Auflösung für 4 von 6 Stationen die beste Konsistenz mit den Messun-

gen. Gute Übereinstimmung ist auch für die Auflösung von 7 km gegeben. Die Feuchteverteilung um 18 UTC weist im Allgemeinen geringere Werte als um 12 UTC auf. Die Werte im Bereich der konvektiven Zellen aus dem Satellitenbild (Abbildung 5.6) zeigen keine Zunahme der Feuchte, da vermutlich noch kein Niederschlag aus den Wolken fiel. Der starke Feuchtegradient in der Modellierung hat sich weiter abgebaut. Die Erhöhung der spezifischen Feuchte im Bereich des Gradienten ist auf bodennahe Konvergenz und Hebung zurückzuführen. Zwischen 10 UTC und 13 UTC ist in diesem Bereich Niederschlag gefallen. Im Süden hat die spezifische Feuchte teilweise wieder abgenommen. Das Niveau liegt jedoch sehr hoch und die Messwerte werden um bis zu 10 g/kg überschätzt (Boromo). Die simulierten Werte für die Stationen Bamako, Bole und Tamale passen gut zu den gemessenen. Für die Station Bamako wurde kein Niederschlag simuliert, was die Messungen bestätigen. Das Modell simuliert zwischen 16 UTC und 19 UTC Niederschlag an den Stationen Tamale und Wa. Vermutlich ist an beiden Stationen Niederschlag bis zu diesem Zeitpunkt aus konvektiven Zellen gefallen. Für diesen Tag ergeben die Simulationen der Gitterauflösung von 2,8 km die besten Ergebnisse für die Berechnung der spezifischen Feuchte.

5.1.3.5 Horizontalwind in 10 m Höhe

Die Windrichtung in 10 m Höhe weicht nur gering von der GME-Modellierung in 930 hPa ab (vgl. Abbildung 5.3 und 5.14). Um 6 UTC ist bis etwa 10° N ein Südwind innerhalb des Simulationsgebietes zu verzeichnen (Abbildung 5.14). Im Bereich von 10° N bis 12° N befinden sich windschwache Bereiche, gefolgt von einem starken Nordwind nördlich davon. Nördlich von 14° N werden die Windrichtungen vom LM gut erfasst. In der konvergenten Windzone treten Unterschiede zwischen Modell und Beobachtungen hervor. In Niamey wurde ein Südwestwind gemessen, das LM simuliert jedoch einen Nordwestwind. Ebenso zeigen die Beobachtungen an der Station Ouagadougou einen Südwestwind, während der berechnete Wind aus eine westliche bis nordwestliche Richtung aufweist. Die Unterschiede ergeben sich durch die verschobene Lage der Konvergenzzone in der Simulation. Größere Differenzen treten im Süden nahe der Küste zwischen 5° N und 7° N auf. Hier wurde an den meisten Stationen ein Westwind gemessen. Das Modell simuliert allerdings einen Südwind. Die Unterschiede kommen zum einen durch die Orographie zustande, die mit einer Auflösung von 14 km nur bedingt die wahre Oberflächenform wiedergibt. Zum anderen sind die Werte der spezifischen Feuchte im Bereich der Küste zu hoch (vgl. Anhang A.8) und können eine Auswirkung auf den Wind haben. Die Windrichtung um 12 UTC wird vom LM im Süden des Modellgebietes besser simuliert. An einigen Stationen wurde immer noch ein Westwind gemessen, aber viele Beobachtungen zeigen einen südlichen Wind in diesem Bereich. Im Modell wurde im Südwesten des Modellgebietes Niederschlag (unter anderem an der Station Abidjan) produziert. Auch bei etwa 12° N in der Konvergenzzone simuliert das Modell

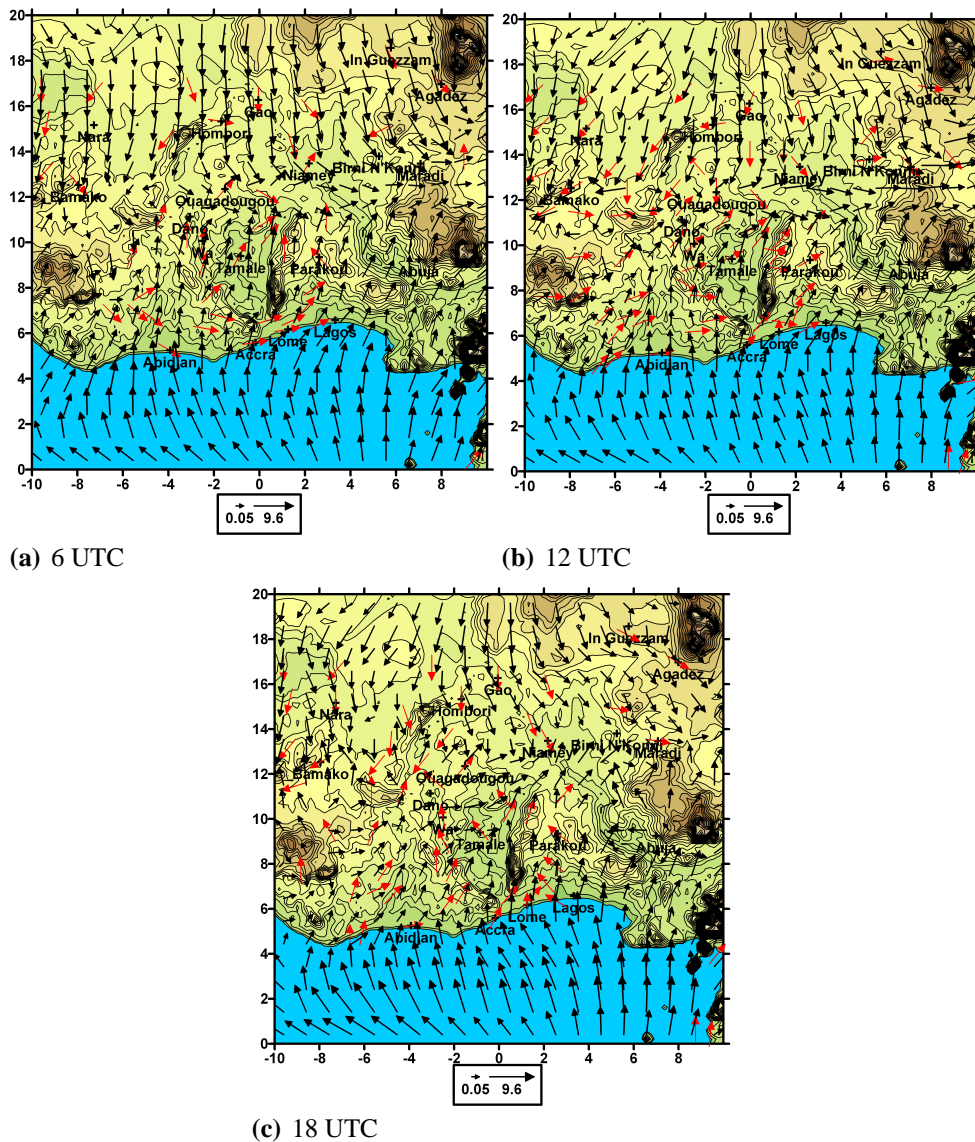


Abbildung 5.14: Horizontalwind in 10 m Höhe in m/s am 20. April 2004 um 6, 12 und 18 UTC. Die roten Pfeile beschreiben die Windrichtung der synoptischen Stationen.

Bewölkung, aus der Niederschlagsmengen mit hohen Maxima fielen, die zu einer abweichenden Windrichtung am Boden zwischen Messungen und Simulation führen (vgl. Abbildungen 5.9 und 5.6). Aufgrund der Bewölkungsunterschiede liegt die Temperatur an vielen Stationen tiefer als die gemessene (Abbildung A.6), was zu einer bodennahen Modifikation des Windvektors führt. Um 18 UTC wird eine gute Konsistenz mit den gemessenen Windrichtungen erreicht. Die Werte im Süden weisen nur im Westen Unterschiede auf, die durch die Abkühlung der Luft infolge des simulierten Niederschlages zustande gekommen sein können. Die Bewölkung ist dichter als

das Satellitenbild zeigt (Abbildung 5.1). Die größten Abweichungen sind im Westen des Simulationsgebietes zu verzeichnen. Dort wurde im Laufe des Tages fast kontinuierlich Niederschlag im Modell erzeugt (Abbildungen 5.8 und 5.9). Da die Simulationen mit höherer Auflösung die Orographie besser berücksichtigen können, zeigen die Ergebnisse mit einer Gitterauflösung von 7 km vor allem im Süden bessere Übereinstimmungen mit den Messungen. Der Wind verläuft um 6 UTC östlich von Accra küstenparallel und umströmt das Gebirge bei 7° N bis 8° N sowie 1° W.

5.1.3.6 Radiosondenmessungen

Für den Zeitraum im April stehen drei Radiosondenstationen (Ouagadougou, Niamey und Bamako) zum Vergleich zur Verfügung. Leider liegen die Stationen alle auf einer Linie entlang der Zone, in der divergente Winde und ein starker Feuchtegradient existieren. An den Stationen Niamey und Bamako wurde kein Niederschlag simuliert, was die Beobachtungen bestätigen. Die Station Ouagadougou verzeichnete keinen Niederschlag, während die Modellrechnungen je nach Auflösung zwischen 0,2 und 3,3 mm Niederschlag simulierten (vgl. Tabelle 5.1). Die beste Übereinstimmung in Bezug auf den modellierten Niederschlag an der Station Ouagadougou wurde mit der Gitterauflösung von 2,8 km erreicht.

Radiosondenmessungen über Ouagadougou

Die Temperatur in höheren Troposphärenregionen stimmt gut mit den Messungen überein (Abbildung 5.15 a). In der Grenzschicht ab einer Höhe von etwa 900 hPa differieren Simulationen und Messung. Um 12 UTC wurde an der Station Ouagadougou eine Temperatur von $36,9^\circ\text{C}$ gemessen. Die modellierten Werte liegen aufgrund von Wolkenbedeckung und Niederschlagsereignissen tiefer (vgl. Abbildungen 5.6 und 5.9). Der simulierte Niederschlag fällt in Ouagadougou hauptsächlich am Vormittag. Aufgrund der Niederschlagsereignisse ist die spezifische Feuchte im Modell höher als die Beobachtungen zeigen. Die Bodenwerte der spezifischen Feuchte weisen deshalb hohe Abweichungen vom Messwert auf (Abbildung 5.15 b). Bis in eine Höhe von 700 hPa zeigen die Radiosondenmessungen niedrigere Feuchtwerte als die Modellsimulationen, da der Atmosphäre durch den gefallenen Niederschlag Feuchtigkeit entzogen wird. Ansonsten ist bei der Radiosonde und den Simulationen eine Abnahme der Feuchte mit der Höhe zu verzeichnen. Die Windrichtungen weisen oberhalb 700 hPa gute Konsistenz mit den Beobachtungen auf (Abbildung 5.15 c). In 700 hPa wurde ein Ostwind gemessen, der bis in 200 hPa auf einen Südwind dreht. In 850 hPa registrierte die Radiosonde einen Südwind, während die Simulationen einen Nordwind berechnen. Nur die Ergebnisse für die Simulation mit einer Auflösung von 2,8 km liefern einen Westwind. Für diese Simulation fällt am wenigsten Niederschlag in Ouagadougou. Am Boden wurde um 12 UTC ein Nordwind an der Station registriert, der trockene Luft

nach Süden transportiert. Da das Modell einen Wind aus südlichen Richtungen simuliert, kommen die großen Differenzen in der spezifischen Feuchte am Boden zustande. Die modellierten Werte der Windgeschwindigkeit zeigen für die Simulation mit dem Mehrschichtenmodell die besten Übereinstimmungen zu den Beobachtungen (Abbildung 5.15 d). Der Jet in 500 hPa wird vom LM gut erfasst. Die Simulationen berechnen jedoch im Bereich von 850 hPa ein zweites Windgeschwindigkeitsmaximum, welches durch die Bewölkung induziert wird. Die Auflösung von 2,8 km unterschätzt die gemessene Windgeschwindigkeit um etwa 2 m/s in 850 hPa.

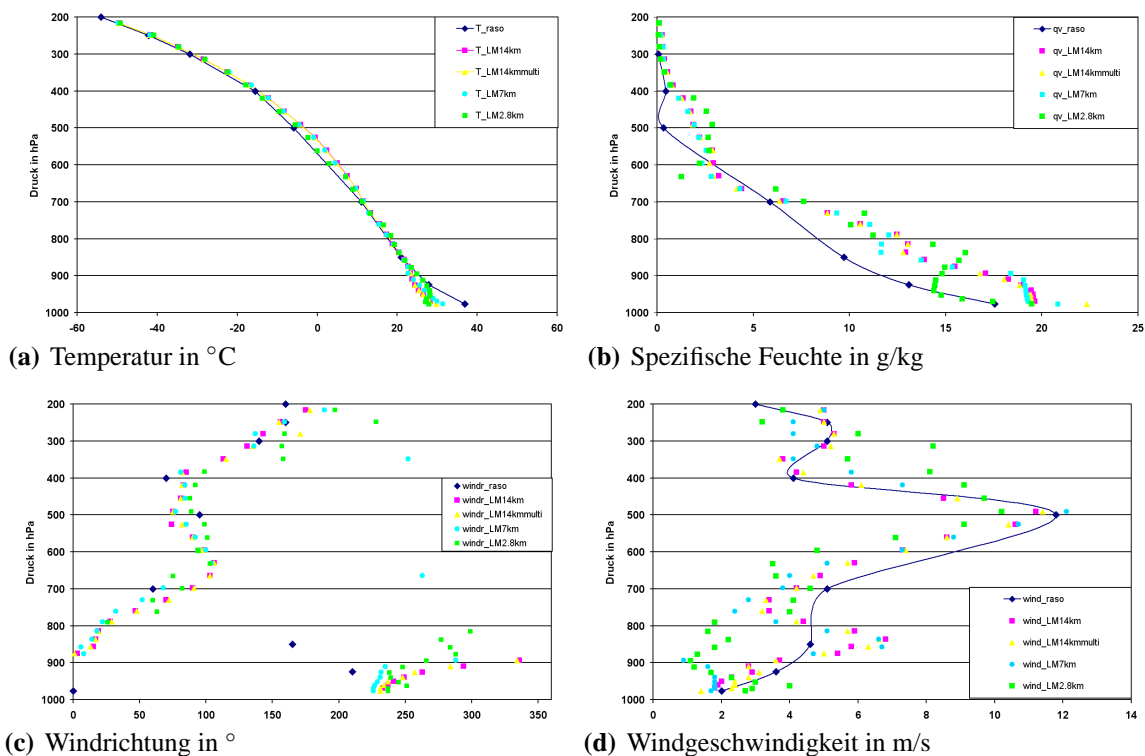


Abbildung 5.15: Radiosondenmessungen über Ouagadougou am 20. April 2004 um 12 UTC für (a) Temperatur, (b) spezifische Feuchte, (c) Windrichtung und (d) Windgeschwindigkeit. Die Graphen zeigen die LM-Simulationsergebnisse unterschiedlicher Auflösungen. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox, während die Messung einen Punktwert liefert.

Über Ouagadougou liegt für den 20. April 2004 eine zusätzliche Radiosondenmessung um 10 UTC vor (nicht abgebildet). Zu diesem Zeitpunkt liegt die 2 m-Temperatur im Modell um etwa 5 K tiefer als die Messung, da eine konvektive Zelle in Ouagadougou zu Niederschlag führte. Die Bodenwerte der spezifischen Feuchte liegen um etwa 3 g/kg höher als die Messungen. Die Windgeschwindigkeit an der Station weicht nicht so stark von den Simulationen ab. Die Windrichtung im Modell variiert zwischen den einzelnen Auflösungen kaum. An der Station wurde ein

WSW-Wind mit 240° gemessen. Die Simulationen für die Auflösungen von 14 km und 2,8 km modellieren einen WSW-Wind mit 260° , die Rechnung mit der Gitterweite von 7 km ergab einen SW-Wind mit 220° . Die besten Übereinstimmungen zeigte die höchste Auflösung.

Radiosondenmessungen über Niamey

Niamey ist diejenige der drei Radiosondenstationen, die am weitesten im Osten des Modellgebietes liegt. In Abbildung 5.16 sind die Vergleiche der Modellierungen und der Messung dargestellt. Die Messung der Radiosonde liegt für 11 UTC vor. Niamey liegt bereits außerhalb des Simulationsgebietes für die Rechnung mit einer Gitterauflösung von 2,8 km. Die Temperaturwerte der Simulationen und der Messung passen sehr gut zusammen. Es wurde an der Station weder Niederschlag gemessen noch modelliert. Der Temperaturwert in 2 m Höhe beträgt um 11 UTC $37,2^\circ\text{C}$. Die Rechnung mit dem Zweischichtenbodenmodell und einer Auflösung von 14 km weist eine Differenz von 3 K zum Messwert auf. Die beste Übereinstimmung wird mit der höchsten Auflösung erzeugt. Die Werte weichen nur um 0,3 K voneinander ab. Große Unterschiede sind jedoch auch hier in der spezifischen Feuchte zu verzeichnen. Bis in eine Höhe von 700 hPa liegen die modellierten Werte wie für die Simulationen über Ouagadougou (Abbildung 5.15) zu hoch. Das Modell simuliert eine gut durchmischte Grenzschicht, die für die Simulation mit dem Zweischichtenmodell (pink) tiefer liegt als für die anderen Simulationen. Während die Grenzschicht für die Berechnungen mit dem Mehrschichtenmodell und die der Auflösung von 7 km in etwa 800 hPa liegt, reicht sie für die Simulation mit dem Zweischichtenmodell nur bis in eine Höhe von 850 hPa. Die Simulationen zeigen ein zweites Maximum der spezifischen Feuchte zwischen 700 hPa und 800 hPa, das in Verbindung mit dem produzierten Niederschlag südwestlich von Niamey (Abbildungen 5.8 und 5.9) und Bewölkung (Abbildung 5.6) steht. Außerdem befindet sich Niamey im Bereich des starken Feuchtegradienten in 700 hPa (vgl. Abbildungen 5.4 a und b), dessen Lage vermutlich im Osten zu weit nördlich liegt. Die Windrichtung am Boden stimmt jedoch mit den Beobachtungen überein. Die gute Durchmischung ist in den Werten der Windrichtung für alle Modellsimulationen zu sehen. In 850 hPa wurde allerdings ein Nordwind registriert, während die Modellläufe einen Wind aus WNW-Richtung simulieren, was ebenfalls auf die Bewölkungsstruktur zurückzuführen ist. Der Jet wird vom Modell um etwa 3 m/s unter-, die Windgeschwindigkeiten bis in eine Höhe von 800 hPa werden deutlich überschätzt. Der Temperaturgradient im Bereich von Niamey ist auch bis in 850 hPa ausgeprägt, wodurch die hohen Windgeschwindigkeiten im Modell zustande kommen.

Radiosondenmessungen über Bamako

Die Hauptstadt von Mali, Bamako, liegt bei $12,53^\circ\text{N}$ und etwa 8°W . Zum Vergleich dienen die Rechnungen für eine Gitterauflösung von 14 km mit und ohne Mehrschichtenmodell, da die

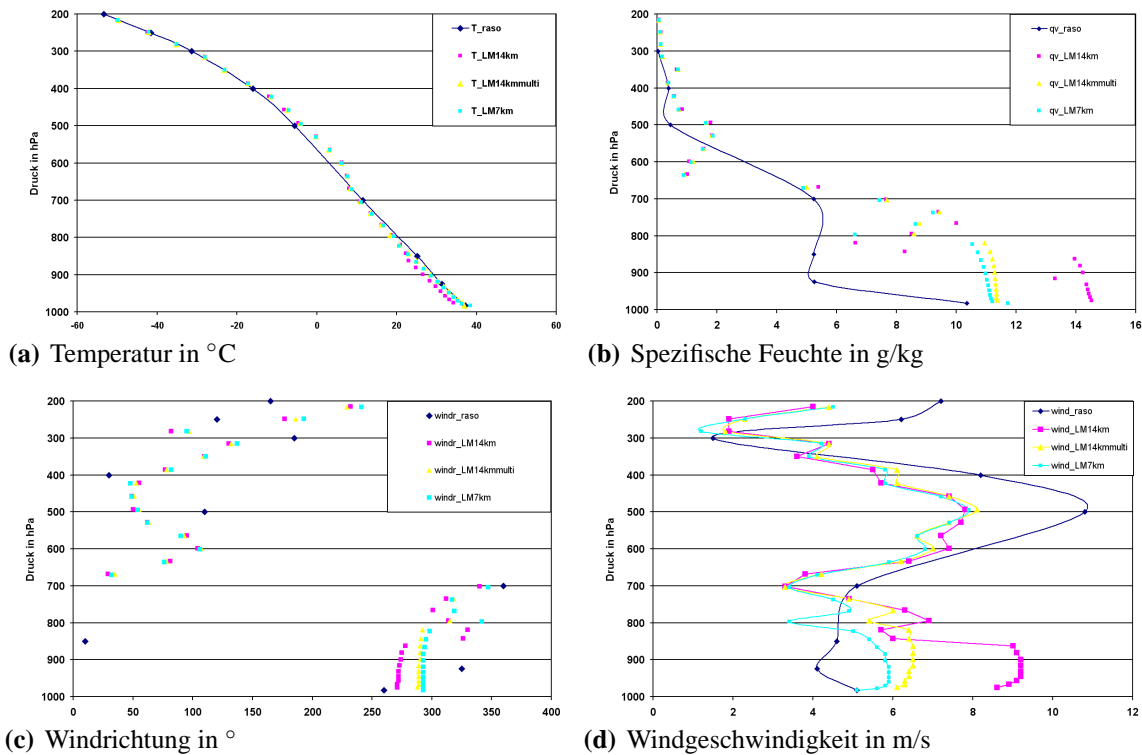


Abbildung 5.16: Radiosondenmessungen über Niamey am 20. April 2004 um 11 UTC für (a) Temperatur, (b) spezifische Feuchte, (c) Windrichtung und (d) Windgeschwindigkeit. Die Graphen zeigen die LM-Simulationsergebnisse unterschiedlicher Auflösungen. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox, während die Messung einen Punktwert liefert.

Stadt Bamako nur innerhalb dieses Modellgebietes liegt. Die Temperaturwerte zeigen wieder gute Übereinstimmungen zwischen Modell und Radiosondenmessung (Abbildung 5.17), da bis zum Zeitpunkt des Starts der Radiosonde (10 UTC) kein Niederschlag simuliert wurde. Die Messwerte der spezifischen Feuchte nehmen kontinuierlich mit der Höhe ab, während die Simulationen ein zweites Maximum in 600 hPa zeigen, welches aufgrund des Transportes feuchter Luft durch die Entwicklung konvektiver Zellen im Modell zustande kommt. Die Bodenwerte liegen ebenfalls höher, wobei die Werte, die mit dem Mehrschichtenmodell berechnet wurden, die Messwerte besser repräsentieren. Die Grenzschichthöhe liegt tiefer als über Niamey (vgl. Abbildungen 5.16 und 5.17). Die Windrichtungen passen zu den Messungen. Am Boden weht sowohl im Modell als auch in den Beobachtungen ein Wind aus nordöstlichen Richtungen. Die simulierte Windgeschwindigkeit weicht stark von den Messungen ab, die, wie auch an den anderen Stationen, ein Maximum in 500 hPa zeigt. Die Rechnungen zeigen außer dem Maximum in 500 hPa zwei weitere, die sich gegenläufig zu den Messungen verhalten. Unterschiede sind auch hier in der Lage des Gradienten

begründet, die nicht genau erfasst wurde.

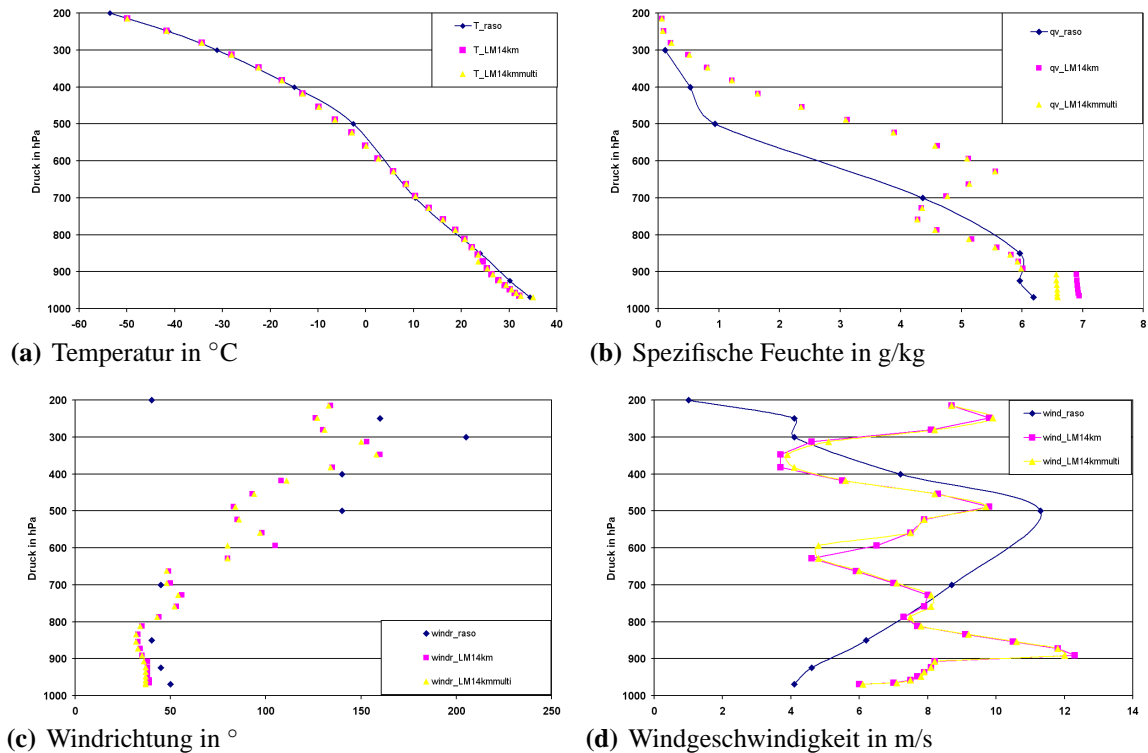


Abbildung 5.17: Radiosondenmessungen über Bamako am 20. April 2004 um 10 UTC für (a) Temperatur, (b) spezifische Feuchte, (c) Windrichtung und (d) Windgeschwindigkeit. Die Graphen zeigen die LM-Simulationsergebnisse für die Rechnung mit dem Zweischichten- und dem Mehrschichtenbodenmodell. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox, während die Messung einen Punktwert liefert.

5.2 Simulationen für den 21. April 2004

5.2.1 Synoptische Situation am 21. April 2004

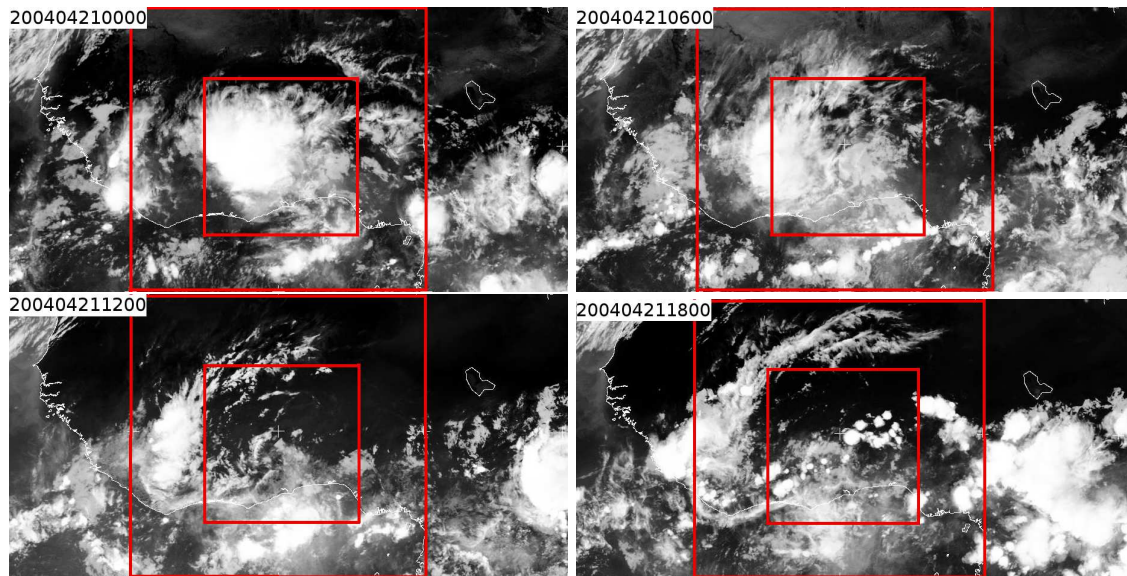


Abbildung 5.18: Satellitenbilder des IR-Kanals (METEOSAT) am 21. April 2004 um 0, 6, 12 und 18 UTC. Die roten Quadrate kennzeichnen die Modellgebiete für die Gitterauflösungen von 14 km und 7 km.

Die konvektive Aktivität über Westafrika hat am 20. April 2004 bis Mitternacht stark zugenommen (siehe Abbildung 5.18). Am 21. April um 0 UTC überdeckt die Zelle das innere Modellgebiet fast vollständig. Hohe Niederschläge sind mit der starken Bewölkung verbunden. Die Zelle verlagert sich in den nächsten Stunden nach Westen und schwächt sich dabei stark ab. Über dem Golf von Guinea haben sich kleine konvektive Zellen entwickelt, die um 6 UTC ein Band in zonaler Richtung aneinander gereiht bilden. Die konvektiven Zellen über dem Meer nehmen zum Mittag hin an Intensität zu, während über dem Land eine weitere Westverlagerung und Abschwächung des Wolkensystems erkennbar ist. Über Zentralafrika hat sich ein neues konvektives System gebildet, das nach Westen in den Modellausschnitt hineintransportiert wird. Um 18 UTC wird aus dem Satellitenbild deutlich, dass eine starke konvektive Entwicklung über Zentralafrika bis zu den Küstenstaaten stattgefunden hat. An der Küste Westafrikas und innerhalb des inneren Simulationsgebietes sind konvektive Elemente beobachtbar. Die langgestreckte Ansammlung konvektiver Zellen über dem Golf von Guinea hat sich um 18 UTC aufgelöst. Einige Stationen im Norden meldeten Saharastaub in der Luft. In Verbindung mit dieser Wetterlage fiel die maximale Niederschlagssumme im Modellgebiet in Wenchi (Ghana) mit 35,9 mm, wobei sich ein Großteil in der

Nacht vom 20. April auf den 21. April ausregnete.

5.2.2 GME-Daten vom 21. April 2004

5.2.2.1 Horizontalwind in 700 hPa

Die dominierende konvektive Zelle um 0 UTC im Satellitenbild (Abbildung 5.18) befindet sich um 6 UTC im Westen des äußeren Modellgebietes (Abbildung 5.19). In 700 hPa wird zu diesem Zeitpunkt im Süden bis 8° N ein starker Ostwind simuliert. Über dem Festland sind im Osten bis 12° N Nordostwinde, im Westen fast reine Ostwinde zu verzeichnen. Im Bereich der Zelle simuliert das Modell einen Ostwind, der eine schnelle Verlagerung des Systems ermöglicht. Bei 14° N befindet sich wie am Vortag eine schwache Divergenzzone, die die südlichste Position des Harmattans kennzeichnet. Die Station Hombori (15,33° N und 1,68° W) befindet sich ungefähr in deren Zentrum. Nördlich davon wehen Winde aus südlichen Richtungen. Südlich von Agadez ist ein windschwaches, divergentes Gebiet zu verzeichnen.

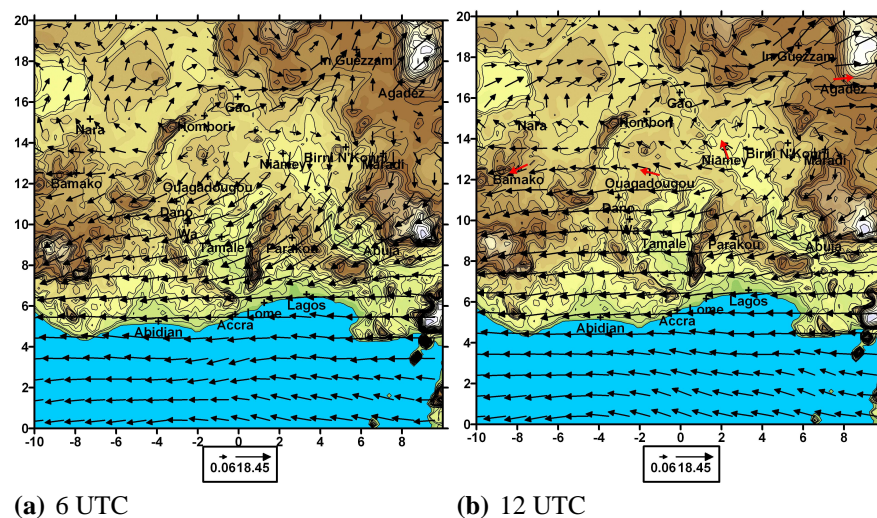


Abbildung 5.19: Horizontalwindvektor des GME in m/s in 700 hPa am 21. April 2004 um 6 und 12 UTC. Um 12 UTC sind rote Windpfeile eingezeichnet, die die Windrichtungen der Radiosondenmessungen in Agadez, Ouagadougou, Niamey und Bamako repräsentieren. Die Länge der roten Pfeile ist unabhängig vom Betrag der Windgeschwindigkeit.

Um 12 UTC zeigt die Simulation im Süden bis 12° N einen Ostwind. Die Divergenz bei 14° N ist schwächer geworden und die Windgeschwindigkeit hat in diesem Bereich zugenommen. Südlich von Hombori hat der Wind von einer Nord- auf eine Südwestströmung gedreht. Im Be-

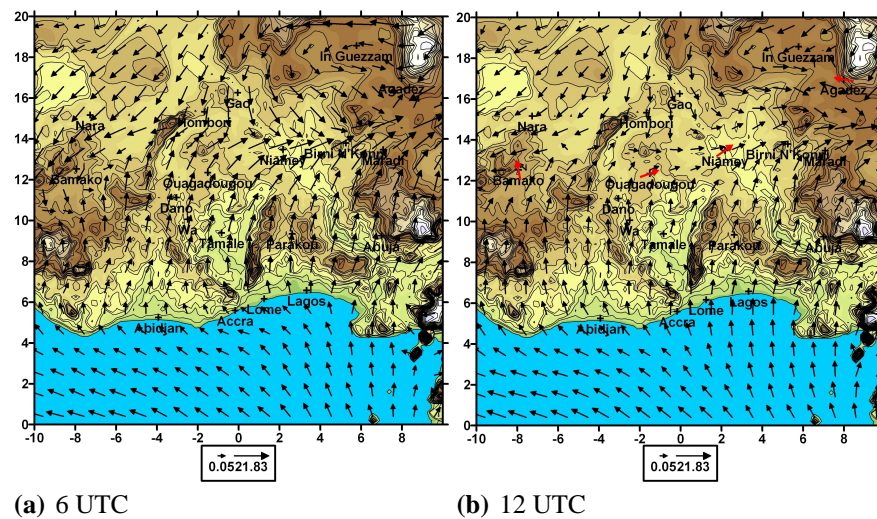
reich von Agadez hat die Windgeschwindigkeit zugenommen und die Divergenz von 6 UTC hat sich aufgelöst (vgl. Abbildung 5.19 a und b). Um 12 UTC stehen vier Radiosondenmessungen zum Vergleich zur Verfügung. Die Simulationen stimmen mit den gemessenen Windrichtungen der Radiosondenmessungen überein. Der Betrag der Windgeschwindigkeiten wird vom GME unterschätzt. Dabei fallen die Unterschiede für die Stationen Bamako und Agadez mit unter 8 % gering aus. Die größte Differenz ist für die Station Niamey mit 33 % zu verzeichnen. Die Richtung des Windfeldes im GME in 700 hPa hat sich um 18 UTC kaum geändert.

5.2.2.2 Horizontalwind in 930 hPa

Zur Analyse des GME-Windfeldes in der Grenzschicht wurde eine Höhe mitten in der Harmattanschicht in 930 hPa (ca. 600 m Höhe über Grund) betrachtet. Der Horizontalwind in 930 hPa weist um 6 UTC eine Strömung aus südlichen Richtungen bis ca. 12° N auf (Abbildung 5.20). Im Norden wehen Winde aus nördlichen Richtungen. Dazwischen sind die Strömungen divergent. Die Konvergenzzone kennzeichnet die Grenze zwischen Harmattan und Passat (siehe Kapitel 2.4). Im Nordosten bei In Guezzam und Agadez wird die Strömung durch die Gebirgsüberströmung abgelenkt. Der Harmattan stößt im Westen nach Süden bis zu einer geographischen Breite von 12° N vor. Im Laufe des Vormittages ist kaum eine Änderung des modellierten Windfeldes zu beobachten. Die Lage der Konvergenzzone bei 14° N ist um 6 und 12 UTC fast gleich. Die Simulationen stehen mit den gemessenen Windrichtungen in 930 hPa in Einklang (Abbildung 5.20 b). Die in Ouagadougou gemessene Windgeschwindigkeit von 2 m/s passt zu den Modellierungen. Der in Agadez beobachtete Wert von 4,1 m/s liegt im GME mit 6,1 m/s zu hoch. Die Werte der anderen Stationen werden vom GME um etwa 2 m/s unterschätzt. Die Lage der Konvergenzzone zwischen Harmattan und Passat wird offensichtlich korrekt simuliert, da die Windrichtungen mit den Beobachtungen übereinstimmen.

5.2.2.3 Spezifische Feuchte des GME in 700 hPa

In der spezifischen Feuchte in 700 hPa zeichnen sich deutlich zwei Gradienten im Norden ab (Abbildung 5.21), die zu allen betrachteten Uhrzeiten vorhanden sind. Bei 16° N ist ein starker Gradient mit homogenen und geringen Werten nördlich davon. Der Gradient wird durch die Südströmung bei 16° N und Winde aus nördlicher Richtung im Norden aufgebaut. Etwa 2° südlicher bei 12° N im Westen und 10° N im Zentrum des Modellgebietes befindet sich ein weiterer markanter Feuchtegradient, der den Bereich zwischen trockener Saharaluft und feuchter Meeresluft trennt. Hohe Werte liegen um 6 UTC in West-Ost-Richtung zwischen den Stationen Bamako und Ouagadougou im Bereich der konvektiven Zelle (vgl. Abbildungen 5.18 und 5.21) und an der Küste im Bereich von Lome und Lagos sowie nördlich von Abidjan. Über dem Ozean steht



(a) 6 UTC

(b) 12 UTC

Abbildung 5.20: Horizontalwind des GME in 930 hPa am 21. April 2004 um 6 und 12 UTC. Um 12 UTC zeigen die roten Pfeile der Windvektoren die Radiosondenmessungen in Agadez, Ouagadougou, Niamey und Bamako für diesen Zeitpunkt. Die Länge der roten Pfeile ist unabhängig vom Betrag der Windgeschwindigkeit.

die feuchte Luft in Verbindung mit simulierter hochreichender Bewölkung (Abbildung 5.22). Im Osten kommen hohe spezifische Feuchten östlich von Maradi vor. Dort modelliert das LM tiefe Bewölkung. In der Zone geringer Feuchtwerte zwischen 10° N und 12° N simuliert das LM einen Nordwind, der trockene Luftmassen nach Süden verfrachtet.

Im Nordosten wehen Winde aus südlichen Richtungen, sodass der trockene Bereich im Nordwesten isoliert wird. Um 12 UTC haben die Werte im Osten des Modellgebietes über dem Ozean und östlich von Maradi zugenommen. In der Nähe von Maradi kann die Feuchte durch Hebungsprozesse infolge erhöhter Geländeform gestiegen sein, da die Windrichtung nördliche Komponenten aufweist. Hohe Werte südlich von 10° N sind mit Bewölkung zu diesem Zeitpunkt verknüpft (Abbildung 5.18). Vergleicht man die Werte um 12 UTC mit den Radiosondenmessungen, so liegen die simulierten Werte etwas höher als die Beobachtungen. Bis auf die Station Bamako sind die Abweichungen gering. Aus den Radiosondenwerten wurde für die Station Bamako eine spezifische Feuchte von 4,3 g/kg berechnet. Der Wert des GME liegt bei 8 g/kg. Da das Modell in der Regel die Windgeschwindigkeit an diesem Tag unterschätzt, findet der Transport der Wolkensysteme langsamer statt. Während das System um 12 UTC das Modellgebiet nach Westen verlassen hat, ist die hohe Feuchte in der Simulation noch vorhanden. Die hohen Feuchtwerte sind am Abend zurückgegangen. Maxima treten noch im Bereich von Bamako und im Osten des Modellgebietes östlich von Parakou auf, wo sich die konvektiven Zellen am Nachmittag entwickelten.

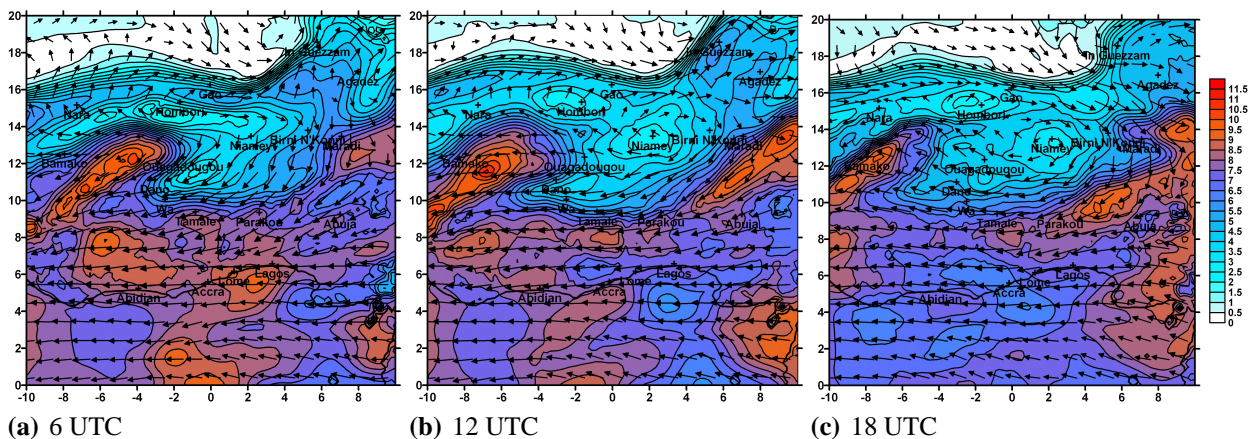


Abbildung 5.21: Spezifische Feuchte des GME in kg/kg in 700 hPa am 21. April 2004 um 6, 12 und 18 UTC.

Die Bewölkung im Osten ist jedoch gering. Da in 700 hPa bis 12° N ein Ostwind herrscht, kann Feuchtigkeit in das Gebiet hineintransportiert werden.

5.2.3 LM-Simulationen für den 21. April 2004

Die Rechnungen für den 21. April wurden mit zusätzlichen Optionen durchgeführt. Für die Auflösung von 14 km wurden wie am 20. April das Zweischichten- und das Mehrschichtenbodenmodell verwendet. Das Nesting-Verfahren fand bei der Gitterweite von 7 km Anwendung. Verschiedene Zeitintegrationsschritte wurden für die Auflösung von 2,8 km durchgeführt. Das Konvektionsschema wurde für die hochaufgelösten Simulationen ausgestellt und für den Zeitschritt Δt wurden 5, 6, 8 und 15 s gewählt, um die Sensitivität dieser numerischen Variablen zu untersuchen.

5.2.3.1 Wolkenbedeckung

Um 6 UTC ist die modellierte Bewölkungsdichte über dem Ozean sehr hochreichend und räumlich weit ausgedehnt (Abbildung 5.22 a und d). Die Wolken stehen in Verbindung mit gefallenem Niederschlag. Über dem Land ist zwar im Bereich der im Satellitenbild sichtbaren Zelle Bewölkung, aber die berechnete Ausdehnung ist gering und der Bewölkungsgrad niedriger als das Satellitenbild zeigt. Außerdem existieren im LM nur tiefe Wolken. Die faserigen Wolken im Norden bei 15° N werden vom Modell nicht erfasst. Um 12 UTC hingegen wird die Struktur der Wolkensysteme besser wiedergegeben. Die Bewölkung über dem Meer ist im LM zurückgegangen. Der wolkenbedeckte Bereich über dem Ozean bei 0° Länge, in dem konvektive Bewölkung im Satellitenbild zu sehen ist, wird vom LM nicht repräsentiert. Über dem Land entspricht die tiefe Bewölkung (Ab-

bildung 5.22 b) den Satellitenbildaufnahmen. Bei etwa 12° N simuliert das Modell tiefe und hohe Bewölkung, die im Satellitenbild nicht existiert. Im westlichen Bereich davon wurde nahe der Station Ouagadougou Niederschlag produziert. Die Windvektoren in 10 m Höhe zeigen im Osten bei 12° N eine Konvergenzlinie, die zu Hebung und Wolkenbildung im LM führt (nicht abgebildet). Das Satellitenbild zeigt um 18 UTC einige konvektive Systeme im Osten des Modellgebietes und bei etwa 10° N im Zentrum. Das LM ist nicht in der Lage, die Strukturen zu erfassen, was daran liegt, dass die Zellen im Osten durch Randeffekte des Modells fehlerhaft erfasst werden. Im Südwesten jedoch werden die hochreichenden Zellen vom LM gut wiedergegeben (Abbildungen 5.22 c und f).

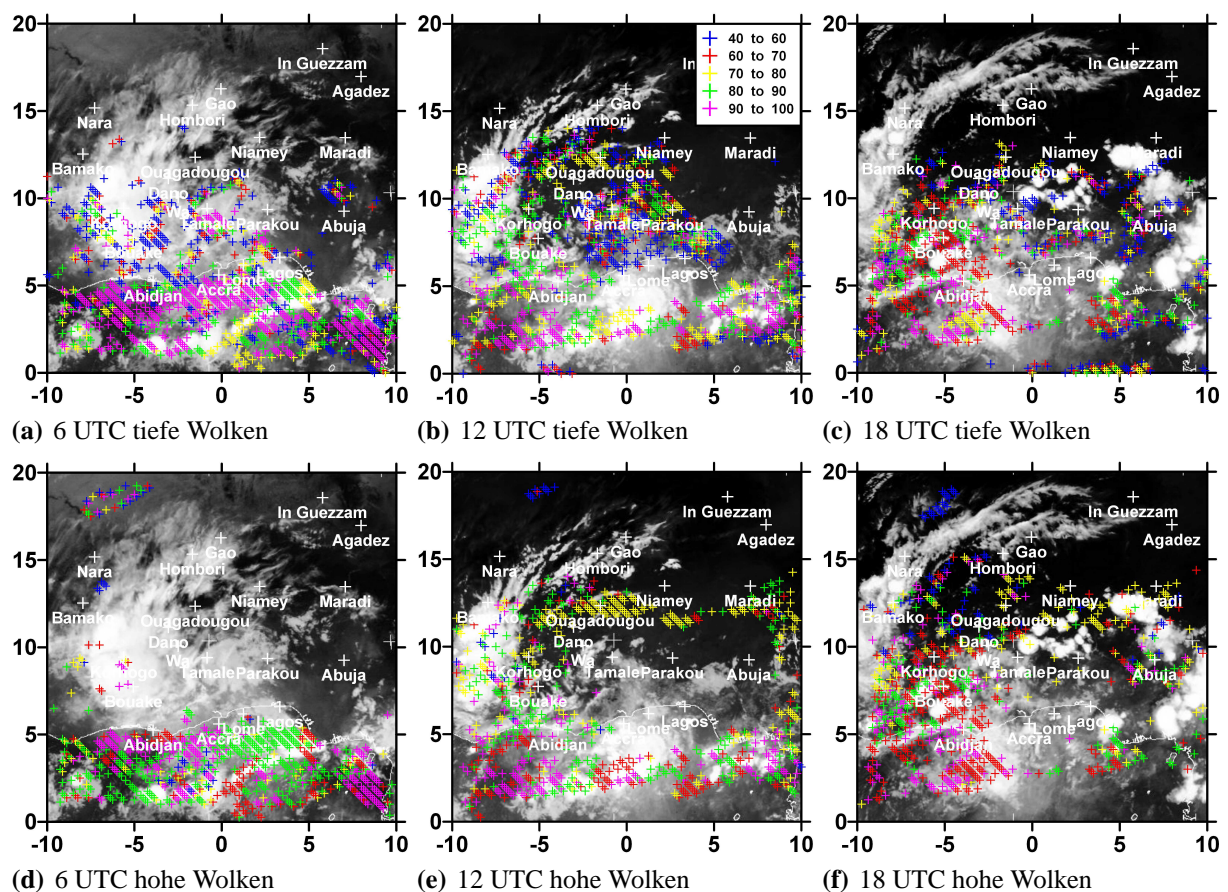


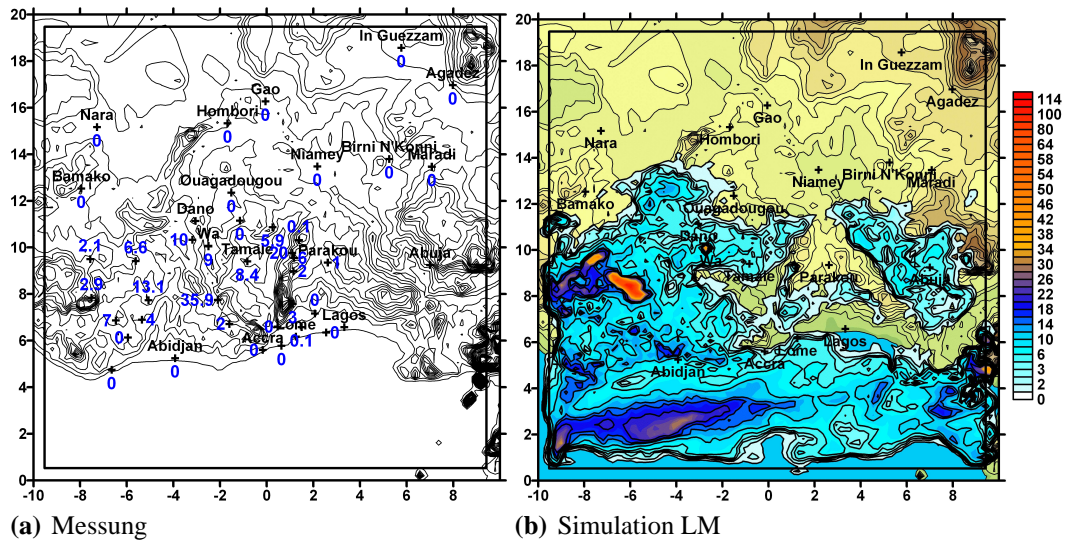
Abbildung 5.22: Wolkenbedeckung des LM in % mit dem jeweiligen Satellitenbild im Hintergrund am 21. April 2004 um 6, 12 und 18 UTC. Die Abbildungen (a) - (c) zeigen tiefe Wolken (von 800 hPa bis zum Boden), (d) - (f) zeigen hohe Wolken (0 - 400 hPa).

5.2.3.2 Niederschlagssumme

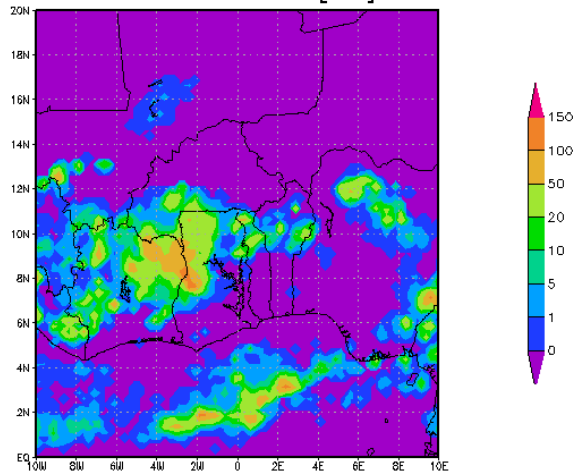
Am 21. April fiel am Vormittag Niederschlag in Verbindung mit einer konvektiven Zelle und am Abend durch lokal entstandene Konvektion (Abbildung 5.18). Die Niederschläge konzentrieren sich auf einen Bereich von 7° N bis 11° N (Abbildung 5.23 a). Die höchste Niederschlagssumme wurde in Wenchi mit 35,9 mm gemessen.

Der Niederschlag im LM ist auf Bereiche südlich von 14° N beschränkt. Die Nordgrenze des Niederschlages wurde vom Modell gut erfasst (Abbildung 5.23). Die maximale Niederschlagssumme in Wenchi wird von der Simulation unterschätzt. Unrealistisch hohe Niederschlagsmengen fallen im Modell bei etwa 8° N und 6° W. Ansonsten übersteigen die Mengen kaum mehr als 14 mm. Die Küstenstationen bleiben an diesem Tag niederschlagsfrei. Das Modell simuliert jedoch Niederschlagssummen bis zu 10 mm an jenen Stationen. Der Niederschlag im Osten fällt aus hochreichender Bewölkung am Nachmittag, während im Westen des Modellgebietes bereits vor dem Mittag Niederschläge produziert werden. Da die Bodenmessstationen keine Informationen über Extremwerte liefern und die Datendichte gering ist, wurden Niederschlagsmessungen des TRMM-Satelliten (Tropical Rainfall Measuring Mission) der NASA zur Betrachtung herangezogen. Ähnlich hohe Niederschlagsmengen wurden mit TRMM im Bereich des Simulationsgebietes gemessen. Das Maximum liegt bei 130 mm bei etwa 3° W und 8° N. Das Maximum der LM-Simulation ist nach Westen verschoben. Auch im Osten des Modellgebietes und über dem Golf von Guinea wurde von dem NASA-Satelliten Niederschlag erfasst, wobei die Maximalwerte höher und weiter im Osten liegen. Jedoch verifizieren sie die simulierten Niederschläge über den Ozean und im Osten des Modellgebietes. Die Niederschlagsentwicklung im Modell gleicht der des 20. April (keine Abbildung). Am Morgen bilden sich an der westlichen Küste des Modellgebietes Zellen, aus denen Niederschlag fällt. Gegen 11 UTC entwickelt sich nordwestlich von Ouagadougou eine Zelle, die an Intensität gewinnt und nach Süden wandert. In Tabelle 5.2 ist ein Vergleich zwischen beobachteten und gemessenen Niederschlagsmengen aufgelistet. Wie am Tag zuvor ergibt sich für die Auflösung von 14 km und der Rechnung mit dem Mehrschichtenmodell beste Übereinstimmungen mit den Beobachtungen. Bei 62,5 % der Ergebnisse erreicht diese Simulation die größte Konsistenz mit den Beobachtungen.

Die Resultate der Modellierungen mit dem Zweischichtenmodell (14 km) und der 7-km-Auflösung zeigen ungefähr den gleichen Prozentsatz für die Übereinstimmung mit den Messungen (37 %). Das Modell simulierte den Niederschlag für die drei Stationen Dori, Bamako und Niamey im Norden korrekt, die an diesem Tag keinen Niederschlag erhielten. Deutlich unterschätzt wurden die hohen Niederschlagsmengen in Bole und Wenchi. An einigen Stationen wird Niederschlag simuliert, obwohl keiner gefallen ist. Für die Gitterauflösung von 2,8 km stehen nur 7 Stationen zum Vergleich zur Verfügung.



TRMM 3B42RT Daily 21Apr2004
Accumulated Rainfall [mm]



(c) Satellitenmessung TRMM

Abbildung 5.23: Gemessene und simulierte Niederschlagssummen am 21. April 2004. Die Modellierung des LM bezieht sich auf eine Gitterweite von 14 km mit dem Mehrschichtenmodell. Die Satellitenmessung besitzt eine Auflösung von 28 km × 28 km.

Tabelle 5.2: Vergleich der gemessenen und modellierten Niederschlagssummen am 21. April 2004. Die Abkürzung ml steht für multi layer (Mehrschichtenbodenmodell). Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox, während die Messung einen Punktwert liefert.

Station	Obs	LM 14 km	LM 14 km ml	LM 7 km Nesting	LM 2,8 km 15 s
Bobo-Dioulasso	0	5,9	5,4	5,8	8,2
Boromo	0,2	2,6	1,3	2,3	
Dedougou	0	6,1	9,3	8,9	1,9
Dori	0	0	0	0	
Fada N'Gourma	0	2,9	0,2	0,4	
Gaoua	10	3,2	3,2	5,2	9,4
Ouagadougou	0	2,1	0,7	0,3	6,4
Ouahigouya	0	1,1	0,8		2,9
Po	0	4,3	1,5	1,2	2,6
Bole	21	0,6	1	0,7	
Tamale	8,4	4,9	5,1	2,5	
Wa	9	10	26,1	7,6	0,2
Wenchi	35,9	2,5	4	7,7	
Parakou	1	0,1	0,1	0,1	
Abidjan	0	7,8	6,8	12,3	
Accra	0	2,4	2,3	6,8	
Ada	0	3,4	3,5	3,4	
Ho	0	0,8	0,3	1,6	
Kumasi	2	6,6	7	8,2	
Sefwi Bekwai	0	1,9	3,4	2,7	
Bamako	0	0	0		
Niamey	0	0	0	0	
Lome	0	2,2	0,5		
Lagos	0	0,3	0,3	0,3	

Tabelle 5.3: Vergleich der gemessenen und modellierten Niederschlagssummen am 21. April 2004. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox von $2,8 \text{ km} \times 2,8 \text{ km}$, während die Messung einen Punktwert liefert.

Station	Obs	Tiedtke 15 s	15 s	8 s	6 s	ohne Nesting 5 s
Boromo	0,2	8,2	46,7	62,6	63,9	20,4
Dedougou	0	1,9	2,7	0,9	9,7	4,5
Gaoua	10	9,4	0	0	0	0
Ouagadougou	0	6,4	14,4	19,9	2,3	0,3
Po	0	2,6	0	0	0,1	12,6
Wa	9	0,2	0,1	0,1	0,1	0,5

Die Simulation mit einer Gitterauflösung von $2,8 \text{ km}$ wurde zuerst mit dem Konvektionsschema nach Tiedtke und einem Zeitschritt von 15 s durchgeführt. Anschließend wurde das Konvektionsschema ausgeschaltet und der Zeitschritt auf 8 s und 6 s verringert. Bei einer weiteren Simulation wurde der Zeitschritt von 8 s beibehalten, aber ohne Nesting-Verfahren gerechnet. Die Ergebnisse unterscheiden sich nicht von den Modellierungen mit Nesting. Als letzte Einstellung wurde die Simulation ohne Nestingverfahren und einem Zeitschritt von 5 s gerechnet. Die Niederschlagssumme, die in Gaoua 10 mm brachte, konnte nur mit einem Integrationszeitschritt von 15 s und dem Tiedtke-Schema erzeugt werden. Für die Simulationen mit 8 s haben sich die Niederschlagszellen in Boromo und Ouagadougou verstärkt, während der Niederschlag an den anderen Stationen abgenommen hat. Bei der Reduzierung des Zeitschrittes von 8 s auf 6 s fiel in Ouagadougou wesentlich weniger Niederschlag. Die Niederschlagssumme in Dedougou ist jedoch auf fast 10 mm angestiegen. Bei einer weiteren Verringerung des Zeitschrittes auf 5 s wird die Niederschlagsmenge an den Stationen bis auf Po wieder geringer. Es lässt sich hier keine Aussage über die Güte dieser numerischen Einstellung bei Reduzierung des Integrationszeitschrittes treffen, da die Streuung der Werte zu groß ist. In diesem Fall stehen zu wenig Vergleichswerte zur Verfügung. In Abbildung 5.24 ist ein Vergleich zwischen den Tagesniederschlagssummen der Simulationen mit einer Auflösung von $2,8 \text{ km}$ und einem Zeitschritt von 15 s mit (a) und ohne (b) Tiedtke-Schema dargestellt. Die höchsten Niederschlagsmengen treten bei der Rechnung mit dem Tiedtke-Schema in Verbindung mit Randeffekten auf. Lässt man diese außer Betracht, so fallen innerhalb des Modellgebietes für eine Gitterauflösung von $2,8 \text{ km}$ maximal 10 mm Niederschlag. Der Niederschlag nimmt kontinuierlich nach Norden ab und die Verteilung ist sehr flächenhaft. Nördlich von Dedougou kann man ein Gebiet mit höheren Niederschlagswerten beobachten, welches auch der Rechnung mit 14 km bei ca. $12,5^\circ \text{ N}$ und $3,5^\circ \text{ W}$ vorhanden ist (Abbildung 5.23 b). Schaltet man das Konvektions-

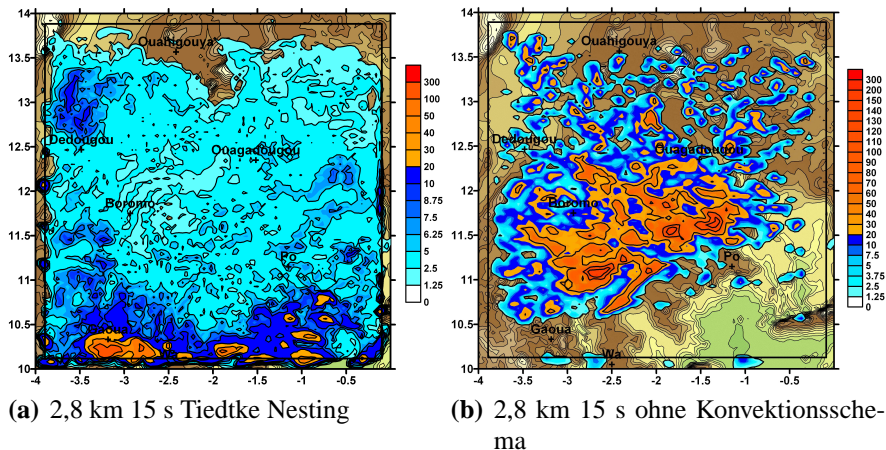


Abbildung 5.24: Simulierte Tagesniederschlagssummen in mm am 21. April 2004. Die Modellierung bezieht sich auf eine Gitterweite von 2,8 km mit unterschiedlichen Einstellungen. Der schwarze Rahmen zeigt, welche Gitterpunkte außerhalb aufgrund von Randeffecten vernachlässigt wurden.

schema aus, so ergibt sich eine ganz andere Verteilung des Niederschlags, der vom Aussehen her eher konvektiv geprägt ist. Der Niederschlag fällt nicht ganz so flächig aus wie mit dem Konvektionsschema, die Summen haben sich jedoch beträchtlich erhöht. Die Struktur ändert sich bei der Verringerung des Zeitschrittes nicht, aber die Niederschlagssumme an den Rändern der Regengebiete variiert leicht.

5.2.3.3 Temperatur in 2 m Höhe

Die morgendliche Temperaturverteilung um 6 UTC zeigt über dem Meer hohe Werte im Vergleich zum küstennahen Festland und dem nördlichen Modellausschnitt (Abbildung 5.25). Im Norden ist dies auf die Abkühlung der wolkenlosen Sahara zurückzuführen. Über dem Ozean simuliert das Modell Wolken (vgl. Abbildung 5.22), wodurch die Strahlungsabkühlung deutlich reduziert wird. Hohe Werte kommen zwischen 12° N und 16° N im Osten des Simulationsgebietes aufgrund der Föhnlage dieses Gebietes vor (vgl. Abbildung 5.20 und 5.29). Betrachtet man die Messwerte, so liegt die Temperatur in Niamey um 2 K höher als in Ouagadougou, während die Küstenstädte noch einmal eine etwa 2 K tiefere Temperatur aufweisen (Abbildung 5.26). In Parakou wurde eine Temperatur von $24,3^\circ\text{C}$ registriert, die mit dem Wert der Simulation übereinstimmt. Am 20. April ist eine ähnliche Temperaturverteilung vorhanden (Abbildung 5.11). Um 12 UTC hat die Temperatur im Norden bis zu 18 K im Bereich des Maximums westlich von Agadez zugenommen. Bereiche im Süden des Landes, die eine tiefere Temperatur zeigen, sind bewölkt (Abbildung 5.22

und 5.18). Sehr hohe Werte treten im Süden von In Guezzam auf. Der Bereich befindet sich im Lee eines Gebirges, sodass es zu einer Erwärmung beim Absinken der Luft kommen kann, die zu der hohen Temperatur führt. Außerdem ist ein Wind aus nördlicher Richtung zu verzeichnen. Die Bodenfeuchte weist geringe Werte im Vergleich zur Umgebung auf (nicht abgebildet).

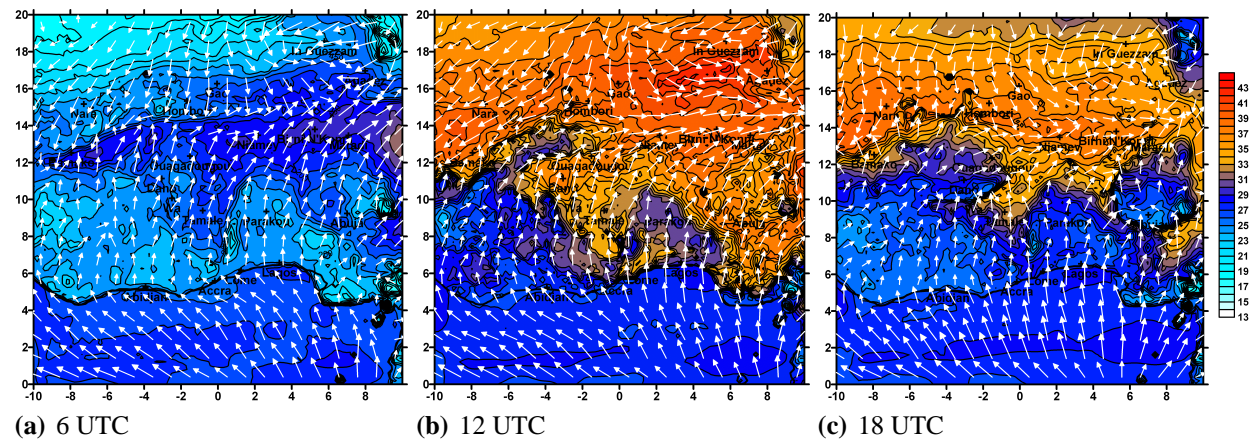


Abbildung 5.25: Temperatur in °C in 2 m Höhe mit Windvektoren in 10 m Höhe berechnet mit dem Mehrschichtenmodell am 21. April 2004 um 6, 12 und 18 UTC.

Die Temperatur ist im Modell niedriger als in den Messungen, aber im Vergleich zeichnen sich sowohl Modell als auch Messung durch eine hohe Temperatur an den Stationen Niamey, Ouagadougou und Bamako über 35 °C aus.

Da die Bewölkungsstruktur zwischen LM und Satellitenbild deckungsgleich sind, zeigt auch die gemessene Temperaturverteilung ein vergleichbares Muster (Abbildung 5.22 und 5.18). Am Abend ist der Süden des Modellgebietes bis etwa 12° N bewölkt. Der Temperaturrückgang in der Küstenregion kann auf den vorherrschenden Südostwind (Abbildung 5.29) zurückgeführt werden, welcher kühlere Luft auf das Festland verlagern. Zwischen 10° N und 12° N im Osten des Simulationsgebietes befindet sich ein Bereich kühlerer Luft durch entstandene Niederschläge. Für diesen Zeitpunkt simuliert das Modell im Norden zu geringe Werte, sodass man, trotz fehlender Niederschlagsmessungen, davon ausgehen kann, dass dort keine Niederschläge gefallen sind. Die Messungen der Küstenstationen harmonisieren mit den Simulationen. Ein Vergleich zwischen den Messungen und den Simulationen mit verschiedenen Auflösungen ist in Abbildung 5.26 dargestellt. Die Temperaturwerte der Simulationen mit der Gitterauflösung von 2,8 km sind für die verschiedenen Zeitschritte fast identisch. Deshalb sind in der Graphik nur die Werte für den Zeitschritt von 8 s eingetragen. Um 6 UTC wird der tatsächliche Niederschlag durch einige Stationen stark unterbestimmt, sodass diese eine viel zu hohe Temperatur aufweisen. Darunter sind sowohl Stationen im Norden als auch im Süden.

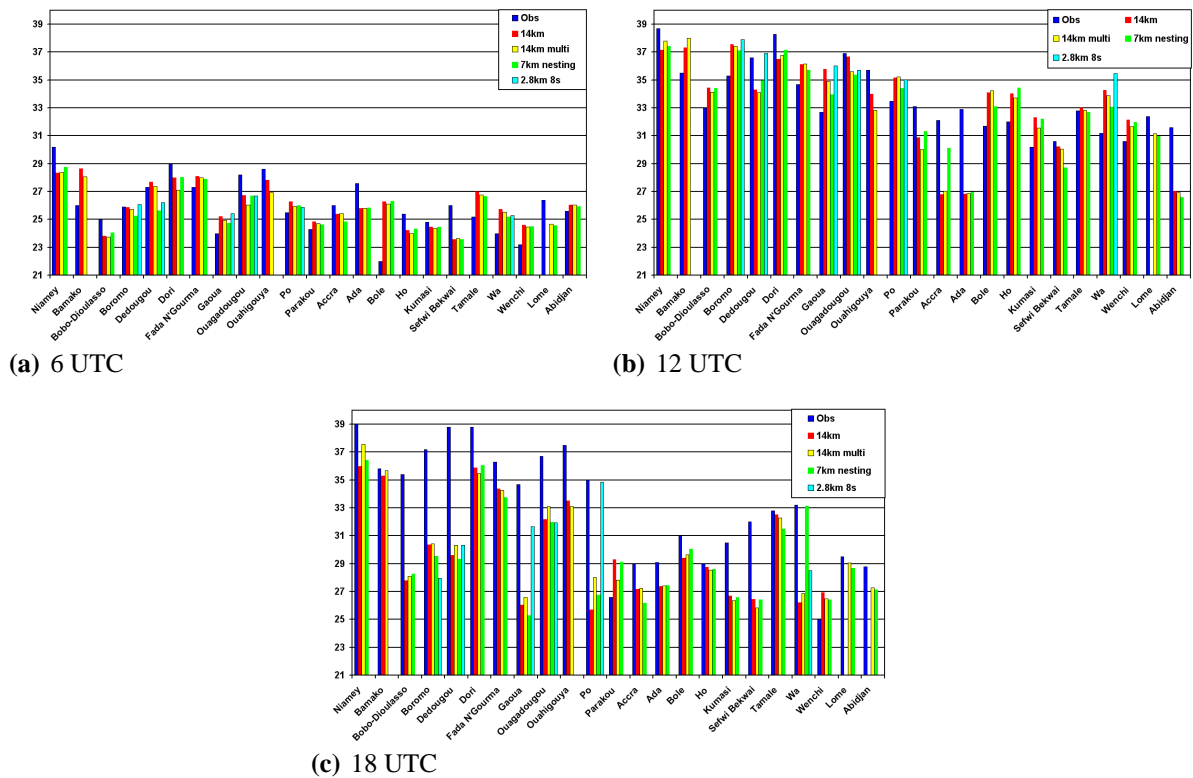


Abbildung 5.26: Temperatur in °C in 2 m Höhe am 21. April 2004 um 6, 12 und 18 UTC als Vergleich der verschiedenen Auflösungen. Die Stationen sind alphabetisch den Ländern Mali, Niger, Benin, Burkina Faso, Ghana, Elfenbeinküste und Togo (von links nach rechts) zuzuordnen. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox, während die Messung einen Punktwert liefert.

An der Station Bole fiel in der Nacht eine hohe Niederschlagsmenge, die bewirkte, dass sich die Temperatur deutlich abgesenkt hat. In den Modellläufen fiel der Niederschlag erst am Nachmittag. Aus diesem Grund liegt die Temperatur viel höher. Die Berechnungen für die Stationen Boromo, Abidjan und Parakou stimmen gut mit den Messwerten überein. Die Simulation mit einer Gitterweite von 7 km liefert die besten Ergebnisse.

Um 12 UTC ergibt sich ein eindeutiges Bild. Die Messwerte der Stationen an der Küste zeigen höhere Werte als die Simulationen, weil Bewölkung und Niederschlag im Süden im Modell entstehen. Insgesamt gesehen ist jedoch an gleich vielen Stationen eine zu hohe wie eine zu niedrige Temperatur simuliert worden. Die Modellierungen für Tamale passen gut zu den Messungen, obwohl mehr Niederschlag gemessen als simuliert wurde.

Um 18 UTC werden die Messwerte bis auf die Stationen Wenchi und Parakou vom Modell unterschätzt, da an nur wenigen Stationen Niederschlag gefallen ist, das Modell jedoch Nieder-

schläge simulierte. Insgesamt zeigen die Simulationen mit einer Auflösung von 7 km die besten Resultate.

5.2.3.4 Spezifische Feuchte am Boden

Der Modellausschnitt der spezifischen Feuchte zeigt zu allen dargestellten Terminen eine Dreiteilung, wobei die nördliche und südliche Region weitgehend homogen verteilte Werte aufweisen (Abbildung 5.27). Im Bereich von 12° N bis 16° N tritt ein starker Gradient auf, der den Vorstoß des Harmattans nach Süden kennzeichnet. Die Werte südlich des Gradienten liegen um 6 UTC höher als die Messwerte. Die Simulationen für Niamey und Tamale liegen deutlich zu hoch. Für die Station Bamako wurden $11,3$ g/kg gemessen, der modellierte Wert liegt zwischen 5 und 6 g/kg, da die Harmattanfront im Westen weiter nördlich liegt als im Osten. Die Stationen Bamako und Niamey liegen im Bereich dieser Übergangszone. Eine nur leicht verschobene Harmattanfront führt gleich zu deutlichen Feuchteänderungen. Das GME-Feld der spezifischen Feuchte weist um 6 UTC kaum Unterschiede auf (nicht abgebildet). Die Werte im Südwesten der Landesoberfläche liegen etwas höher. Der nördliche Gradient liegt am 20. April 2004 im Osten etwa 1° nördlicher (Abbildung 5.13). Im Westen des Modellgebietes über dem Festland steigt die Feuchte, hervorgerufen durch den Niederschlag, der im Modell erzeugt wird, um 12 UTC stark an (vgl. Abbildungen 5.22 und 5.27). Auch im Bereich von Parakou und nordwestlich von Ouagadougou sind Feuchtefelder in den Modelldaten, die in Verbindung mit Bewölkung stehen. Der Gradient zwischen Ozean und Festland hat in diesem Bereich durch die Südostströmung durch den Transport feuchter Meeresluft nach Norden abgebaut. Am 20. April hat sich der Gradient ebenfalls um 12 UTC abgeschwächt (Abbildung 5.13). Lokale Maxima sind nordwestlich von Bamako, südlich von Tamale und im Osten nahe der Küste zu verzeichnen. An der Station Bamako sind die Werte um 6 UTC und um 12 UTC zu niedrig, da der Taupunkt zu tief simuliert wurde (hier nicht dargestellt). Die Stationswerte südlich des Gradienten weisen zu hohe simulierte Werte auf. Auch um 12 UTC liegen die meisten modellierten Werte zu hoch. Der gemessene Wert der spezifischen Feuchte von $22,1$ g/kg an der Station Niamey wird vom Modell zu gering wiedergegeben. Um 18 UTC sind die Differenzen der Feuchte im Westen zurückgegangen. Die Feuchte ist eher einheitlich verteilt. Im Bereich von Bamako ist die spezifische Feuchte jedoch deutlich angestiegen, da die Station in den Bereich der südlichen Strömung gelangt ist. Der Wert liegt bei 20 g/kg. Allerdings ist der Messwert um 18 UTC auf $14,8$ g/kg gesunken. Bis auf diesen Wert stimmen die Modellwerte um 18 UTC mit den Messungen überein. Im Gegensatz zum 20. April ist das Niveau der spezifischen Feuchte um 18 UTC noch sehr hoch (vgl. Abbildungen 5.13 und 5.27). Die besten Ergebnisse wurden wieder mit der Auflösung von $2,8$ km erzielt. Bei der Gitterweite von 7 km zeigten etwa die Hälfte der Stationen die beste Übereinstimmung mit den Modellergebnissen (Abbildung 5.28).

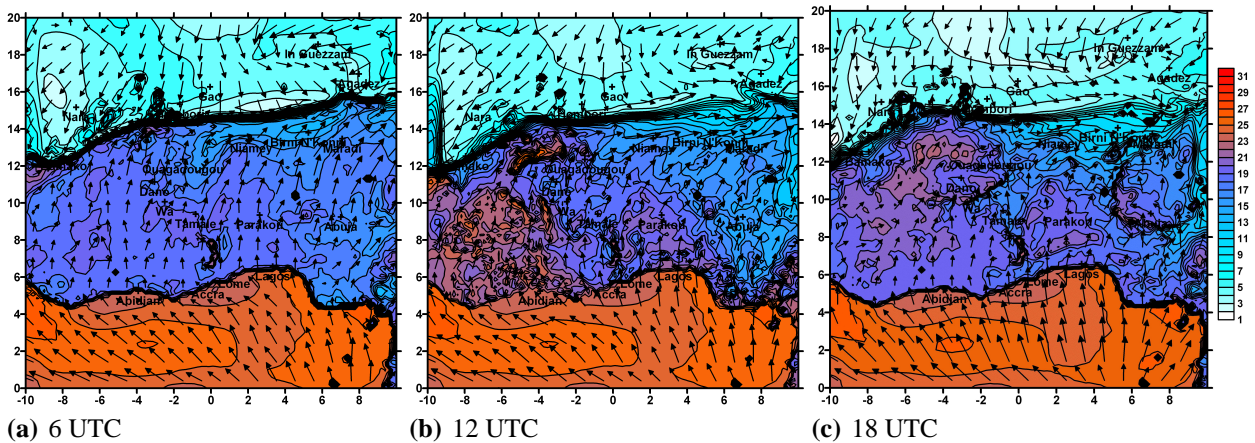


Abbildung 5.27: Spezifische Feuchte in kg/kg am Boden mit Windvektoren in 10 m Höhe berechnet mit dem Mehrschichtenmodell am 21. April 2004 um 6, 12 und 18 UTC.

5.2.3.5 Horizontalwind in 10 m Höhe

Das Windfeld in 10 m Höhe weicht nur wenig von der GME-Simulation in 930 hPa ab (vgl. Abbildungen 5.29 und 5.20). Bis etwa 12° N wehen Südwinde, nördlich davon befindet sich eine Konvergenzlinie, auf die von Norden her Nordwinde treffen.

Gute Übereinstimmungen zwischen Simulation und Messungen sind um 6 UTC im Bereich von Burkina Faso und Ghana sowie im Norden des Modellgebietes zu sehen. Die Simulationen an der Küste bei den Stationen Abidjan und Accra zeigen einen Südwind, während in Abidjan ein Nordwind und in Accra ein Westwind gemessen wurde. Diese Unterschiede zwischen Modell und Beobachtungen kommen vermutlich durch Abweichungen der Temperatur zwischen Modell und Messungen entlang der Küste zustande. Das ist gerade die Zone, in der Nord- und Südwinde zusammentreffen. Zu diesem Zeitpunkt liegt die modellierte Temperatur mit $28,1^{\circ}\text{C}$ um 2 K höher als die Messung und die spezifische Feuchte übersteigt die Beobachtungen mit $23,5\text{ g/kg}$ um $3,2\text{ g/kg}$. Um 12 UTC hat der Wind an der Küste auf einen Südwind gedreht, was gut berechnet wurde. In der Umgebung von Bamako stimmen die Windrichtungen nicht ganz mit den Beobachtungen überein, aber die simulierten Winde werden hier durch Randeffekte des Modells beeinflusst. Während die Station Niamey einen Nordwind erfasste, modelliert das LM einen Westwind. In Hombori wurde ein Nordwind berechnet und ein SO-Wind registriert. Diese Stationen befinden sich ebenfalls nahe des Gradienten, sodass durch die nicht korrekte Lage desselben Unterschiede in den Windrichtungen zustande kommen können. Die Windrichtungen im Norden werden auch um 18 UTC gut vom Modell wiedergegeben. Differenzen zwischen Messung und Simulation sind östlich von Tamale zu finden. Hier wurde an einigen Stationen ein Wind aus nördlichen Richtun-

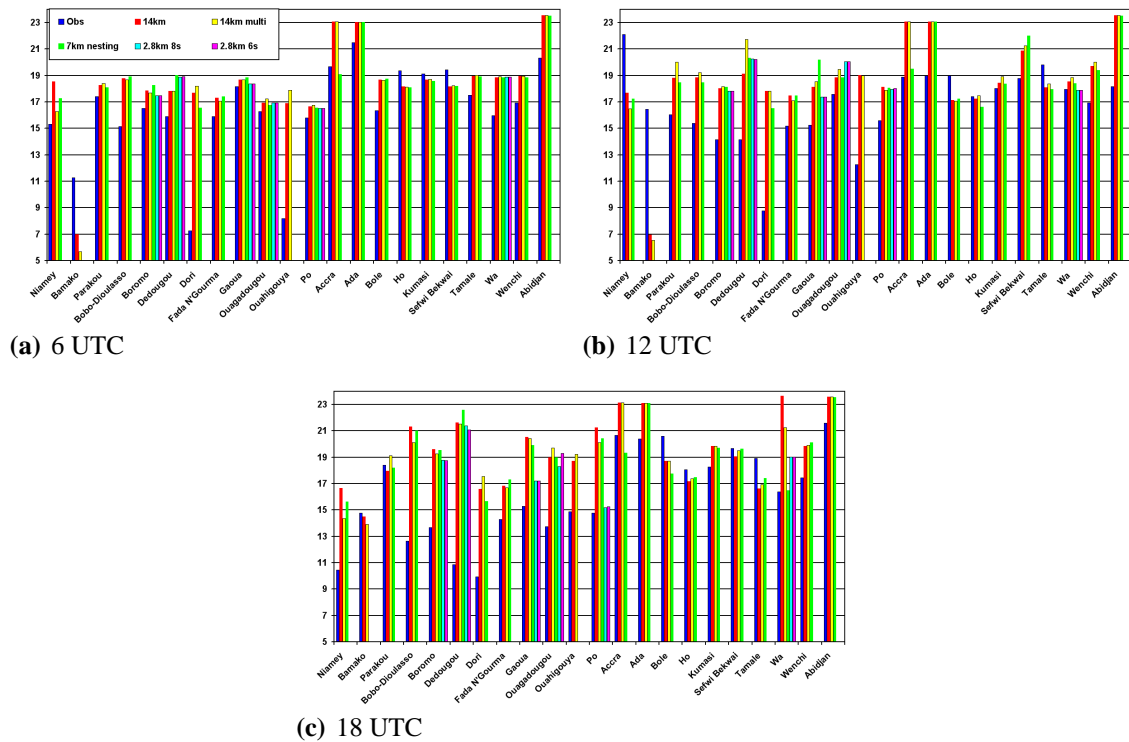


Abbildung 5.28: Spezifische Feuchte am Boden in g/kg am 21. April 2004 um 6, 12 und 18 UTC als Vergleich der verschiedenen Auflösungen. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox, während die Messung einen Punktwert liefert.

gen erfasst, während das Modell Südwinde simuliert. Auch in der Simulation für eine Gitterweite von 7 km werden vom LM Südwinde östlich von Tamale modelliert.

5.2.3.6 Radiosondenmessungen

Für den 21. April stehen drei Radiosondenmessungen zur Verfügung, die wie am Tag zuvor für die Stationen Ouagadougou, Niamey und Bamako vorhanden sind. Allerdings gab es für die Station Bamako einen Geräteausfall, sodass nur die Temperaturdaten brauchbare Informationen liefern. Die simulierten Werte der Temperatur über der Station in Bamako passt, bis auf den Bodenwert, der im LM zu hoch liegt, gut zu den Radiosondenmessungen (nicht abgebildet). Für die Simulationen mit der Auflösung von 2,8 km ergeben sich Unterschiede unter 1 % in den dargestellten meteorologischen Größen, so dass meistens nur eine Kurve zu sehen ist (Abbildung 5.30 und 5.31). Abweichungen über 1 % wurden nur für die Windgeschwindigkeit mit 6 % in 300 hPa über der Station Ouagadougou festgestellt.

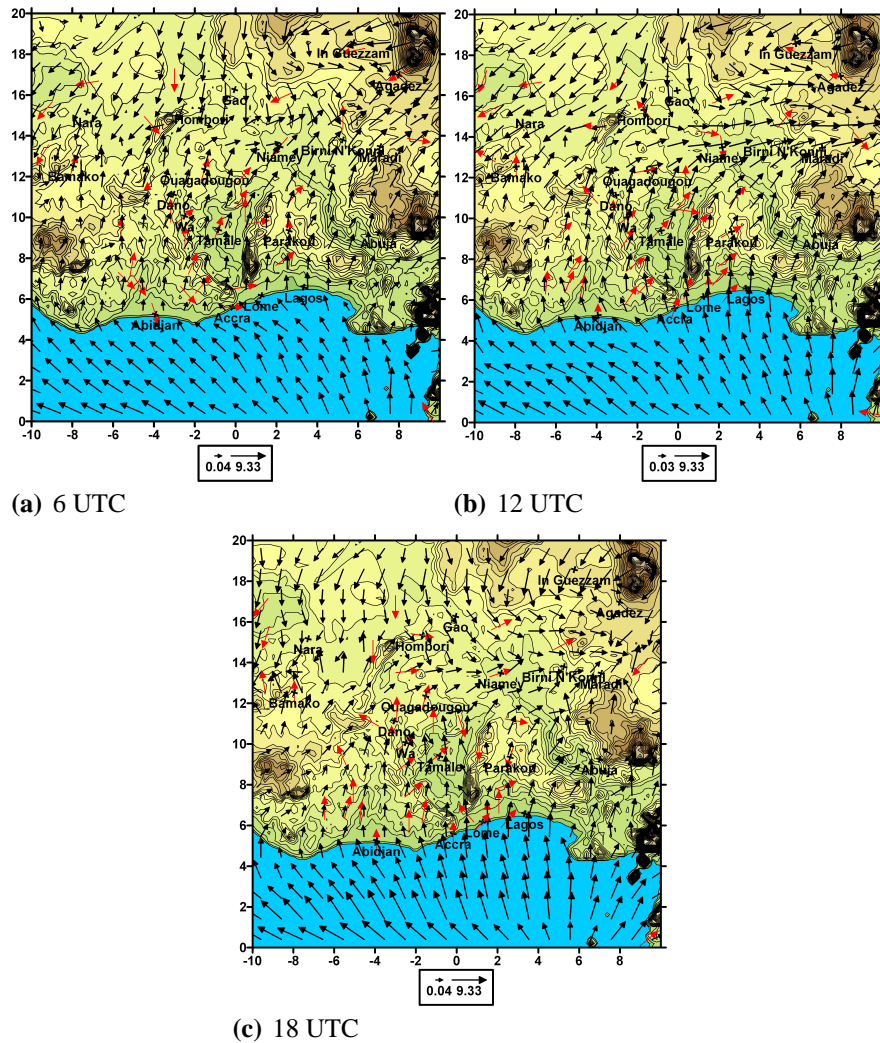


Abbildung 5.29: Horizontalwindvektor in m/s in 10 m Höhe am 21. April 2004 um 6 und 12 UTC. Zu allen Uhrzeiten sind rote Windvektoren eingezeichnet, die die Windrichtungen der Bodenstationen repräsentieren. Die Länge der roten Pfeile ist unabhängig vom Betrag der Windgeschwindigkeit.

Radiosondenmessungen über Ouagadougou

Für die Station Ouagadougou konnten die Simulationen aller Auflösungen zum Vergleich Verwendung finden. An der Station wurde am 21. April kein Niederschlag gemessen, aber simuliert (Tabelle 5.2). Die geringste Niederschlagssumme wurde mit dem Mehrschichtenmodell berechnet. Bis 12 Uhr wurde allerdings noch kein Niederschlag simuliert, Bewölkung war dennoch für alle Simulationen in tiefen Höhengniveaus bis in 400 hPa vorhanden. Die Temperatur nimmt kontinuierlich mit der Höhe ab (Abbildung 5.30 a). Die Übereinstimmung mit der Radiosondenmessung

um 12 UTC ist sehr gut. Die gemessene Bodentemperatur liegt allerdings um 3 K höher als die simulierte Temperatur, wobei diejenige Temperatur der höchsten Auflösung am nächsten an den Messwerten liegt.

Betrachtet man den Verlauf der spezifische Feuchte, so erkennt man, dass die berechnete Feuchte mit der Höhe abnimmt, wobei sie in einem Niveau von 850 hPa bis 925 hPa höhenkonstant ist (Abbildung 5.30 b), was einer gut durchmischten Grenzschicht entspricht. Die Radiosondenmessung hingegen weist eine Abnahme der Feuchte in der Grenzschicht auf. Der Messwert am Boden liegt deutlich höher als die Ergebnisse der Simulationen. Auch hier zeigen sich kaum Unterschiede in den verschiedenen Auflösungen. In einer Höhe von 850 hPa bis zum Boden weisen die besser aufgelösten Simulationen eine höhere Feuchte als die Modellierung mit einer Maschenweite von 14 km auf. In der Höhe zeigt das LM zu hohe Werte, da im Bereich von Ouagadougou Wolken vorhanden sind (vgl. Abbildung 5.18 und 5.22) und deshalb wird feuchte Luft im LM advehiert. Oberhalb von 800 hPa sind die Windrichtungen von Modell und Messungen konsistent (Abbildung 5.30 c). Der Wind dreht von einer Nordströmung in 800 hPa auf eine Südostströmung im Bereich von 600 hPa. Darüber in einer Höhe von 300 hPa weht ein Südwind. In der unteren Troposphäre bis zum Boden wehen Winde aus südwestlichen Richtungen, wobei die Simulation mit dem Mehrschichtenmodell die beste Übereinstimmung mit den Messwerten zeigt. Der gemessene Bodenwind weht aus westlichen Richtungen. Die Winde im LM zeigen südwestliche bis westliche Richtungen. Der Jet in 450 hPa wird überschätzt und die Abnahme der Werte im höheren Niveau geschieht zu rasch. Insgesamt repräsentiert das LM den Höhenverlauf des Windes gut. Auch die Windgeschwindigkeit wird um 12 UTC vom LM gut wiedergegeben (Abbildung 5.30 d). Die Bodenwerte der Windgeschwindigkeit werden in der Simulation überschätzt.

Die Messung zeigt eine Zunahme der Windgeschwindigkeit in einer Höhe von 850 hPa bis zum Boden. Das Minimum unterhalb 850 hPa liegt im Bereich des Windsprungs, wo der Wind von einem Süd- auf einen Ostwind dreht. Im Modell liegt die Grenzschichthöhe in etwa 800 hPa und somit höher als in Wirklichkeit. Für die bodennahen Werte liefert das Mehrschichtenmodell die besten Ergebnisse. Der Jet wird durch die 2,8-km-Auflösung besser beschrieben als die anderen Modellierungen. Auch darüber liegen die Werte der höchsten Auflösung am nächsten an den Messungen.

Radiosondenmessungen über Niamey

Die Stadt Niamey liegt außerhalb des Simulationsgebietes für die Auflösung von 2,8 km. Deshalb konnten zum Vergleich nur die Modellierungen für 14 km und für 7 km Auflösung verwendet werden. An dem Gitterpunkt dieser Station wurde für keine der unterschiedlichen Auflösungen Niederschlag simuliert, was auch die Messwerte bestätigen. Oberhalb 800 hPa sind Temperaturmesswerte und -modellierungen identisch (Abbildung 5.31 a). Unterhalb dieses Niveaus sind die

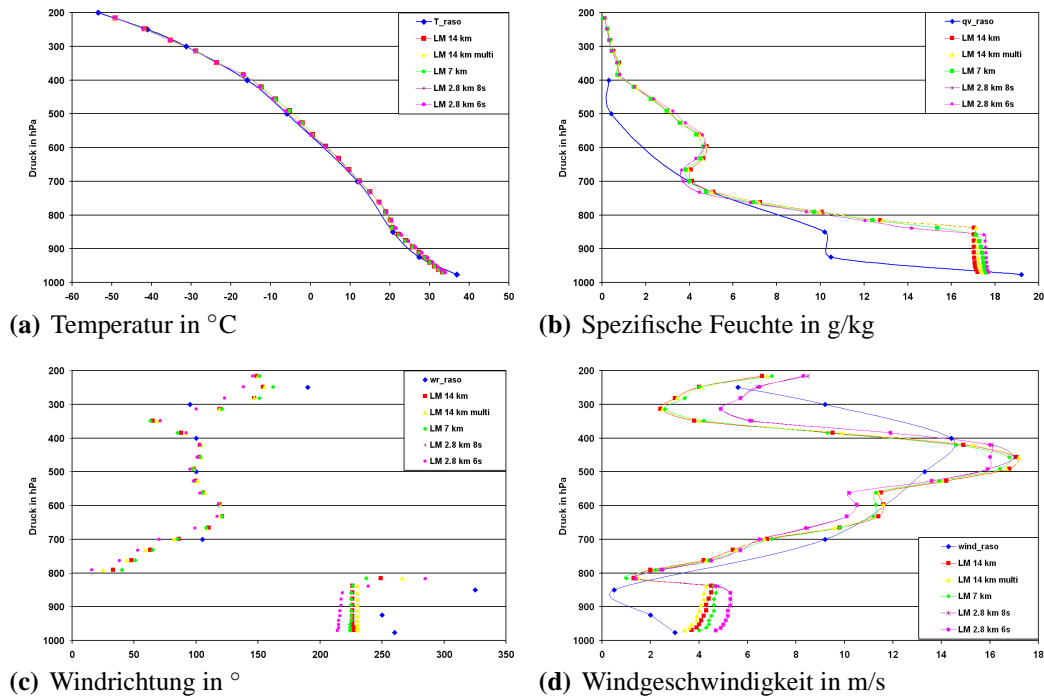


Abbildung 5.30: Radiosondenmessungen über Ouagadougou am 21. April 2004 um 12 UTC für Temperatur (a), spezifische Feuchte (b), Windrichtung (c) und Windgeschwindigkeit (d). Die Graphen zeigen die LM-Simulationsergebnisse unterschiedlicher Auflösungen. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox, während die Messung einen Punktwert liefert.

simulierten Werte geringer als die Messungen. Niamey liegt im Modell südlich der Zone der divergierenden Winde und des starken Gradienten in den Taupunkt- und Feuchtwerten. Die Temperatur in 850 hPa weist eine niedrigere Temperatur auf als diejenige über Ouagadougou, da Niamey im Bereich des hohen Temperaturgradienten liegt (vgl. Abbildungen 5.30 und 5.31). Das LM simuliert im Bereich von Niamey Wolken (Abbildung 5.22), die für die tiefere Temperatur im Modell verantwortlich sind. An der Station wurde ein Wert von 36,4 °C registriert. Die geringsten Übereinstimmungen werden mit der Auflösung von 7 km erreicht. Mit dieser Maschenweite wird am Boden eine Temperatur von 32,4 °C modelliert.

Der Verlauf der spezifischen Feuchte wird vom Modell ungenügend wiedergegeben (Abbildung 5.31 b). Die Werte liegen in fast allen Höhen über dem Messwert, wie dies auch schon für die Station Ouagadougou modelliert wurde. Das LM simuliert zwischen 850 hPa und dem Boden eine gut durchmischte Grenzschicht mit einem konstanten Wert von 17 g/kg, während der Messwert am Boden bei 13,6 g/kg liegt. Die hohen Werte der Feuchte werden vermutlich im LM durch die

Advektion feuchter Luftmassen erzeugt (vgl. Abbildung 5.27 und 5.29). Niamey befindet sich im Einflussbereich südlicher Strömungen.

Betrachtet man die Windrichtung in den verschiedenen Höhen, so zeigen sich gute Zusammenhänge zwischen Modell und Messung im Bereich oberhalb von 700 hPa (Abbildung 5.31 c). Der Wind dreht im Modell von 700 hPa zum Boden hin von einem Nordwind zu einem WSW-Wind. Die Windmessung an der Station registrierte einen SSW-Wind mit 210° .

Der Betrag der Windgeschwindigkeit weist in den Messungen zwei Maxima auf (Abbildung 5.31 d). Das eine befindet sich bei etwa 250 hPa und repräsentiert den TEJ, das zweite Maximum liegt bei 400 hPa. Das Maximum in 400 hPa wird auch vom LM modelliert, aber die Beträge werden unterschätzt. In 700 hPa ist ein Minimum sowohl in den Messungen als auch in den Simulationen zu verzeichnen. Das Modell berechnet ein weiteres Maximum in 850 hPa, das eventuell unter Einfluss der im Modell entstandenen konvektiven Zellen mit hochreichender Bewölkung im Süden entstanden sein könnte. Am Boden liegen die Werte der Simulation mit einer Maschenweite von 7 km am nächsten an den Messungen.

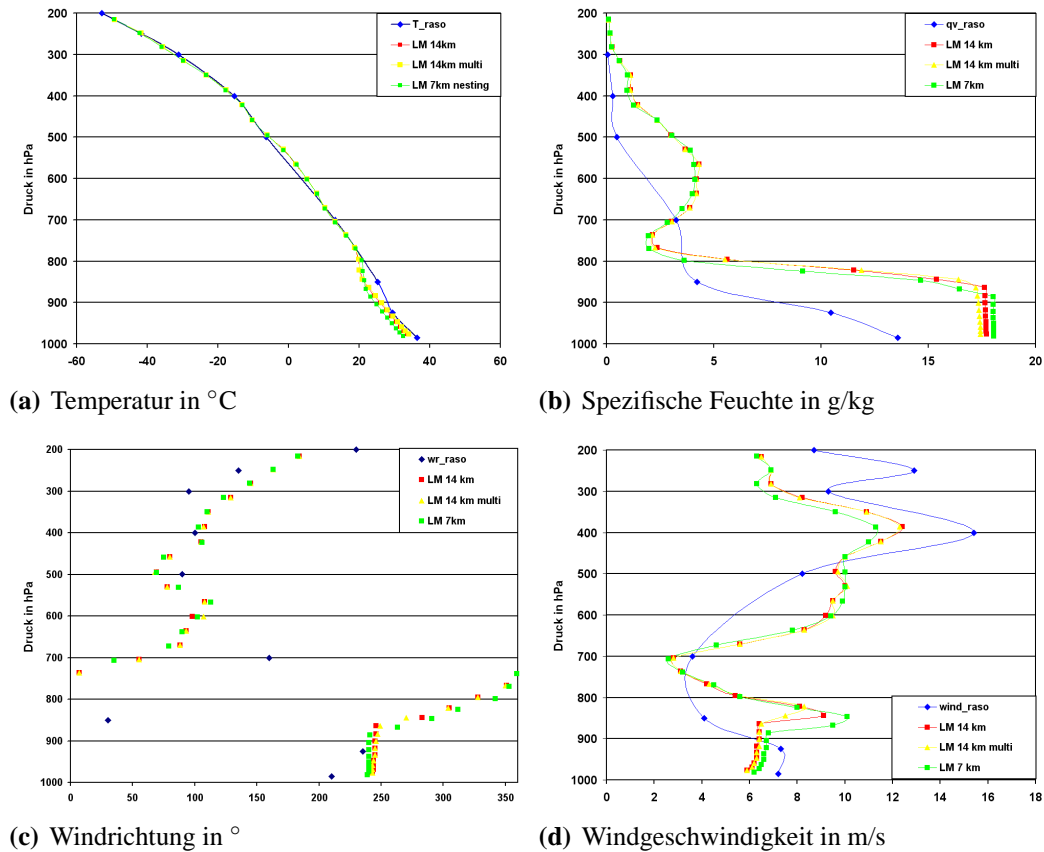


Abbildung 5.31: Radiosondenmessungen über Niamey am 21. April 2004 um 11 UTC für Temperatur (a), spezifische Feuchte (b), Windrichtung (c) und Windgeschwindigkeit (d). Die Graphen zeigen die LM-Simulationsergebnisse unterschiedlicher Auflösungen. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox, während die Messung einen Punktwert liefert.

Kapitel 6

Sensitivitätsstudien

6.1 Vorbemerkungen

In der meteorologischen Modellierung sowie der Diagnose und Prognose feuchterelevanter Prozesse in der Atmosphäre werden die Werte der Bodenfeuchte als Randbedingungen für die Programmläufe verwendet. Allerdings ist die Bodenfeuchte eine sehr unsichere Größe in der Meteorologie, da die Bodenfeuchtemessungen in der Regel auf einer großen Skala (z. B. Satellitenmessungen) gewonnen werden oder nur punktuell vorliegen. Unter anderem soll dabei überprüft werden, ob eine Variation der Initialbodenfeuchte ein besseres Niederschlagsresultat für diesen Tag liefert.

Für den 21. April 2004 wurden Simulationen mit einer Erhöhung und einer Verringerung der Initialbodenfeuchte um 0 UTC für alle Bodenschichten um jeweils 25 % vorgenommen. Die Modellrechnungen sind für eine Auflösung von 14 km und 7 km mit dem Mehrschichtenmodell durchgeführt worden. Wenn der Welkepunkt bei der Reduzierung der Bodenfeuchte um 25 % erreicht wurde, setzte das Modell den Wert 10 % über den Bodenfeuchtwert des Welkepunktes. Da im Norden des Modellgebietes der Boden sehr trocken ist, trat dieser Fall mehrmals auf. Allerdings muss man bei dem Vergleich zwischen den Auflösungen von 7 km einräumen, dass für den Referenzlauf nur das Zweischichtenbodenmodell eingesetzt wurde, da das Nesting-Verfahren Anwendung fand, für das aus technischen Gründen nicht mehr Bodenschichten gewählt werden konnten. Unabhängig von der Variation der Bodenfeuchte treten hier Änderungen zwischen den Simulationen auf, was man für den Vergleich berücksichtigen muss.

Anhand der Energiebilanzgleichung (Formel 6.1 und 6.2) lassen sich Überlegungen für eine Variation der Bodenfeuchte ableiten. Dabei wurde die Annahme getroffen, dass die turbulenten Diffusionskoeffizienten für Wärme und Feuchte gleichgesetzt werden (z. B. Garratt 1994; Oke 1987; Foken 2003).

$$Q = (S - R) + (L \downarrow - L \uparrow) = B + H + E \quad (6.1)$$

$$Q = S(1 - \alpha(Bf)) + (L \downarrow - \epsilon\sigma T_S^4) = \gamma_B(Bf)(T_S - T_B) + E \left(1 + \frac{c_p (T_S - T_L)}{L_V (q_S - q_L)} \right) \quad (6.2)$$

Q = Strahlungsbilanz in W/m^2 , S = solare Einstrahlung in W/m^2 , R = kurzwellige Reflexstrahlung in W/m^2 , $\alpha(Bf)$ = Albedo in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte, Bf = Bodenfeuchte in m^3/m^3 , $L \downarrow$ = langwellige Einstrahlung in W/m^2 , $L \uparrow$ = langwellige Ausstrahlung in W/m^2 , ϵ = Emissionskoeffizient, $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$ = Stefan-Boltzmann-Konstante in $Wm^{-2}K^{-4}$, T_S = Bodenoberflächentemperatur in K , B = Bodenwärmestrom in W/m^2 , $\gamma_B(Bf)$ = Wärmeübergangszahl in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte in $Wm^{-2}K^{-1}$, T_B = Bodentemperatur in K , E = latenter Wärmestrom in W/m^2 , H = fühlbarer Wärmestrom in W/m^2 , L_V = spezifische Verdampfungswärme in Jkg^{-1} , T_L = Lufttemperatur in K , q_S = spezifische Feuchte an der Oberfläche in kg/kg , q_L = spezifische Luftfeuchte in kg/kg , c_p = spezifische Wärmekapazität in $Jkg^{-1}K^{-1}$

Erhöht man die Bodenfeuchte, so vergrößert sich der erste Summand in Gleichung 6.1 und 6.2, da die Albedo α abnimmt. Es kommt mehr solare Strahlung an der Erdoberfläche an. Also steigt die Strahlungsbilanz Q . Ein feuchter Boden hat außerdem eine höhere Wärmekapazität. Die Wärmeübergangszahl $\gamma_B(Bf)$ nimmt bei erhöhter Bodenfeuchte zu und die Bodentemperatur sinkt. Deshalb nimmt der Bodenwärmestrom aufgrund der größeren Wärmekapazität im Boden zu. Der latente Wärmestrom nimmt durch eine größere Verdunstung zu, da die spezifische Feuchte q_S ansteigt. Dies bewirkt wiederum, dass der letzte Term der rechten Seite in Gleichung 6.2 ansteigt. Das Bowen-Verhältnis, das den Quotienten aus fühlbarem zu latentem Wärmestrom angibt, sinkt ebenfalls, da der latente Wärmestrom zunimmt.

Was mit der Oberflächentemperatur T_S geschieht, hängt von der Dominanz der einzelnen Terme ab. Dabei stellt sich T_S so ein, dass die Energiebilanzgleichung geschlossen ist. Gleichung 6.2 wird in der Regel iterativ gelöst, da T_S in der vierten Potenz als auch in linearer Ordnung auftritt. Wenn man die Größen T_B , T_L , S , $L \downarrow$ und q_L konstant hält, hängt T_S nur von den bodenfeuchteabhängigen Werten von $\alpha(Bf)$ und $\gamma_B(Bf)$ ab. In der Realität spielen jedoch mehrere Prozesse zusammen, die Änderungen hervorrufen können. Je nach prozentualer Änderung der Bodenfeuchte und der Bodeneigenschaften wie z. B. der Stomatawiderstand, das Emissionsvermögen und das Wärmeleitvermögen können die Terme unterschiedlich groß ausfallen. Deshalb bleibt zu untersuchen, welche lokalen und großräumigen Änderungen wirklich bei Variation der Initialbodenfeuchte auftreten. Bewölkung bewirkt eine Änderung der kurzwelligen und langwelligen Einstrahlung. Niederschlag wirkt sich wieder auf die Bodenfeuchte Bf , die spezifische Feuchte am Boden q_S und die Albedo $\alpha(Bf)$ aus.

Stellt man dieselben Überlegungen für eine Verringerung der Bodenfeuchte an, so nimmt die

Albedo zu, weil weniger kurzwellige Strahlung an der Oberfläche ankommt. Die Strahlungsbilanz Q nimmt also ab. Der Wärmeleitungskoeffizient $\gamma(Bf)$ nimmt aufgrund der schlechteren Wärmeleitung im Boden ab. Dadurch ist der Bodenwärmestrom B ineffektiv, da die Verfügbarkeit von Wasser verringert wird. Der latente Wärmestrom E verhält sich reziprok zu der Betrachtung mit Erhöhung der Bodenfeuchte, da das Angebot an Verdunstung reduziert ist und die Wärmeleitfähigkeit abnimmt. Eine reduzierte Bodenfeuchte verringert das Angebot an Wasser, welches durch Verdunstung notwendig für die Ausbildung von Konvektion ist (Long et al. 2000).

Eltahir (1998) hat die möglichen Auswirkungen von einer Erhöhung der Bodenfeuchte auf den Niederschlag untersucht. Seine Überlegungen zeigen, dass bei erhöhter Bodenfeuchte die Oberflächenalbedo abnimmt, da feuchter Boden mehr solare Strahlung absorbiert. Je gesättigter der Boden ist, desto größer ist die Evaporation, was zu einer Abnahme des Bowen-Verhältnisses beiträgt. Eine geringere Oberflächenalbedo bewirkt eine Zunahme der solaren Strahlung an der Oberfläche, während ein niedrigeres Bowen-Verhältnis, infolge höherer Verdunstung, einen Anstieg des Wassergehaltes in der Grenzschicht bewirkt. Betrachtet man die Energiebilanzgleichung 6.2, so ändern sich die Terme der langwelligen Strahlung durch die Verringerung der Bodentemperatur und die Zunahme des Wasserdampfgehaltes in der Grenzschicht. Die Oberflächentemperatur kann dadurch abnehmen, was dazu führt, dass die langwellige Ausstrahlung reduziert wird. Zusammen mit einer Steigerung des Wasserdampfgehaltes in der Grenzschicht nimmt die langwellige Nettostrahlung an der Erdoberfläche zu. Insgesamt verstärkt sich die Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche, was wiederum den totalen Wärmefluss, bestehend aus latentem und fühlbarem Wärmefluss, von der Oberfläche in die Grenzschicht steigert (Gleichung 6.1). Die Abnahme der Boden- und Oberflächentemperatur bewirkt eine Verminderung der Grenzschichtdicke und eine Herabsetzung der Wolkenbasis. Die Zunahme des totalen Wärmeflusses und die Senkung der Grenzschichthöhe bedingen eine Zunahme der verfügbaren Energie in der Grenzschicht, welche aus potentieller Energie, latentem sowie fühlbarem Wärmefluss besteht. Letztendlich begünstigen diese Bedingungen die Niederschlagsbildung, da der Gradient der Gesamtenergie in der Grenzschicht verstärkt und die Häufigkeit des Niederschlages aus konvektiven Wolken zunimmt.

6.2 Erhöhung der Initialbodenfeuchte um 25 %

6.2.1 Niederschlag im LM

Die Erhöhung der Bodenfeuchte hat zu einer signifikanten Änderung der Niederschlagsmenge geführt (Abbildung 6.1), die im Bereich von ± 10 mm am Tag liegt und damit in der gleichen

Größenordnung wie der Niederschlag selbst. Es fällt auf, dass die Gebiete mit erhöhtem bzw. reduziertem Niederschlag zusammenhängend sind und einige hundert Kilometer Erstreckung aufweisen. Im Osten des Modellgebietes im Bereich von 6° O bis 9° O und 8° N bis 12° N (nahe der Station Abuja) hat die Niederschlagsmenge um bis zu 4 mm zugenommen. Über dem Ozean sind kaum Änderungen zu verzeichnen. Geringe Zunahmen bis etwa 1 mm überwiegen in diesem Gebiet. Südlich von Parakou haben sich die lokalen Maxima erhöht. Bei etwa 5° N steigt die Niederschlagsmenge im Osten des Simulationsgebietes und auch zwischen Abidjan und Accra an der Küste stark an. Dort zeichnen sich Niederschlagsbänder ab. In der Umgebung von Ouagadougou nehmen die Intensitäten vor allem westlich davon zu. Zwischen 12° N und 14° N ist eine Ausdehnung des Niederschlagsgebietes nach Osten zu sehen. Der Maximalwert des gefallenen Niederschlages für den Referenzlauf wird bei etwa 6° W und 9° N modelliert (Abbildung 6.1 a). Bei Erhöhung der Bodenfeuchte reduziert sich das Maximum von 120 mm auf 115 mm. Abnahmen des Niederschlages sind im Bereich von 9° N bis 11° N in der Umgebung von Wa und Tamale durch ein zonales Band sowie östlich davon durch eine eher meridionale Struktur zu verzeichnen. In einem Gebiet von 10° W bis 4° W treten über dem Festland Zu- und Abnahmen auf. In dieser Zone wird bereits für den Referenzlauf eine kontinuierliche Niederschlagsmenge im Laufe des Tages erzeugt. Die Nord-Süd-Grenze des Niederschlages wird nicht durch die Erhöhung der Bodenfeuchte um 25 % für diesen Tag beeinflusst. Bei der Simulation für eine Auflösung von 7 km

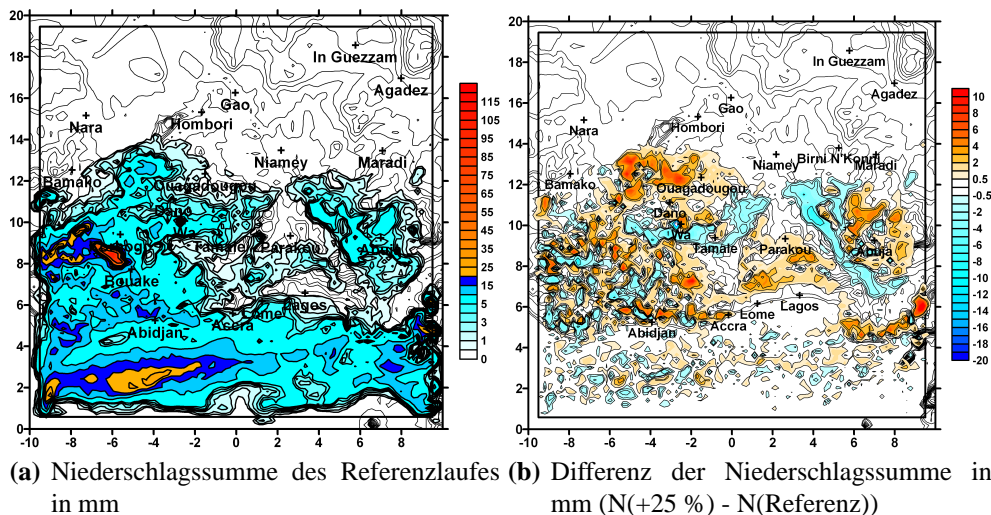


Abbildung 6.1: Vergleich der simulierten Niederschlagssumme am 21. April 2004. (a) zeigt die Rechnung mit einer Auflösung von 14 km und Mehrschichtenmodell des Referenzlaufes und (b) die Differenz zwischen Erhöhung der Initialbodenfeuchte um 0 UTC um 25 % mit ansonsten gleichen Einstellungen und Referenzlauf (N = Niederschlag).

hat sich der Niederschlag im Süden zwischen 7° N und 9° N erhöht (nicht dargestellt). Im Bereich von Gaoua und Wa sind starke Niederschlagsmengen aus konvektiven Zellen gefallen. Auch die Station Tamale befindet sich in einem Gebiet großer lokaler Niederschlagssummen. Während die Station Parakou für den Referenzlauf mit einer Auflösung von 7 km niederschlagsfrei bleibt, entsteht für die Erhöhung der Bodenfeuchte ein zusätzliches Niederschlagsgebiet in deren Umgebung (Tabelle 6.1). Betrachtet man die Änderungen an den einzelnen Stationen (Tabelle 6.1), so zeigt sich, dass an 15 von 23 Stationen die Niederschlagsmenge für die Simulation mit erhöhter Bodenfeuchte und einer Gitterweite von 14 km zunahm. Die Änderungen sind jedoch nicht sehr markant. Die stärkste Zunahme wird für die Station Wenchi berechnet, deren Niederschlagssumme von 4 mm auf 6,9 mm ansteigt. Die Stationen Dori, Bamako und Niamey bleiben nach wie vor niederschlagsfrei.

Eine Abnahme der Niederschlagsmenge ist an 4 der Stationen mit einem starken Rückgang in Dedougou um 3,1 mm und in Wa mit 7,2 mm zu verzeichnen. An den südlich gelegenen Stationen fällt schon in den Morgenstunden Niederschlag. In Burkina Faso wird erst am Mittag und Nachmittag Niederschlag simuliert. Insgesamt betrachtet wird für 7 von 23 Stationen eine bessere Konsistenz mit den Messungen im Vergleich zum Referenzlauf erreicht. Die Niederschlagsmenge an 12 von 23 Stationen weicht stärker vom Messwert ab als die Simulationen des Referenzlaufes, wobei 11 von 12 Stationen zu hohe Werte aufweisen.

Bei der Simulation für eine Auflösung von 7 km weisen 9 von 14 Stationen höhere Niederschlagssummen auf. In Dori und Niamey wurde dieselbe Niederschlagsmenge wie im Referenzlauf simuliert. Für 3 von 14 Stationen wird eine Abnahme des Niederschlages berechnet. Im Bereich von Gaoua, Tamale und Wa befinden sich starke konvektive Zellen, die Niederschläge direkt an den Stationen bewirken. Eine Verbesserung des Niederschlages in Bezug auf den Messwert wurde für 6 von 14 Stationen simuliert, aber genauso viele Stationen weisen eine Verschlechterung auf.

Für eine Auflösung von 14 km hat sich der zeitliche Ablauf des Niederschlagsgeschehens an den Stationen Gaoua, Po, Ho, Tamale und Wenchi vorverlegt. An den meisten Stationen ist jedoch keine zeitliche Verschiebung im Vergleich zum Referenzlauf eingetreten. Für die Auflösung von 7 km setzt der Niederschlag nur an der Station Boromo früher ein. An anderen Stationen fällt der Niederschlag erst später in den Abendstunden.

Tabelle 6.1: Vergleich der simulierten Niederschlagsmengen in mm pro Tag an denjenigen Gitterpunkten, die den Stationen am nächsten liegen. Neben den Messungen (Obs) sind die Simulationen ohne (14 km, 7 km) und mit Erhöhung der Initialbodenfeuchte (14 km +25 %, 7 km +25 %) eingetragen. Stationen ohne modellierte Niederschlagsangaben liegen außerhalb des Simulationsgebietes. Die Stationen sind nach Ländern (alphabetisch) von Norden nach Süden angeordnet.

Station	Obs	14 km	14 km +25 %	7 km	7 km +25 %
Niamey	0	0	0	0	0
Bamako	0	0	0		
Bobo-Dioulasso	0	5,4	6	5,8	4
Boromo	0,2	1,3	1,8	2,3	3
Dedougou	0	9,3	6,2	8,9	5,3
Dori	0	0	0	0	0
Fada N’Gourma	0	0,2	0,5	0,4	1,3
Gaoua	10	3,2	4	5,2	7,5
Ouagadougou	0	0,7	1	0,3	1,4
Ouahigouya	0	0,8	1,2		
Po	0	1,5	2,3	1,2	5,2
Parakou	1	0,1	1,1	0,1	2,8
Accra	0	2,3	1,8		
Ada	0	3,5	4		
Bole	21	1	1,2	0,7	2,1
Ho	0	0,3	1,2		
Kumasi	2	7	7,2		
Sefwi Bekwai	0	3,4	4,2		
Tamale	8,4	5,1	4,6	2,5	2,9
Wa	9	26,1	18,9	7,6	10,2
Wenchi	35,9	4	6,9	7,7	0,4
Lagos	0	0,3	0,3		
Abidjan	0	6,8	7,4		

6.2.2 Bodenfeuchtefeld in 1 cm Tiefe

Wie in Kapitel 6.1 gezeigt, beeinflussen Änderungen in der Bodenfeuchte den Niederschlag. Eine geänderte Niederschlagsverteilung führt dann wiederum zu einer Modifikation der Bodenfeuchte (Rückkopplungseffekt). Die unterschiedliche Entwicklung der Bodenfeuchte resultiert aus dem geänderten Anfangsfeld um 0 UTC (Abbildung 6.2). Die Referenzwerte der Bodenfeuchte in 1 cm Tiefe zeigen um 6 UTC hohe Werte im Südwesten des Simulationsgebietes über dem Land und im Bereich der Küste, die durch die gefallenen Niederschlagsmengen am 20. April 2004 entstanden sind (vgl. Abbildungen 5.7, 5.9 und 6.2). Die Werte im Osten des Modellgebietes weisen eine stärkere regionale Abnahme der Bodenfeuchte nach Norden hin auf als jene im Westen. Im Norden ist die Bodenfeuchte homogen und weist eine geringe räumliche Variation auf. Im Bereich von Bamako im Westen des Modellgebietes tritt ein starker Gradient der Bodenfeuchte auf. Die hohen Werte stehen auch in Verbindung mit gefallenem Niederschlag zwischen 0 UTC und 6 UTC, dessen Bewölkungsstruktur im Satellitenbild (Abbildung 5.6) zu sehen ist. Bei Differenzenbildung zwischen den Bodenfeuchtwerten der Simulation mit erhöhter Bodenfeuchte und dem Referenzlauf um 6 UTC zeigt sich eine Zunahme der Bodenfeuchte in 1 cm Tiefe für fast alle Regionen (Abbildung 6.2). Im Süden sind die Änderungen größer als im Norden, da der Anfangsgehalt der Bodenfeuchte höher ist.

Starke Zunahmen existieren im Bereich von Dano, Wa und Parakou. Eine starke Abnahme der Bodenfeuchte ist im Westen bei 10° N und 8° W mit $0,16 \text{ m}^3/\text{m}^3$ vorzufinden. Auch südlich davon sind Gebiete mit Bodenfeuchteabnahmen vorhanden. Die Niederschlagssummen zwischen Referenzlauf und Simulationen mit Erhöhung der Bodenfeuchte zeigen jedoch bis 6 UTC kaum Unterschiede in der Niederschlagsmenge. Eventuell entsteht dieser enorme Rückgang im Modell durch einen numerischen Fehler. Im trockenen Norden gibt es Zonen, in denen der Wert der Bodenfeuchte so gering ist, dass eine Erhöhung der Bodenfeuchte kaum einen Effekt zeigt. Ein Tagesgang ist hier ebenfalls nicht zu verzeichnen. An der Küste bei Accra und südwestlich von Parakou ist eine Erhöhung durch Niederschlag im Modell vorhanden.

Im Referenzlauf kommt es um 12 UTC zu einem Rückgang der hohen Bodenfeuchtwerte im Westen des Modellgebietes durch die zunehmende Sonneneinstrahlung. Zwischen 12° N und 14° N wird eine starke Zunahme im Vergleich zum Referenzlauf erreicht, da zusätzliche Niederschläge im Modell produziert werden, die den Boden feuchter werden lassen (Abbildung 6.1). Im westlichen Küstenabschnitt ist die Differenz zwischen den Rechnungen mit und ohne Erhöhung zurückgegangen.

Um 18 UTC hat die Bodenfeuchte des Referenzlaufes durch modellierten Niederschlag auch im Osten des Modellgebietes im Bereich von 8° N bis 14° N zugenommen. Die Werte im Südwesten liegen allgemein auf einem hohen Bodenfeuchteniveau.

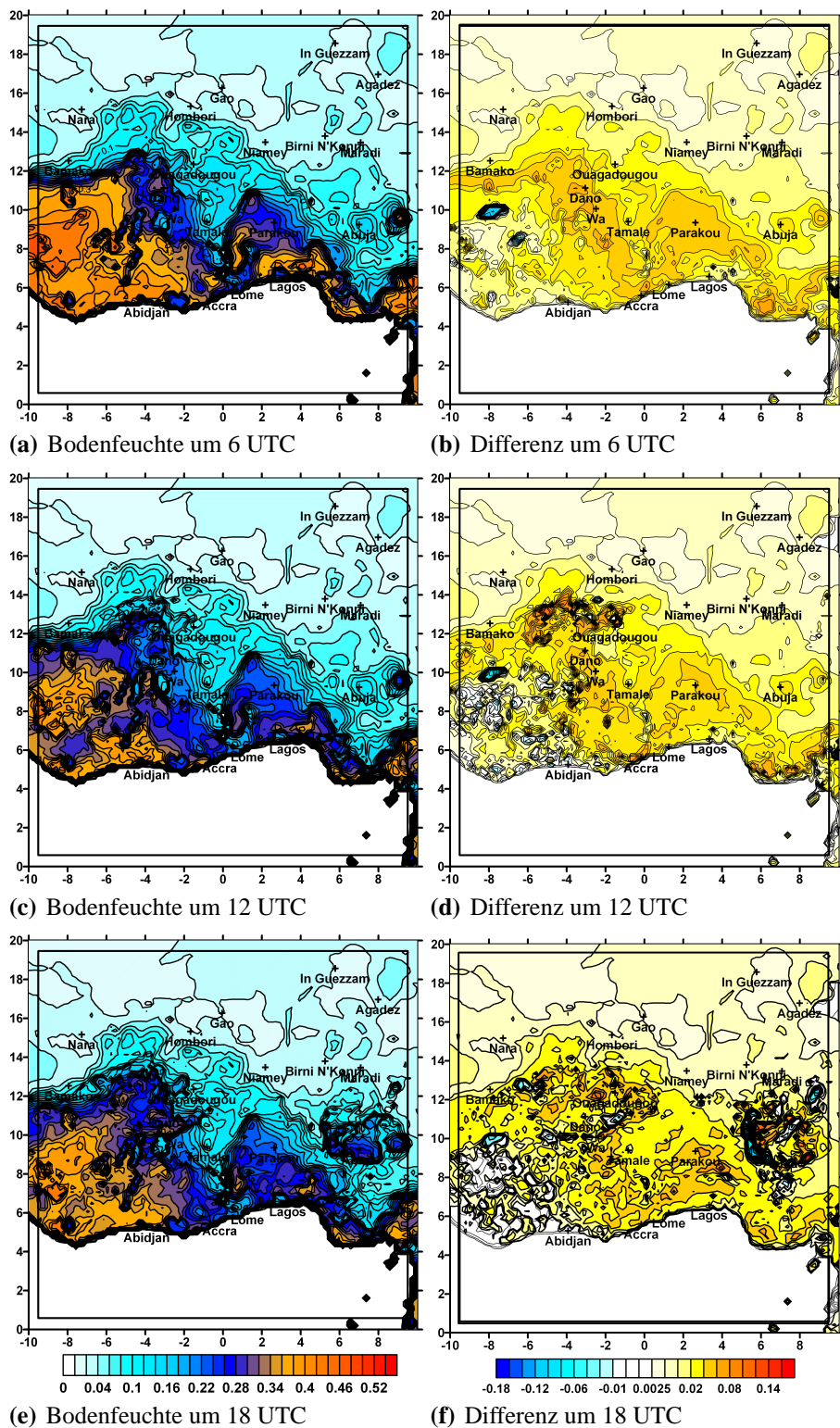


Abbildung 6.2: Bodenfeuchtefeld in m^3/m^3 in 1 cm Tiefe für den Referenzlauf (a), (c) und (e) am 21. April 2004 und für die Differenz zwischen der Bodenfeuchte mit Erhöhung des Initialfeldes um 25 % und dem Referenzfeld für eine Auflösung von 14 km (b), (d) und (f).

Im Südwesten über dem Festland ist der Unterschied zwischen den Simulationen zurückgegangen und die Bodenfeuchtwerte haben sich dort den Rechnungen ohne Erhöhung angeglichen. Starke Unterschiede zeigen sich auch in der Differenz im Osten, wobei sowohl Zunahmen wie auch Abnahmen simuliert werden. Hier zeichnet sich ganz deutlich der modifizierte Niederschlag im Bodenfeuchtefeld um 18 UTC ab (Abbildung 6.1).

6.2.3 Differenz der Wolkenbedeckung

Nach Eltahir (1998) nimmt der Wasserdampfgehalt in der Grenzschicht zu, wenn man die Bodenfeuchte erhöht, sodass ein höherer Bewölkungsgrad entsteht.

Um 6 UTC sind kaum Änderungen in der Bewölkung über dem Land zu erkennen (Abbildung 6.3). Nur im Osten des Modellgebietes in den Bereichen höherer Geländeform sind Änderungen der Bewölkung zu verzeichnen. Über dem Ozean sind Zu- und Abnahmen der Bewölkung vorhanden. Das Muster ist jedoch nicht einheitlich.

Die Differenzen der Bewölkung um 12 UTC zeigen östlich von Parakou einen Bereich, in dem die Bewölkung in Nordwest-Südost-Richtung mit einer Erstreckung über 600 km zugenommen hat. Allerdings treten Bereiche mit erhöhter und reduzierter Bewölkung nahe beieinander vor allem im Südwesten des Modellgebietes auf. Aus Abbildung 6.3 lässt sich entnehmen, dass an den Stationen Niamey, Parakou, Accra und Abidjan ein höherer Bewölkungsgrad vorhanden ist, während Lagos und Bamako keine Unterschiede in der Bewölkung aufweisen. Folge der zunehmenden Bewölkung ist eine höhere Niederschlagssumme an den Stationen Parakou und Abidjan (Tabelle 6.1). Eine reduzierte Bewölkung weist die Station Tamale auf. Keine Änderung der Wolkenbedeckung existiert nach Norden hin ab einer Breite von 14° N.

Auch um 18 UTC sind die Unterschiede regional geprägt. Während ein höherer Bewölkungsgrad an den Stationen Parakou, Ouagadougou und Tamale simuliert wird, hat die Bewölkung an den Stationen Bamako, Abidjan und Niamey einen Rückgang zu verzeichnen. Durch den erhöhten Bewölkungsgrad an der Station Tamale fiel mehr Niederschlag (Tabelle 6.1). Im Osten des Modellgebietes ist ein Band zu erkennen, innerhalb dessen eine Abnahme der Bewölkung zu sehen ist. Im Westen tritt jedoch wieder ein Feld auf, in dem Zu- und Abnahmen gleichermaßen vorkommen. Die Annahme von Eltahir (1998), dass ein höherer Bewölkungsgrad vorliegt, ist hiermit nicht bestätigt worden, da die Wechselwirkungen zwischen Oberflächenänderungen und der Atmosphäre komplexere Betrachtungsweisen erfordern.

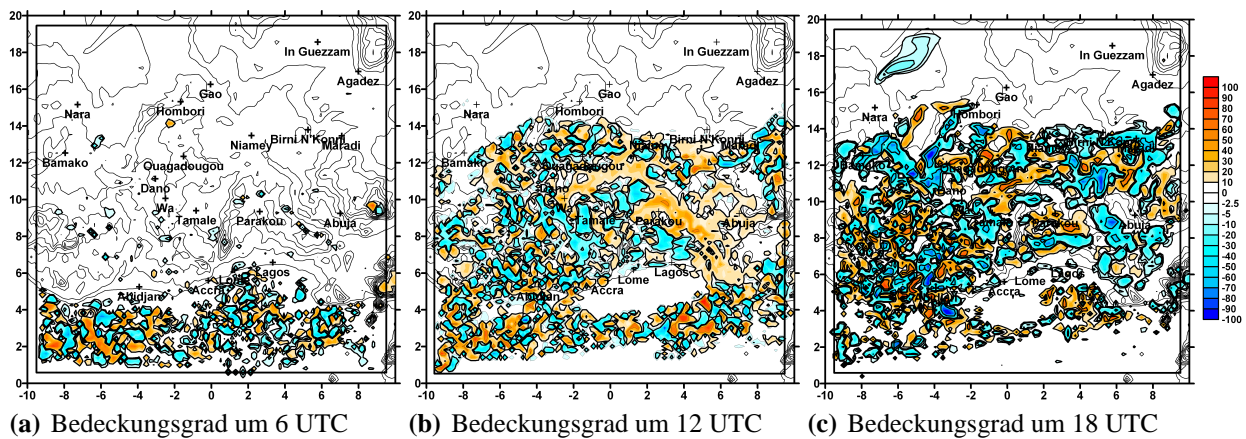


Abbildung 6.3: Absolute Differenz der Wolkenbedeckung zwischen der Simulation mit Erhöhung der Initialbodenfeuchte um 25 % mit einer Auflösung von 14 km und dem Referenzlauf am 21. April 2004.

6.2.4 Simulierte Temperatur in 2 m Höhe

Die simulierte Temperatur für eine Auflösung von 14 km und 7 km lässt sich mit derjenigen ohne Erhöhung der Bodenfeuchte in Relation setzen (Abbildung 6.4). Deutliche Unterschiede sind um 12 UTC vorhanden. Die Temperatur an den Stationen Ada und Abidjan im Süden des Simulationsgebietes für die Auflösung von 14 km ist ungeändert geblieben. Für alle anderen Stationen wird eine Temperaturabnahme modelliert, die größtenteils auf die Zunahme der Bewölkung an den Stationen zurückzuführen ist (Abbildung 6.3). An den Stationen Dori, Ouagadougou, Ouahigouya, Ada, Ho, Kumasi, Tamale, Wa, Wenchi und Parakou wurde bis 12 UTC mehr Niederschlag simuliert, der zu einer Verdunstungsabkühlung am Boden führt. Die größten Abnahmen der Temperatur sind in Dedougou und Ouahigouya mit über 2 K Differenz zu beobachten. In Ouahigouya ($13,57^\circ$ N und $2,42^\circ$ W) ist die Bewölkung zu diesem Zeitpunkt dichter als für den Referenzlauf. Die Bodenfeuchte ist an der Station um 12 UTC höher (vgl. Abbildung 6.2). Die Änderungen sind im Bezug auf die anderen Stationen im Allgemeinen moderat. Eine Zunahme der Temperatur ist an keiner der Stationen zu verzeichnen.

Bei der Rechnung mit 7-km-Auflösung fällt die Temperatur nur an 7 von 14 Stationen um bis zu 3,5 K in Gaoua geringer aus (Tabelle A.11). An den Stationen Gaoua, Fada N’Gourma und Parakou, an denen der Temperaturrückgang über 1 K beträgt, ist der Bewölkungsgrad um 12 UTC sehr hoch (nicht abgebildet). Niederschlag fällt nur an der Station Parakou zwischen 6 UTC und 12 UTC. 6 Stationen zeigen erhöhte Werte mit einer Abweichung bis zu 0,5 K gegenüber der Vergleichsrechnung, wobei die Änderungen in Dori und Po nur 0,2 K betragen. Die Temperatur-

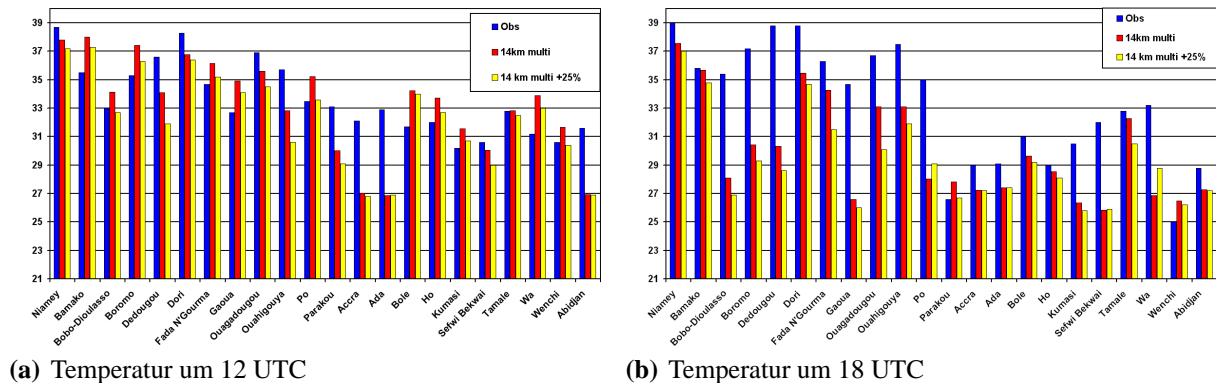


Abbildung 6.4: Temperatur in °C in 2 m Höhe am 21. April 2004 um 12 UTC und 18 UTC (Obs: Beobachtungen, 14 km multi: Temperatur des Referenzlaufes, 14 km multi +25 %: mit Erhöhung der Initialbodenfeuchte um 25 % für eine Auflösung von 14 km).

erhöhung in Dedougou ist auf reduzierte Bewölkung zurückzuführen. Die Abnahme der Temperatur an den Stationen Fada N’Gourma und Ouagadougou wird durch stärkere Bewölkung verursacht. Die Temperatur in Parakou sinkt durch die Advektion kalter Luft aus dem Süden. Ebenso ist dies für die Stationen Boromo und Gaoua der Fall.

Um 18 UTC liegt die modellierte Temperatur bei 18 der 22 Stationen für die Simulation mit Erhöhung der Bodenfeuchte niedriger (Abbildung 6.4). Die Zunahme der Temperatur in Po und Wa ist darauf zurückzuführen, dass weniger Niederschlag in Wa fiel und die Bewölkung an beiden Stationen lockerer ist. An den meisten Stationen wurde jedoch mehr Niederschlag simuliert, was zu einer Verdunstungsabkühlung führte. Kein Unterschied zu den Referenzwerten wurde an den Stationen Accra und Ada simuliert.

Am Abend ist an 8 der 14 Stationen für die Simulation mit einer Auflösung von 7 km die Temperatur durch die Verdunstungskälte aufgrund gefallenen Niederschlages reduziert (Abbildung A.11). Die größte Abweichung tritt an der Station Wa mit einer Differenz von 5,1 K auf. In Po wird mehr Niederschlag produziert. Der Großteil fällt jedoch erst nach 18 UTC, sodass die Temperatur in Po um 18 UTC noch wesentlich höher liegt als für den Lauf ohne Erhöhung der Bodenfeuchte, bei dem zwischen 17 und 19 UTC Niederschlag simuliert wird.

6.2.5 Zusammenfassung

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass bei Erhöhung der Initialbodenfeuchte um 25 % am 21. April 2004 fast im gesamten Modellgebiet mehr Niederschlag für eine Auflösung von 14 km an

65 % der Stationen simuliert wird. Dabei liegt der simulierte Wert der einzelnen Stationen im Mittel um 0,7 mm höher als der des Referenzlaufes. Die Größenordnung der Änderung des Niederschlages ist mit etwa ± 10 mm dieselbe wie der Niederschlag selbst. Bei der höher aufgelösten Simulation von 7 km wird an 64 % der Stationen mehr Niederschlag berechnet. Die Änderungen fallen hier höher aus als für die Simulation mit 14 km. Wie bereits zuvor erwähnt, wurden die Rechnungen des Referenzlaufes mit dem Zweischichtenbodenmodell durchgeführt, sodass bereits die Anfangsbedingungen ohne Erhöhung der Bodenfeuchte differieren. Im Durchschnitt fallen 1,8 mm mehr Niederschlag. Für die Simulation mit der Gitterweite von 14 km zeigen 7 von 23 Stationen eine bessere Übereinstimmung mit den Messwerten als der Referenzlauf. Eine Verbesserung des Niederschlages in Bezug auf den Messwert wurde für die Auflösung mit 7 km für 6 von 14 Stationen simuliert, aber genauso viele Stationen weisen eine Verschlechterung auf.

Die Temperatur in 2 m Höhe bleibt am Morgen zuerst für einen Großteil der Stationen konstant und nimmt dann durch die erhöhte Bewölkung und Niederschlagsmenge am Mittag und Abend für die Simulation mit einer Gitterauflösung von 14 km ab. Die größte Temperaturabnahme wird um 18 UTC an der Station Ouagadougou mit einer Differenz von 3 K zur Referenzsimulation erzielt. Durchschnittlich betragen die Temperaturrückgänge an den Stationen 1 K (die 6 UTC Termine ausgeschlossen).

Für die Modellierung mit einer Auflösung von 7 km ist ein Temperaturrückgang am Morgen und am Abend festzustellen. Um 12 UTC jedoch ist an etwa gleich vielen Stationen eine Ab- wie eine Zunahme zu verzeichnen. Die Rückgänge liegen im Mittel bei 1,1 K.

Änderungen in der Bodenfeuchte um 0 UTC werden zusätzlich durch den gefallenen Niederschlag im Laufe des Tages modifiziert, sodass Rückkopplungseffekte auftreten. Der Niederschlag setzt an den meisten Stationen nicht früher ein, die Intensität der Zellen verstärkt sich jedoch. Möglicherweise hat die Erhöhung der Temperatur Konvektion ausgelöst, die wiederum Wolkenbildung und reduzierte Einstrahlung bewirkt.

6.3 Reduzierung der Initialbodenfeuchte um 25 %

6.3.1 Niederschlag des LM

Auch für eine Reduzierung der Bodenfeuchte liegen die Differenzen des Niederschlages zwischen Referenzlauf und Simulation mit etwa ± 10 mm im Bereich der Größenordnung des Niederschlages. Grob kann man sagen, dass in denjenigen Bereichen Abnahmen im Niederschlag zu verzeichnen sind, in denen für eine Erhöhung Zunahmen auftraten und umgekehrt (Abbildungen 6.1 und 6.5), was jedoch nicht unbedingt den Erwartungen entspricht, da unter anderem die Oberflächentemperatur in der vierten Potenz in die Energiebilanzgleichung 6.2 eingeht. Das Niederschlagsmaximum des Referenzlaufes, welches bei etwa 8° N und 6° W liegt, ist für die Simulation mit Reduzierung der Initialbodenfeuchte immer noch vorhanden, aber die Intensität hat von 120 mm auf 100 mm abgenommen (Abbildung 6.5).

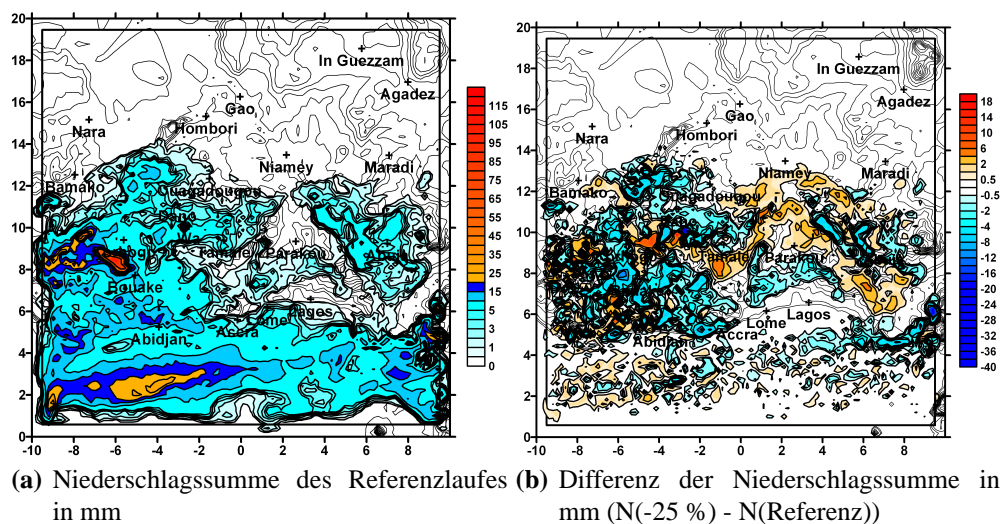


Abbildung 6.5: Vergleich der simulierten Niederschlagssumme am 21. April 2004. (a) zeigt die Rechnung mit einer Auflösung von 14 km und Mehrschichtenmodell des Referenzlaufes und (b) die Differenz zwischen Reduzierung der Initialbodenfeuchte um 0 UTC um 25 % mit ansonsten gleichen Einstellungen und Referenzlauf (N = Niederschlag).

Die Werte, die bei etwa 9° N, westlich und östlich des Maximums liegen, haben sich erhöht. Südlich von Parakou sowie an der Küste im Westen des Modellgebietes hat sich die Niederschlagsmenge verringert. Abnahmen sind auch im Bereich von 10° N bis 12° N im Westen mit einer zusammenhängenden Fläche über 200 km^2 zu verzeichnen. Das Niederschlagsgebiet im Osten des Modellgebietes hat sich weiter nach Süden und Westen ausgedehnt und an Intensität zugenom-

men. Mehr Niederschlag fällt auch südlich von Tamale in zuvor niederschlagsfreien Bereichen. Differenzen des Niederschlages treten ebenso über dem Ozean auf. Die Änderungen sind jedoch gering. Insgesamt betrachtet ergibt sich für 12 von 23 Stationen eine Verbesserung in der Vorhersage der Niederschlagssumme. Nur 7 von 23 Stationen weisen eine schlechtere Berechnung der Tagessumme des Niederschlages auf. Im Westen des Modellgebietes ist bevorzugt eine Abnahme des Niederschlages zu verzeichnen, während für die Simulation mit Erhöhung der Bodenfeuchte ein einheitliches Bild erkennbar war.

Bei der Simulation mit 7-km-Auflösung (hier nicht dargestellt) hat sich die maximale Niederschlagsmenge von 110 mm auf 105 mm innerhalb des Modellgebietes reduziert. Das Maximum hat sich nach Osten verschoben und befindet sich westlich von Tamale. Konvektive Zellen mit hohen Niederschlagsmengen treten im Bereich von Gaoua, Wa und Tamale auf. Eine Zunahme ist allerdings in einem Breitengradbereich von 8° N bis 11° N vor allem im Osten des Simulationsgebietes zu verzeichnen. Im Gegensatz zur Auflösung von 14 km zeigen nur die Ergebnisse für 5 von 14 Stationen eine Verbesserung der modellierten Niederschlagssumme im Vergleich zum Referenzlauf. Bei der Mehrzahl der Stationen (9 von 14) tritt eine Verschlechterung des Gesamtniederschlages in Bezug auf die Messungen ein. Die Nordgrenze des Niederschlages hat sich im Osten nach Norden bis in das Gebiet von Niamey und Dori verschoben. Für die Stationen Bamako, Niamey und Dori für die Rechnungen mit einer Auflösung von 14 km wird kein Niederschlag simuliert, wie es auch schon die Referenzsimulation berechnet (Tabelle 6.2). Zusätzlich wird für die Stationen Ouagadougou und Ho kein Niederschlag modelliert. Die Niederschlagsmenge reduziert sich an 15 von 23 Stationen, während an 4 Stationen keine Änderung auftritt. Die Zunahmen an den Stationen Bobo-Dioulasso, Boromo und Parakou liegen unter 0,5 mm. An der Station Fada N’Gourma ändert sich die Tagesniederschlagssumme um 1,3 mm.

Bei der höheren Gitterauflösung wurde bei der Hälfte der Stationen eine Verringerung des Niederschlages beobachtet, wobei die Abnahme an der Station Wa mit etwa 19 mm sehr markant ist. Die Erhöhungen der Niederschlagssumme fallen für Ouagadougou und Tamale genauso extrem aus. In Ouagadougou steigt die Niederschlagsmenge von 0,3 mm auf 18,4 mm und in Tamale von 2,5 mm auf 22,1 mm. Nur an der Station Dori wird die gleiche Niederschlagssumme modelliert. Deshalb zeigt sich für das Verhalten der Reduzierung der Niederschlagssumme für die Auflösung von 7 km kein einheitliches Bild. Auch hier sei noch einmal darauf hingewiesen, dass von vornherein Differenzen durch die verschiedene Anzahl an Bodenschichten in den Rechnungen für die Auflösung von 7 km gegeben sind.

Tabelle 6.2: Vergleich der simulierten Niederschlagsmengen in mm pro Tag an denjenigen Gitterpunkten, die den Stationen am nächsten liegen. Neben den Messungen (Obs) sind die Simulationen ohne (14 km, 7 km) und mit Verringerung der Initialbodenfeuchte (14 km -25 %, 7 km -25 %) eingetragen. Stationen ohne modellierte Niederschlagsangaben liegen außerhalb des Simulationsgebietes. Die Stationen sind nach Ländern (alphabetisch) von Norden nach Süden angeordnet.

Station	Obs	14 km	14 km -25 %	7 km	7 km -25 %
Niamey	0	0	0	0	0,1
Bamako	0	0	0		
Bobo-Dioulasso	0	5,4	5,7	5,8	4,5
Boromo	0,2	1,3	1,4	2,3	2,1
Dedougou	0	9,3	4,5	8,9	3,1
Dori	0	0	0	0	0,5
Fada N’Gourma	0	0,2	1,5	0,4	0,5
Gaoua	10	3,2	2,7	5,2	2,9
Ouagadougou	0	0,7	0	0,3	18,4
Ouahigouya	0	0,8	0,7		
Po	0	1,5	1,4	1,4	0,1
Parakou	1	0,1	0,5	0,1	3,8
Accra	0	2,3	1,7		
Ada	0	3,5	3,1		
Bole	21	1	0,4	0,7	7,4
Ho	0	0,3	0		
Kumasi	2	7	4,6		
Sefwi Bekwai	0	3,4	2,8		
Tamale	8,4	5,1	2,4	2,5	22,1
Wa	9	26,1	9	7,6	6,4
Wenchi	35,9	4	0,8	7,7	0,2
Lagos	0	0,3	0,3		
Abidjan	0	6,8	6,6		

6.3.2 Bodenfeuchtefeld in 1 cm Tiefe

Bei Verringerung der Bodenfeuchte um 25 %, zeigen sich nördlich von 14° N geringe Unterschiede im Differenzfeld, da der Boden im Norden schon sehr trocken war und dadurch quasi das Bodenfeuchtefeld des Referenzlaufes zwischen etwa 16° N und 20° N verwendet wurde (Abbildung 6.6). Deutlich erkennbar ist die Abnahme der Bodenfeuchte nach Süden hin, da dort der Anfangswassergehalt höher liegt. Um 6 UTC treten entlang der Küste große Änderungen durch die gesetzten Anfangsbedingungen auf. Über der Landoberfläche zeichnet sich dasselbe Muster wie im Referenzfeld der Bodenfeuchte (Abbildung 6.6 a) ab. Der Gradient im Bereich von Bamako im Referenzfeld tritt allerdings nicht so stark in Erscheinung.

Um 12 UTC sind kaum Änderungen im Vergleich zu 6 UTC festzustellen. Zwischen 12° N und 14° N ist eine weitere Abnahme zu verzeichnen, die auf reduzierte Niederschläge in diesem Gebiet zurückzuführen ist (Abbildung 6.5). Bei etwa 6° W und 7° N existiert ein Gebiet, in dem die Bodenfeuchte durch gefallene Niederschlagsmengen zugenommen hat. Zusätzlich ist dort der Wert im Referenzlauf geringer als in der Umgebung. Nördlich davon hat sich zwischen 6 UTC und 12 UTC eine starke Niederschlagszelle entwickelt, die hohe Niederschlagssummen im Modell erzeugte (nicht abgebildet).

Am Abend um 18 UTC existieren einige Bereiche im Süden, bei denen die Differenzen auf null zurückgegangen sind. Auch im Osten des Modellgebietes ist dies der Fall, obwohl die Bodenfeuchte im Referenzlauf zwischen 9° N und 12° N aufgrund von Niederschlag angestiegen ist. Ein starker Rückgang der Bodenfeuchte ist zwischen 9° N und 10° N und 5° O bis 6° O durch geringeren Niederschlag zu verzeichnen. Südöstlich von Maradi bei 8° O und 12° N weist die Simulation eine lokale Zunahme der Bodenfeuchte auf. Ebenso ist dies östlich von Bamako und in einem Bereich von 5° W bis 2° W und 9° N bis 11° N der Fall. Die Zunahmen bis zu $0,06 \text{ m}^3/\text{m}^3$ sind um 18 UTC durch gefallenen Niederschlag in geringer Erstreckung durch kleinskalige konvektive Zellen entstanden. Die Struktur der Differenz des Bodenfeuchtefeldes um 18 UTC ist dem für eine Erhöhung sehr gleichartig. Speziell zeigen die Cluster im Osten des Modellgebietes und im Bereich von 5° W bis 1° W und 10° N bis 14° N ein sehr ähnliches, teilweise inverses Muster.

6.3.3 Differenz der Wolkenbedeckung

Um 6 UTC sind die Änderungen in der Bewölkung über dem Land noch gering (Abbildung 6.7). Über dem Ozean sind allerdings große Unterschiede zu verzeichnen, wobei Zu- und Abnahmen der Bewölkung auftreten. Dabei ist nicht eindeutig, welche Änderung über dem Golf von Guinea überwiegt. Über dem Festland treten lokale Abnahmen der Bewölkung auf, die jedoch gering sind.

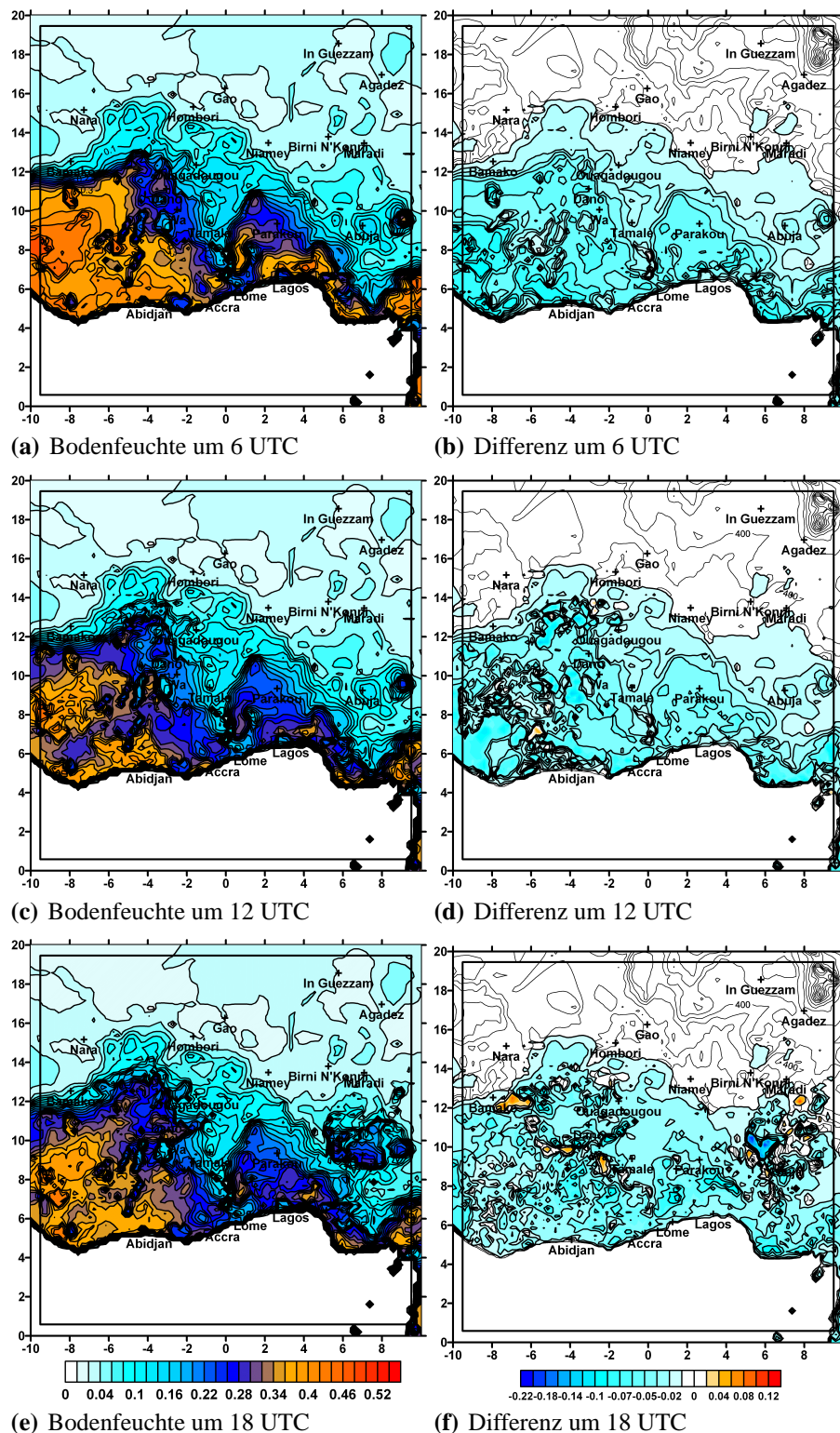


Abbildung 6.6: Bodenfeuchtfeld in m^3/m^3 in 1 cm Tiefe für den Referenzlauf (a), (c) und (e) am 21. April 2004 und Differenz zwischen der Bodenfeuchte mit Verringerung der Initialbodenfeuchte um 25 % und dem Referenzfeld für eine Auflösung von 14 km (b), (d) und (f).

Deutliche Änderungen sind um 12 UTC zu verzeichnen. Für die Station Accra wird weniger Niederschlag simuliert als für den Referenzlauf (Abbildung 6.2), obwohl keine Änderung um 12 UTC im Bewölkungsgrad existiert. Im Bereich von 11° N bis 14° N hat der Wolkenbedeckungsgrad zugenommen. In der Umgebung von Parakou existiert eine starke Abnahme der Bewölkung in einem zusammenhängenden Bereich von über 600 km in zentraler und 300 km in meridionaler Richtung. Die Stationen Wa, Tamale und Parakou liegen innerhalb der Zone mit reduzierter Bewölkung. Wesentlich weniger Niederschlag als in der Referenzsimulation entsteht in Wa und Tamale. In diesem Gebiet entsteht bei erhöhter Bodenfeuchte mehr Bewölkung (Abbildung 6.3 b).

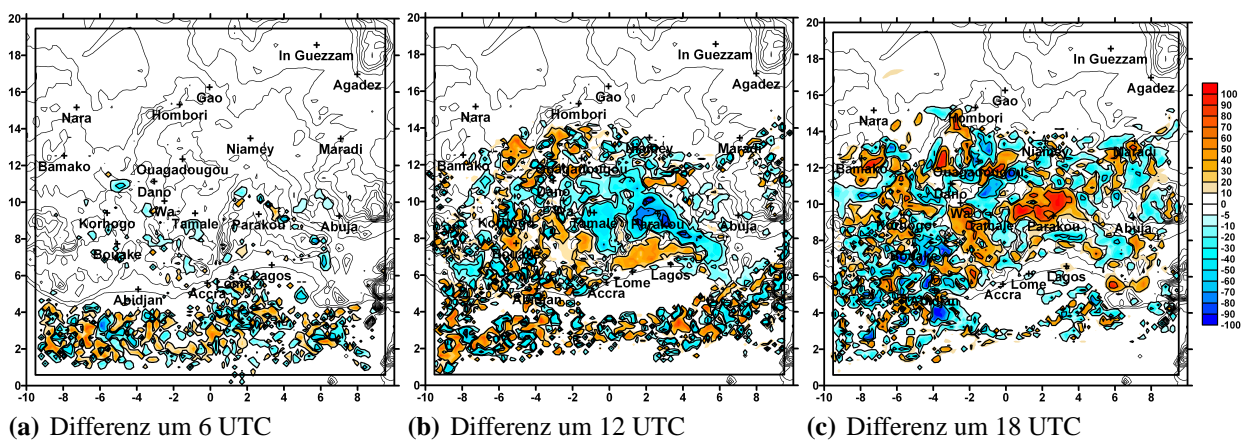


Abbildung 6.7: Absolute Differenz der Wolkenbedeckung zwischen der Simulation mit Verringerung der Initialbodenfeuchte um 25 % mit einer Auflösung von 14 km und dem Referenzlauf am 21. April 2004.

Sehr markante Bewölkungsunterschiede kommen um 18 UTC vor. Teile nördlich von Parakou sowie im Westen der Stationen Wa und Tamale treten durch einen gestiegenen Wolkenbedeckungsgrad hervor. Zu diesem Zeitpunkt ist an den Stationen Parakou, Bamako und Lagos Bewölkung entstanden, während für die Stationen Abidjan, Tamale, Ouagadougou und Niamey eine reduzierte Bewölkung vorhanden ist. Im Nordosten der vorhandenen Differenzen und im Südwesten des Modellgebietes ist eher eine Verringerung der Bewölkung zu verzeichnen. Im Gegensatz zum Referenzlauf wird an der Station Ouagadougou kein Niederschlag simuliert. Auch am Abend sind die Felder der Differenz der Bewölkung teilweise invers zu denen mit erhöhter Bodenfeuchte. Im Bereich von Tamale und Wa produziert das Modell mit Verringerung der Bodenfeuchte mehr Bewölkung, während eine Abnahme für den Lauf mit gesteigerter Bodenfeuchte zu verzeichnen ist. Auch hier kann man nicht schließen, dass bei Reduzierung der Bodenfeuchte überall ein verringertes Wasserangebot vorhanden ist, dass die Konvektion und somit den Niederschlag hemmt.

6.3.4 Simulierte Temperatur in 2 m Höhe

Eine Herabsetzung der Bodenfeuchte (Abbildung 6.6) bewirkt für den 21. April 2004 deutliche Veränderungen in der Temperatur. Bereits um 6 UTC steigt die Temperatur in 2 m Höhe an 15 von 22 Stationen (ohne Abbildung). Für 5 der 15 Stationen ist zwischen 0 UTC und 6 UTC weniger Niederschlag im Modell gefallen. Die Temperaturunterschiede zum Referenzlauf sind gering. Die höchste Abweichung tritt an der Station Bobo-Dioulasso mit einer Zunahme der Temperatur um 1,3 K auf, was vermutlich durch die starke Reduzierung der Bodenfeuchte an der Station von $0,25 \text{ m}^3/\text{m}^3$ auf $0,2 \text{ m}^3/\text{m}^3$ zustande kommt (Abbildung 6.2). Außerdem ist die spezifische Feuchte an der Station von 18,7 g/kg auf 18 g/kg gesunken. In Fada N’Gourma, Ouagadougou, Ada, Sefwi Bekwai und Abidjan bleibt die Temperatur unverändert. Geringe Abnahmen der Temperatur von 0,1 K sind an den nördlich gelegenen Stationen Niamey und Bamako zu verzeichnen. Der Bodenwassergehalt in Niamey ändert sich durch die Verringerung der Bodenfeuchte nicht, da die Station zuvor sehr geringe Werte aufwies.

Um 12 UTC tritt eine Temperaturzunahme an 82 % der 22 verfügbaren Stationen für die Auflösung von 14 km auf (Abbildung 6.8). Keine Änderung der Temperatur wird für die südlich gelegenen Stationen Accra, Ada und Abidjan, sowie für Niamey modelliert. An den Stationen Dedougou, Ouagadougou, Ouahigouya, Wenchi und Parakou lässt sich die Temperaturerhöhung durch die Abnahme des Niederschlages erklären. Eine Temperaturzunahme aufgrund des Rückgangs der Bewölkung wird für die Stationen Gaoua, Po, Tamale und Wa erzielt (Abbildung 6.7). Die spezifische Feuchte ist an den meisten Stationen zurückgegangen. Warmluftadvektion durch Winde aus nördlicher Richtung an den Stationen Bamako und Dori transportiert trockene, heiße Luft nach Süden.

Die verbesserte Auflösung von 7 km zeigt um 12 UTC für alle Stationen eine Erhöhung der Temperatur um maximal 5,1 K an der Station Parakou (Tabelle A.12). Weniger Niederschlag wird zwischen 6 UTC und 12 UTC an den Stationen Dedougou, Wenchi und Parakou simuliert. Der Bewölkungsgrad fällt an den Stationen Boromo, Dori, Gaoua und Wa geringer aus. Dadurch kann die Einstrahlung stärker wirken. Advektion wärmerer Luft aus dem Süden aus Bereichen geringerer Bewölkung führt an den Stationen Bobo-Dioulasso und Ouagadougou zu einem Temperaturanstieg (ohne Abbildung).

Eine Zunahme der Temperatur um 18 UTC für eine Auflösung von 14 km ist nur noch bei 13 von 22 Stationen mit dem Maximum an der Station Po mit der Temperaturdifferenz von 3,4 K gegeben (Abbildung 6.8). Davon wird für 7 von den 13 Stationen weniger Niederschlag als im Referenzlauf modelliert. Ein geringerer Bewölkungsgrad tritt in Niamey und in Bobo-Dioulasso auf. An der Station Dori führt die Advektion wärmerer Luft zu einer Temperaturerhöhung. An den Stationen Boromo und Bamako weist die spezifische Feuchte am Boden um 18 UTC deutlich

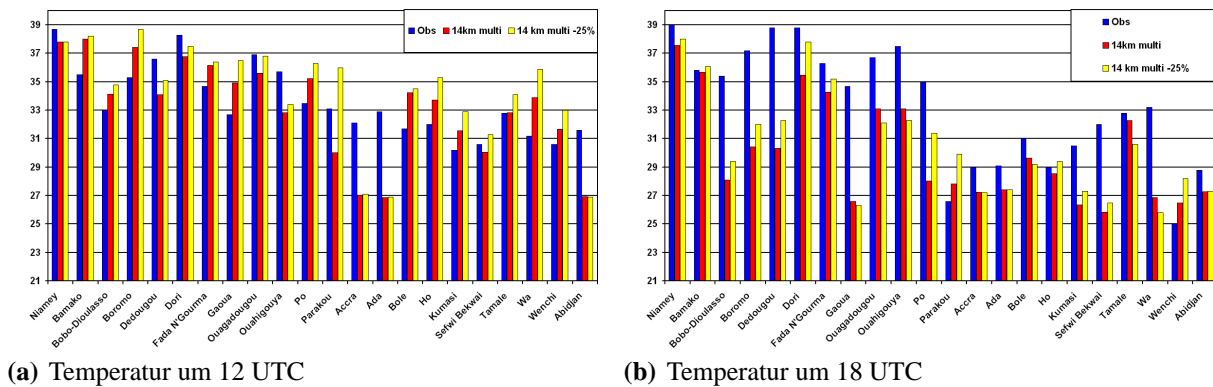


Abbildung 6.8: Temperatur in °C in 2 m Höhe am 21. April 2004 um 12 UTC und 18 UTC (Obs: Beobachtungen, 14 km multi: Temperatur des Referenzlaufes, 14 km multi +25 %: mit Verringerung der Initialbodenfeuchte um 25 % für eine Auflösung von 14 km).

niedrigere Werte als im Referenzlauf auf. 6 Stationen zeigen eine Abnahme der Temperatur um bis zu 1,9 K in Tamale. In Tamale und Wa wird aufgrund konvektiver Zellen mehr Niederschlag simuliert, der zu einer Verringerung der Temperatur in 2 m Höhe führt. Die Station Bole weist zu diesem Zeitpunkt einen höheren Bedeckungsgrad auf. Der latente Wärmestrom ist an den Stationen Ouahigouya und Ouagadougou im Norden höher als im Referenzlauf, was zu einer stärkeren Verdunstung und somit zu einer Abnahme der Temperatur führt.

Bei der Betrachtung der 2m-Temperatur für eine Auflösung von 7 km liegen 57 % der Werte bis zu 8,9 K (Maximum in Po) höher (Tabelle A.12). Die Temperaturzunahme hängt an den meisten Stationen mit einer Abnahme des gefallenen Niederschlages am Nachmittag zusammen (Tabelle 6.2). Der Temperaturwert in Po liegt deutlich höher als im Referenzlauf, da um 18 UTC kein Niederschlag modelliert wird, während für die Referenzsimulation 1,2 mm um 18 UTC berechnet werden. Zunahmen der Temperatur hängen an den Stationen Fada N'Gourma, Tamale und Dedougou mit geringerer Bewölkung zusammen (Abbildung 6.7). In Dori und Tamale resultiert eine höhere Temperatur infolge von Warmluftadvektion aus dem Süden. Für Gaoua ändert sich die Temperatur nicht. Abnahmen werden an den Stationen Ouagadougou, Bole, Wa, Niamey und Parakou um bis zu 6,4 K an der Station Wa modelliert. Während in Wa und Parakou um 18 UTC Niederschlag simuliert wird, bleiben die Stationen im Referenzlauf trocken. An den Gitterpunkten für Ouagadougou und Bole fällt für beide Modellierungen Niederschlag, aber bei Verringerung der Bodenfeuchte um 0 UCT wird eine höhere Niederschlagsmenge an den Gitterpunkten simuliert.

6.3.5 Zusammenfassung

Abschließend lässt sich sagen, dass bei Verringerung der Bodenfeuchte um 25 % am 21. April 2004 ein deutliches Signal erkennbar ist. Die Niederschlagsmenge nimmt an der Mehrzahl der Stationen sowohl für eine Auflösung von 14 km (im Mittel mit 2,2 mm) als auch für 7 km (im Mittel mit 2,7 mm) ab, wobei die Aussage für eine Gitterweite von 7 km nur bedingt richtig ist, weil an 6 von 14 Stationen eine Zunahme des Niederschlages simuliert wird. Insgesamt betrachtet ergibt sich bei einer Auflösung von 14 km für 13 von 23 Stationen eine Verbesserung in der Vorhersage der Niederschlagssumme. Nur 6 von 23 Stationen weisen eine schlechtere Berechnung der Tagessumme des Niederschlages auf. Bei der Simulation für eine Auflösung von 7 km zeigen nur die Berechnungen für 5 von 14 Stationen eine Verbesserung gegenüber dem Referenzlauf.

Die Zunahme der Temperatur ist teilweise sehr groß. Um 6 UTC und um 12 UTC ist eine Zunahme der Temperatur an fast allen Stationen zu verzeichnen. Am Abend wird jedoch sowohl für die Simulation mit einer Auflösung von 14 km als auch für 7 km für manche Stationen auch ein Temperaturrückgang simuliert. Die größte Temperaturänderung tritt um 12 UTC an der Station Parakou mit einer Differenz von 6 K auf. Im Mittel werden Temperaturerhöhungen von 1 K erreicht. Die einfache Betrachtungsweise ist hier aufgrund der Komplexität der interagierenden Prozesse nicht ausreichend, da Fernwirkungen und Rückkopplungseffekte auftreten können.

Kapitel 7

Zusammenfassung

Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurden Simulationen mit dem Lokal-Modell (LM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) für ein Gebiet in Westafrika mit unterschiedlichen Auflösungen und Modellierungszeiträumen durchgeführt. Die Ergebnisse konnten mit Beobachtungsdaten (Bodendaten von synoptischen Stationen und Radiosondendaten) verglichen werden. Für die erste Episode im Juni 2004 wurde die Konvektionsparametrisierung nach Tiedtke mit verschiedenen Schließungen angewandt. Es folgten Modellrechnungen mit Auflösungen 14 km, 7 km und 2,8 km für den 20. April 2004 und zusätzlich Sensitivitätsstudien mit Auflösungen von 14 km und 7 km für den 21. April 2004, um die Änderung in der Auslösung von Konvektion durch Variation der Bodenfeuchte um $\pm 25\%$ zu untersuchen, die als Eingangsparameter bei der Initialisierung der LM-Läufe eingeht.

Für die erste Episode vom 1. - 6. Juni 2004 zeigte das LM Schwierigkeiten in der Modellierung des Niederschlages für alle Simulationen mit einer Auflösung von 7 km. Das liegt daran, dass am 2. Juni 2004 ein wetterbestimmendes MCS über die GME-Antriebsdaten nicht an das LM übergeben wird. Das Ergebnis ist, dass für alle Auflösungen zu geringe Niederschlagsmengen modelliert werden. Für die anderen Tage, der 2. Juni 2004 ausgeschlossen, wird für alle Auflösungen und Konvektionsschemata zu viel Niederschlag simuliert. Auf Schwierigkeiten mit den Eingangsdaten (GME) für das LM wurde auch schon in Arbeiten im Rahmen des IMPETUS-Projektes in Benin und Marokko hingewiesen (Speth et al. 2004). Die Probleme der Überschätzung des Niederschlages in Intensität und Ausdehnung, vor allem im Bezug auf die Orographie, sind allgemein bekannt, aber die Gründe dafür noch nicht abschließend verstanden. Fehlerquellen können auch dadurch gegeben sein, dass das LM für diese Auflösung einen Flächenwert einer Größe $7\text{ km} \times 7\text{ km}$ berechnet, während die Stationen Punktmessungen liefern.

Große Unterschiede sind in der Temperatur in 2 m Höhe und in der spezifischen Feuchte zu er-

kennen, die durch die differierende Bewölkung und Niederschlagsmenge zwischen Modell und Beobachtungen erklärt werden können. Bezüglich der anderen meteorologischen Größen kann festgestellt werden, dass die Windrichtungen in 10 m Höhe für alle Tage den Messwerten entsprechen. Leider steht für diese Periode nur ein Radiosondenaufstieg pro Tag (außer dem 1. Juni 2004, für den kein Radiosondenaufstieg vorliegt) an der Station Ouagadougou in Burkina Faso zur Verfügung, sodass die meteorologischen Bedingungen in der gesamten Grenzschicht nicht eindeutig herausgearbeitet werden können. Es lässt sich jedoch sagen, dass die Temperatur und Windrichtung in einem Höhenbereich von 200 hPa bis 850 hPa für alle simulierten Tage im Juni 2004 konsistent mit den Radiosondenmessungen sind. Die Geschwindigkeit des Jets wird, bis auf den 6. Juni 2004, stark unterbewertet, was die Verlagerung der konvektiven Systeme beeinflusst. Dabei wird die Position des Jets vom Modell richtig wiedergegeben. Der Niederschlag wird für diese Periode täglich nach dem gleichen Schema induziert. Im Südosten des Modellgebietes entsteht oft schon am Vormittag dynamisch erzwungene Hebung an Berghängen. Außerdem bilden sich im Nordwesten des Modellgebietes konvektive Zellen, die sich nach Süden ausdehnen und deren Verlagerungsgeschwindigkeit der Richtung der Höhenströmung entgegengesetzt ist. Feuchte Luft wird durch die südliche Monsunströmung nach Norden verfrachtet und liefert die Voraussetzung für die Entstehung von weiterem Niederschlag. In den Mittagsstunden entsteht durch Konvergenz ein Hebungsgebiet im Bereich von Ouagadougou, indem sich starke Wolkensysteme entwickeln, die nach Süden propagieren.

Der Lauf mit einer Auflösung von 2,8 km, der zusätzlich für den 1. Juni 2004 durchgeführt wurde, bringt keine Verbesserung der Ergebnisse. Die Niederschlagsmengen erhöhen sich zusätzlich. Das Konvektionsschema mit der TKE-Schließung zeigt für den 2. Juni 2004 die beste Übereinstimmung mit den Messwerten. Allerdings ist die Differenz zwischen dem im LM voreingestellten Tiedtke-Schema mit einer Schließung basierend auf Kuo (1965) und den Ergebnissen der TKE-Schließung gering.

Bei den LM-Simulationen am 20. und 21. April 2004 liefern die Resultate gute Übereinstimmungen mit den Messungen. Die Rechnungen mit einer höheren Auflösung zeigen deutlich bessere Ergebnisse sowohl für die betrachteten Stationswerte von Temperatur in 2 m Höhe, spezifische Feuchte, Taupunkt als auch für den Niederschlag im Vergleich zur Modellierung für eine Gitterabstandsweite von 14 km. Die Simulationen mit Verwendung des Mehrschichtenbodenmodells zeigen eine bessere Annäherung an die Messwerte im Vergleich zu den Rechnungen mit dem Zweischichtenmodell. Leider standen für die Auflösungen von 2,8 km nicht genügend Stationen zum Vergleich zur Verfügung, da das Modellgebiet erheblich verkleinert werden musste (10° N - 14° N; 4° W - 0°). Die Lage der Konvergenzzone zwischen Harmattan und Südostpassat wird vom LM nicht korrekt simuliert, sodass die Stationen, die in diesem Bereich liegen, teilweise große Ab-

weichungen zu den Modellergebnissen aufweisen.

Bei den Radiosondenvergleichen am 20. April 2004 liefern die höher aufgelösten Simulationen bessere Ergebnisse für die Stationen Ouagadougou und Niamey. Der Feuchteverlauf unterhalb von 925 hPa ist für die Auflösung von 2,8 km korrekt von den Simulationen wiedergegeben. Der Jet in 500 hPa über der Station Ouagadougou wird von allen Simulationen gut erfasst, während er an der Station Niamey deutlich überschätzt wird. Das LM simuliert eine gut durchmischte Grenzschicht bis in Höhen von 825 hPa, während die gemessene Grenzschichtobergrenze wesentlich tiefer liegt. Ebenso modelliert das LM am 21. April, im Gegensatz zu den Messdaten, eine gut durchmischte Grenzschicht, deren Obergrenze aber mit den Messwerten übereinstimmt. Simulierte Temperatur- und Windrichtungsprofile passen gut zu den Messungen. Differenzen sind nur in den Profilen der spezifischen Feuchte ersichtlich. Die Simulationen für genestete Gebiete für die Auflösungen von 7 km und 2,8 km konnten nur ohne Mehrschichtenmodell gerechnet werden, da es Probleme mit den numerischen Einstellungen im Modell gab.

Die Ergebnisse der Sensitivitätsstudien bestätigen die Erwartungen, dass bei einer Erhöhung der Bodenfeuchte um 25 % auf das Gesamtgebiet bezogen mehr Niederschlag fällt. Dabei ist die Größenordnung der Änderung des Niederschlages mit etwa ± 10 mm dieselbe wie der Niederschlag selbst. Für die Simulation mit einer Auflösung von 14 km fällt an 16 von 23 Stationen eine höhere Niederschlagssumme mit einer mittleren Steigerung von 30 %. An 9 von 14 Stationen wird für die Auflösung von 7 km mehr Niederschlag simuliert. Die Simulationsergebnisse für den Niederschlag weichen jedoch stärker von den Stationsmessungen ab. An den meisten Stationen ist ein Temperaturrückgang zu verzeichnen. Allerdings gibt es auch Bereiche im Modell, in denen weniger Niederschlag produziert wird und die Temperatur höher liegt als im Mittel.

Ebenso wird für die Verringerung der Bodenfeuchte um 25 % erwartet, dass weniger Niederschlag fällt. Auch hier beträgt die Größenordnung der Änderung des Niederschlages gleich der im Mittel gefallenen Niederschlagssumme. An 15 von 23 Stationen wird für die Simulation mit der Auflösung von 14 km ein Rückgang der Niederschlagsmenge mit einer mittleren Abnahme von 33 % simuliert. Für die Auflösung von 7 km zeigen gleich viele Stationen eine Ab- wie eine Zunahme der Niederschlagsmenge. Genauso existieren für die Simulationen mit Verringerung der Bodenfeuchte Gebiete mit erhöhtem Niederschlag und einem Temperaturrückgang. Für die Rechnungen mit einer Gitterweite von 14 km zeigen die Niederschlagssummen eine deutlich bessere Übereinstimmung mit den Messungen als der Referenzlauf. Für eine Auflösung von 7 km ist dies jedoch nicht der Fall.

Die Ergebnisse zeigen, wie sensitiv das Modell auf eine geringe Variation der Bodenfeuchte um ± 25 % reagiert und wie komplex die Zusammenhänge sind.

Literatur

- Aeronet, Satellitenarchiv. <http://www-imk.fzk.de/tro/ACP/AERONET.html>.
- Dundee Satellite Station, Satellitenbildarchiv. <http://www.sat.dundee.ac.uk/>.
- Klimakarte von Afrika. http://www.geolinde.musin.de/afrika/html/t_afrnatvegetation.htm.
- Russisches Wetterarchiv. http://meteo.infospace.ru/wcarch/html/e_sel_stn.sht?adm=34.
- Acheampong, P. K. (1982). Rainfall anomaly along the coast of Ghana - Its nature and causes. *Geogr. Ann.* 64, 199–211.
- Adeyewa, Z. D. und K. Nakamura (2003). Preliminary study of rainfall and storm structure over Africa with TRMM precipitation radar data. *Meteorologische Zeitschrift* 12, 197–202.
- Bachner, S. (2002). *Analysis of African Easterly Waves and associated convection using a non-hydrostatic limited-area model*. Ph. D. thesis, Meteorologisches Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.
- Bolton, D. (1984). Generation and propagation of African Squall Lines. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 110, 695–721.
- Carlson, T. N. (1969). Some remarks on African disturbances and their progress over the Tropical Atlantic. *Monthly Weather Review* 97, 716–726.
- Chalon, J. P., G. Jaubert und J. P. Lafore (1988). The West African Squall Line observed on 23 June 1981 during COPT81: Mesoscale Structure and Transports. *Journal of Atmospheric Science* 45, 2744–2763.
- Davies, H. C. (1976). A lateral boundary formulation of multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 102, 405–418.
- Debois, M., T. Kayiranga, B. Gnamien, S. Guessous und L. Picon (1988). Characterization of some elements of the Sahelian climate and their interannual variations for July 1983, 1984 and 1985 from the analysis of METEOSAT ISCCP data. *Journal of Climate* 1, 867–904.

- Dümenil, L. und H.-S. Bauer (1999). http://www.uni-hohenheim.de/~hsbauer/REPORT_247-Report_247_new.html.
- Doms, G., G. Förstner, E. Heise, H.-J. Herzog, M. Raschendorfer, R. Schrodin, T. Reinhardt und G. Vogel (2005). *A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM - Part II Physical parameterization*. Offenbach: Deutscher Wetterdienst (DWD). 140 Seiten.
- Doms, G. und U. Schättler (2002). *A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM - Part I Dynamics and Numerics*. Offenbach: Deutscher Wetterdienst (DWD). 140 Seiten.
- Doms, G. und U. Schättler (2003). *Kurze Beschreibung des Lokal-Modells LM und seiner Datenbanken auf dem Datenserver (DAS) des DWD*. Offenbach: Deutscher Wetterdienst (DWD). 65 Seiten.
- Duvel, J. P. (1989). Convection over Tropical Africa and the Atlantic Ocean during northern summer. Part I: Interannual and Diurnal Variations. *Monthly Weather Review* 117, 2782–2799.
- Duvel, J. P. (1990). Convection over Tropical Africa and the Atlantic Ocean during northern summer. part II: Modulation by Easterly Waves. *Monthly Weather Review* 118, 1855–1868.
- Eltahir, E. A. B. (1998). A soil moisture-rainfall feedback mechanism 1. Theory and Observations. *Water Resources Research* 34(4), 765–776.
- Eltahir, E. A. B. und C. Gong (1996). Dynamics of wet and dry years in West Africa. *Journal of Climate* 9, 1030–1042.
- Flohn, H., D. Henning und H. C. Korff (1974). Possibilities and limitations of a large-scale water budget in the Sahel-Soudan belt of Africa. *Meteorologische Rundschau* 27, 97–100.
- Foken, T. (2003). *Angewandte Meteorologie. Mikrometeorologische Methoden*. Springer Verlag. 290 Seiten.
- Folland, C. K., T. N. Palmer und D. E. Parker (1986). Sahel rainfall and worldwide sea temperature 1901 - 1985. *Nature* 320, 602–607.
- Fontaine, B. und S. Janicot (1992). Wind-field coherence and its variations over West Africa. *Journal of Climate* 5, 512–524.
- Fontaine, B. und S. Janicot (1995). Sea Surface Temperature fields associated with West African rainfall anomaly types. *Journal of Climate* 9, 2935–2940.
- French White Book (2001, September). French White Book - On African monsoon and its various components.

- Gallée, H., W. Moufouma-Okia, O. Brasseur, I. Dupays, P. Marbaix, C. Massager, R. Ramel und T. Lebel (2004). A high-resolution simulation of a West African rainy season using a regional climate model. *Journal of Geophysical Research* 109, 1–13.
- Garratt, J. R. (1994). *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press. 435 Seiten.
- Gong, C. und E. Eltahir (1996). Sources of moisture for rainfall in West Africa. *Water Resources Research* 32, 3115–3121.
- Hastenrath, S. (1991). *Climate Dynamics of the Tropics*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 455 Seiten.
- Holton, J. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press. 535 Seiten.
- Houze, R. A. (1977). Structure and dynamics of a Tropical Squall Line system. *Monthly Weather Review* 105, 1540–1567.
- Kain, S. J. und J. M. Fritsch (1993). Convective parameterization of mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. *Meteorological Monographs: The representation of cumulus convection in numerical models* 24(46), 165–170.
- Kamara, I. (1986). The origins and types of rainfall in West Africa. *Weather* 41, 48–56.
- Kessler, A. (1968). *Globalbilanzen von Klimaelementen. Ein Beitrag zur allgemeinen Klimatologie der Erde*, Volume 3. 141 Seiten.
- Kessler, E. (1969). On the distribution and continuity of water substance in the atmospheric circulations. *Meteorological Monographs Vol. 10*, 32.
- Kuo, H. L. (1965). On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *Journal of the Atmospheric Sciences* 22, 40–63.
- Laing, A. G. und J. M. Fritsch (1993). Mesoscale convective complexes in Africa. *Monthly Weather Review* 121, 2254–2263.
- Lamb, P. J. (1983). West African water variations between recent contrasting Subsaharan droughts. *Tellus A*35, 198–212.
- Lamb, P. J. und R. A. Pepler (1992). Further case studies of Tropical Atlantic surface atmospheric and oceanic patterns associated with Sub-Saharan drought. *Journal of Climate* 5, 476–488.
- Lemaitre, Y. und J. Testud (1986). Observations and modelling of Tropical Squall Lines observed during the 'COPT79' experiment. *Ann. Geophys.* 4B, 21–36.
- Leroux, P. J. (1983). West African water vapour variations between recent contrasting Subsaharan rainy seasons. *Tellus* 35 A, 198–212.

- Liljequist, G. H. und K. Cihak (1990). *Allgemeine Meteorologie*. Vieweg Verlag. 396 Seiten.
- Long, M., D. Entekhabi und S. E. Nicholson (2000). Interannual variability in rainfall, water vapor flux, and vertical motion over West Africa. *Journal of Climate* 13(21), 3827–3841.
- Mathon, V. (2001). Etude climatologique des systemés convectifs de méso-échelle en Afrique de l'ouest. *PhD thesis Paris VII*, 250 pp.
- Mathon, V., A. Diedhiou und H. Laurent (2002). Relationship between Easterly Waves and mesoscale convective systems over the Sahel. *Geophysical Research Letters* 29(0), 1–4.
- Mathon, V. und H. Laurent (2000). Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 127, 377–406.
- McGarry, M. M. und R. J. Reed (1978). Diurnal variations in convective activity and precipitation during phases I and II of GATE. *Monthly Weather Review* 106, 101–113.
- McGregor, J. L. (1997). Regional climate modelling. *Atmospheric Physics* 63.
- Mellor, G. und T. Yamada (1974). A hierarchy of turbulent closure models for planetary boundary layers. *Journal of Atmospheric Science* 31, 1791–1806.
- Nicholson, S. E. (1981). Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa. *Monthly Weather Review* 109, 2191–2208.
- Nicholson, S. E. und J. P. Grist (2003). The seasonal evolution of the atmospheric circulation over West Africa and Equatorial Africa. *Journal of Climate* 16, 1013–1029.
- Oke, T. R. (1987). *Boundary layer climates*. Methuen & CO. 435 Seiten.
- Omotosho, J. B. (1985). The separate contribution of line squalls, thunderstorms and the monsoon to the total rainfall in Nigeria. *J. Climatol.* 5, 543–552.
- Payne, S. W. und M. M. McGarry (1977). The relationship of satellite inferred convective activity to Easterly Waves over West Africa and the adjacent ocean during phase III of GATE. *Monthly Weather Review* 105, 413–420.
- Peixoto, J. P. und G. O. P. Obasi (1965). Humidity conditions over Africa during the IGY. *Scientific Report 7, Planetary Circulations Project AF19(628)-2408*, 143 pp.
- Peters, M. (1988). *Niederschlagsstrukturen im Sahel und Folgerungen für die Paläosynoptik*. No.35. Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover.
- Rauber, R. M., J. E. Walsh und D. J. Charlevoix (1999). *Severe and Hazardous Weather*. Kendall/Hunt Publishing Company. 318 Seiten.

- Redelsberger, J.-L., A. Diongue, A. Diedhiou, J.-P. Ceron, M. Diop, J.-F. Gueremy und J.-P. Lafore (2002). Multi-scale description of a Sahelian synoptic weather system representative of the West African monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 128, 1229–1257.
- Reed, R. J. (1978). The structure and behaviour of Easterly Waves over West Africa and the Atlantic. *Meteorology over the tropical oceans Royal Meteorological Society*, 57–72.
- Reed, R. J., A. Hollingsworth, W. A. Heckley und F. Delsol (1988a). An evaluation of the ECMWF operational system in analyzing and forecasting Easterly Wave disturbances over Africa and the Tropical Atlantic. *Monthly Weather Review* 116.
- Reed, R. J. und K. D. Jaffe (1981). Diurnal variation of summer convection over West Africa and the tropical Eastern Atlantic during 1974 and 1978. *Monthly Weather Review* 109, 2527–2534.
- Reed, R. J., D. C. Norquist und E. E. Recker (1977). The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Monthly Weather Review* 105, 317–333.
- Rogers, R. R. (1976). A short course in cloud physics. *International Series in Natural Philosophy* 84, 851–859.
- Rowell, D. P. und J. R. Milford (1993). On the generation of African Squall Lines. *Journal of Climate* 6, 1181–1193.
- Schumacher, C. und R. A. J. Houze (2004). Mesoscale convective systems over the Sub-Saharan Africa and the Tropical East Atlantic. *Departure of Atmospheric Sciences*.
- Sogalla, M., A. Krüger und M. Kerschgens (2005). Mesoscale modelling of interactions between rainfall and the land surface in West Africa. *Meteorology and Atmospheric Physics* 91, 405–418.
- Speth, P., B. Diekkrüger und M. Christoph (2004). *IMPETUS Westafrika - Integratives Management-Projekt für einen effizienten und tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika: Fallstudien für ausgewählte Flusseinzugsgebiete in unterschiedlichen Klimazonen*. Universität Köln und Universität Bonn.
- Sultan, B., C. Baron, M. Dingkuhn, B. Sarr und S. Janicot (2005). Agricultural impacts of large-scale variability of the West African monsoon. *Agricultural and Forest Meteorology* 128, 93–110.
- Sultan, B. und S. Janicot (2003). The West African monsoon dynamics. part II: The 'PRE-ONSET' and the 'ONSET' of the summer monsoon. *Journal of Climate* 16(21), 3407–

3427.

Tetzlaff, G. und M. Peters (1988). A composite study of early summer Squall Lines and their environment over West Africa. *Meteorol. Atmos. Phys.* 38, 153–163.

Thorncroft, C. D., C. Davis, R. A. Houze, R. H. Johnson, S. A. Rutledge und B. F. Smull. Multi-scale observations and modeling of West African tropical systems: AMMA weather.

Tiedtke, M. (1989). A comprehensive mass flux scheme for cumulus-parameterization in large-scale models. *Monthly Weather Review* 117, 1779–1799.

Vizy, E. K. und K. H. Cook (2002). Development and application of a mesoscale climate model for the tropics: Influence of sea surface anomalies on the West African monsoon. *Journal of Geophysical Research* 107.

Wauthy, B. (1983). Introduction à la climatologie du Golfe de Guinée.

Anhang A

Anhang

Tabelle A.1: Messstationen in Burkina Faso und in Ghana mit geographischer Länge (lon) und Breite (lat) mit den Abkürzungen aus Abbildung 4.17). Die synoptischen Stationen sind alphabetisch nach Land angeordnet.

Stationserkennung	Station	Land	lat	lon
BOD	Bobo-Dioulasso	Burkina Faso	11,17	-4,32
BOR	Boromo	Burkina Faso	11,75	-2,93
DED	Dedougou	Burkina Faso	12,47	-3,48
FNG	Fada N’ Gourma	Burkina Faso	12,03	0,37
GAO	Gaoua	Burkina Faso	10,33	-3,18
OUA	Ouagadougou	Burkina Faso	12,35	-1,52
PO	Po	Burkina Faso	11,15	-1,15
BOL	Bole	Ghana	9,03	-2,48
TAM	Tamale	Ghana	9,5	-0,85
WA	Wa	Ghana	10,05	-2,5
WEN	Wenchi	Ghana	7,75	-2,1

Tabelle A.2: Vergleich der gemessenen (Obs) und simulierten (Sim) Temperatur in °C am 2. Juni 2004. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox von 7 km × 7 km, während die Messung einen Punktwert liefert.

Station	6 Uhr Obs/Sim	12 Uhr Obs/Sim	18 Uhr Obs/Sim
Bobo-Dioulasso	24,5/22,8	21/28,6	23,6/26,1
Boromo	26,8/26,5	21,2/32,5	25/26,1
Dedougou	21,5/26,8	26,8/33,7	25,6/29,5
Fada N'Gourma	20,6/25,5	26/35,3	27/28,2
Gaoua	24/24,4	21,7/30,5	24,3/26,2
Ouagadougou	24,4/25,7	23,2/31,9	27,4/30,4
Po	24,6/25,3	22,3/32,8	24,9/28,2
Bole	23/25,3	25,5/29,3	26,2/28,9
Tamale	23/23,7	26,4/28,2	26,7/27,4
Wa	24,3/24,5	23,1/31,2	25,4/27,4
Wenchi	22,2/23,1	27,1/25,8	25,9/25,8

Tabelle A.3: Vergleich der gemessenen (Obs) und simulierten (Sim) Taupunkte in °C am 2. Juni 2004. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox von 7 km × 7 km, während die Messung einen Punktwert liefert. Die synoptischen Stationen sind alphabetisch nach Land angeordnet (Burkina Faso, Ghana).

Station	6 Uhr Obs/Sim	12 Uhr Obs/Sim	18 Uhr Obs/Sim
Bobo-Dioulasso	21,9/21,9	19,1/21,6	20,3/22,2
Boromo	22,5/21,9	19,7/23,4	20,5/22,6
Dedougou	21/22,8	19,9/22,8	20,2/22,1
Fada N'Gourma	19,5/21,3	22,4/22,2	23,4/23,6
Gaoua	22,5/21,9	20,7/22,2	21,2/22,4
Ouagadougou	21,4/22	20,6/22,3	21,4/22,3
Po	22,7/22,4	21,6/22,6	22,3/22,9
Bole	21,7/21,8	21,9/22,8	22/21,7
Tamale	22,1/22	22,9/24,3	23,3/23,6
Wa	22,1/22,7	20,9/21,9	21,4/22,4
Wenchi	21,1/21,6	22,3/23,6	22/23,5

Tabelle A.4: Vergleich der gemessenen (Obs) und simulierten (Sim) Windrichtung in $^{\circ}$ und Windgeschwindigkeit in m/s am 2. Juni 2004. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox von $7 \text{ km} \times 7 \text{ km}$, während die Messung einen Punktwert liefert. Bei nicht eingetragenen Werten war die Windgeschwindigkeit null. Die synoptischen Stationen sind alphabetisch nach Land sortiert (Burkina Faso, Ghana).

Station	Richtung 6 UTC	Betrag 6 UTC	Richtung 12 UTC	Betrag 12 UTC	Richtung 18 UTC	Betrag 18 UTC
Bobo-Dioulasso	219/180	2/3,7	194/180	4/3,4	180/181	2/3,6
Boromo	-/169	0/1,9	260/210	3/3,4	-/183	0/4,4
Dedougou	80/164	5/1,8	180/180	3/4,1	-/147	0/1,4
Fada N’Gourma	199/206	4/1,6	0/212	3/2,7	219/180	2/2,3
Gaoua	180/180	2/3,1	180/181	4/3,2	-/180	0/3,2
Ouagadougou	264/180	1/1,8	264/181	1/3,2	198/180	1/1,8
Po	198/180	2/2,8	-/180	0/3,6	-/1	0/1,4
Bole	172/180	1/2,3	194/181	2/3	-/181	0/4,1
Tamale	204/180	1/2,2	238/180	1/3,3	-/181	0/3,6
Wa	202/180	2/2,6	168/181	2/3	-/181	0/3,7
Wenchi	-/181	0/1,8	198/181	1/1,2	225/181	1/2,5

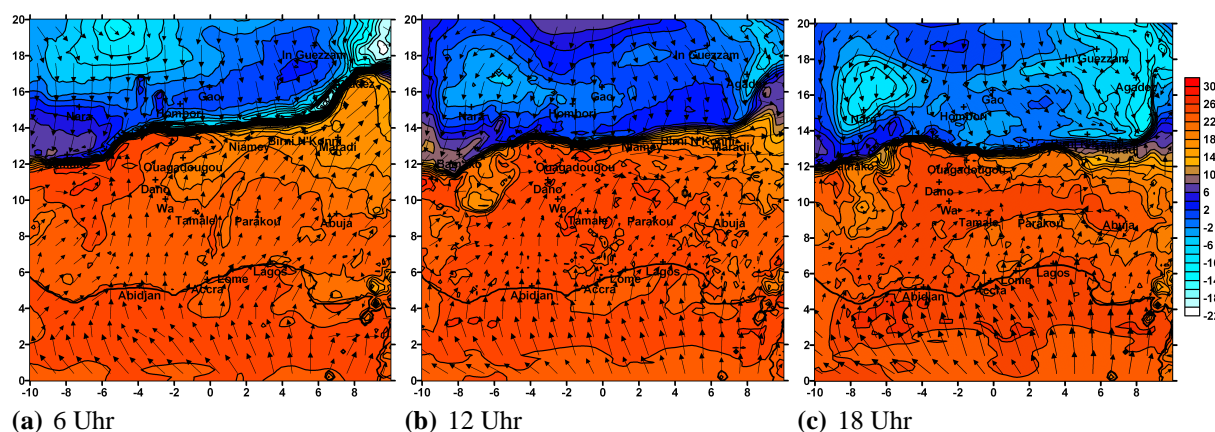


Abbildung A.1: Taupunkt in $^{\circ}\text{C}$ in 2 m Höhe, berechnet mit dem Mehrschichtenmodell mit einer Auflösung von 14 km am 20. April 2004 um 6, 12 und 18 UTC.

Tabelle A.5: Vergleich der gemessenen (Obs) und simulierten (Sim) Temperatur in °C in 2 m Höhe am 20. April 2004 um 6 UTC. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox von 14 km × 14 km bzw. 7 km × 7 km, während die Messung einen Punktwert liefert. Die synoptischen Stationen sind alphabetisch nach Land sortiert. Stationen ohne modellierte Temperaturangaben liegen außerhalb des Simulationsgebietes.

Station	Obs	Sim 14 km	Sim 14 km ml	Sim 7 km	Sim 2,8 km
Niamey	32,1	28,7	29,3		
Bamako	28	27,4	26,4		
Bobo-Dioulasso	27,5	25,1	25,2	25,7	
Boromo	28,1	27	26,7	25,4	26,4
Dedougou	28,3	28,8	28,4	26	25
Dori	28,2	31,1	30,1	30,1	
Fada N'Gourma	28,1	28,3	28,3	28,1	
Gaoua	27,6	25,8	25,5	24,9	26
Ouagadougou	30,6	28,3	27,7	28	27
Ouahigouya	28,4	28,5	28,1		
Po	27,4	27,3	26,8	26,8	26,7
Accra	25,2	26,6	26,6	24,4	
Ada	26	26,8	26,8	26,9	
Bole	25,5	26,1	26	26,2	
Ho	24,2	24,7	25,8	24,3	
Kumasi	24,4	23,9	23,8	23,7	
Sefwi Bekwai	24,8	24	23,9	24	
Tamale	27,1	27,2	26,8	26,9	
Wa	27,3	26,4	26,1	26	25,6
Wenchi	24,4	24,5	24,4	24,3	
Parakou	24,2	24,9	24,7		
Lome	26	24,6	24,4	24,4	
Abidjan	27,8	26,6	26,6	26,6	

Tabelle A.6: Vergleich der gemessenen (Obs) und simulierten (Sim) Temperatur in °C in 2 m Höhe am 20. April 2004 um 12 UTC. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox von 14 km × 14 km bzw. 7 km × 7 km, während die Messung einen Punktwert liefert. Die synoptischen Stationen sind alphabetisch nach Land sortiert. Stationen ohne modellierte Temperaturangaben liegen außerhalb des Simulationsgebietes.

Station	Obs	Sim 14 km	Sim 14 km ml	Sim 7 km	Sim 2,8 km
Niamey	39,8	38,9	39,4		
Bamako	37,7	38,3	39		
Bobo-Dioulasso	35,2	25,2	25,8	25,8	
Boromo	36,9	28,8	29,3	30,7	33,6
Dedougou	38,5	29,4	28,2	31,7	31,6
Dori	38,7	37,9	38,5	38,2	
Fada N’Gourma	37	33,1	33,1	34,3	
Gaoua	36	34,8	34,3	31,6	35,5
Ouagadougou	36,9	30,2	29,8	31,4	27,8
Ouahigouya	39	38,7	38,5		
Po	37,2	28,4	29,8	28,1	36,1
Accra	32,1	28	28,1	31,8	
Ada	32,9	27,1	27,1	27,7	
Bole	34,4	34,5	33,6	34,1	
Ho	32,5	33,4	32,8	28,4	
Kumasi	30,6	30,3	28	29,9	
Sefwi Bekwai	31,1	28,1	27,5	29	
Tamale	36,1	35,6	35,5	35,7	
Wa	35,7	34,7	33,8	29	29,7
Wenchi	31,9	30,4	29,7	30,3	
Parakou	33	32,5	32,8		
Lome	32	35	33,6	33,8	
Abidjan	31,5	27,1	27,2	26,8	

Tabelle A.7: Vergleich der gemessenen (Obs) und simulierten (Sim) Temperatur in °C in 2 m Höhe am 20. April 2004 um 18 UTC. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox von 14 km × 14 km bzw. 7 km × 7 km, während die Messung einen Punktwert liefert. Die synoptischen Stationen sind alphabetisch nach Land sortiert. Stationen ohne modellierte Temperaturangaben liegen außerhalb des Simulationsgebietes.

Station	Obs	Sim 14 km	Sim 14 km ml	Sim 7 km	Sim 2,8 km
Niamey	40,4	36,1	36,6		
Bamako	38,5	37,2	36,1		
Bobo-Dioulasso	34	25,9	25,9	26,6	
Boromo	38,6	28,3	28,1	28,6	29,5
Dedougou	39	31,3	31,1	31	31,1
Dori	38	35,6	34,6	35,9	
Fada N'Gourma	37,1	34,4	34,7	34,7	
Gaoua	29,3	26,5	27,1	27	30,8
Ouagadougou	38,7	32,1	31,2	32,6	32,8
Ouahigouya	38,7	36,1	35		
Po	37	30,9	30,7	29,9	28,8
Accra	28,7	26,5	26,7	26,5	
Ada	29,6	27,5	27,5	27,7	
Bole	31,7	27,2	30	27	
Ho	28,4	28,3	28	27,6	
Kumasi	28,5	25,5	25,2	25,5	
Sefwi Bekwai	29,1	25,7	25,3	25,6	
Tamale	32,1	27	26,9	26,4	
Wa	34,1	26,9	27,2	26,7	29,7
Wenchi	29,7	26,4	26,8	27,1	
Parakou	30,3	25	24,8		
Lome	29,2	27,6	27,6	27,3	
Abidjan	29,5	26,7	26,8	26,5	

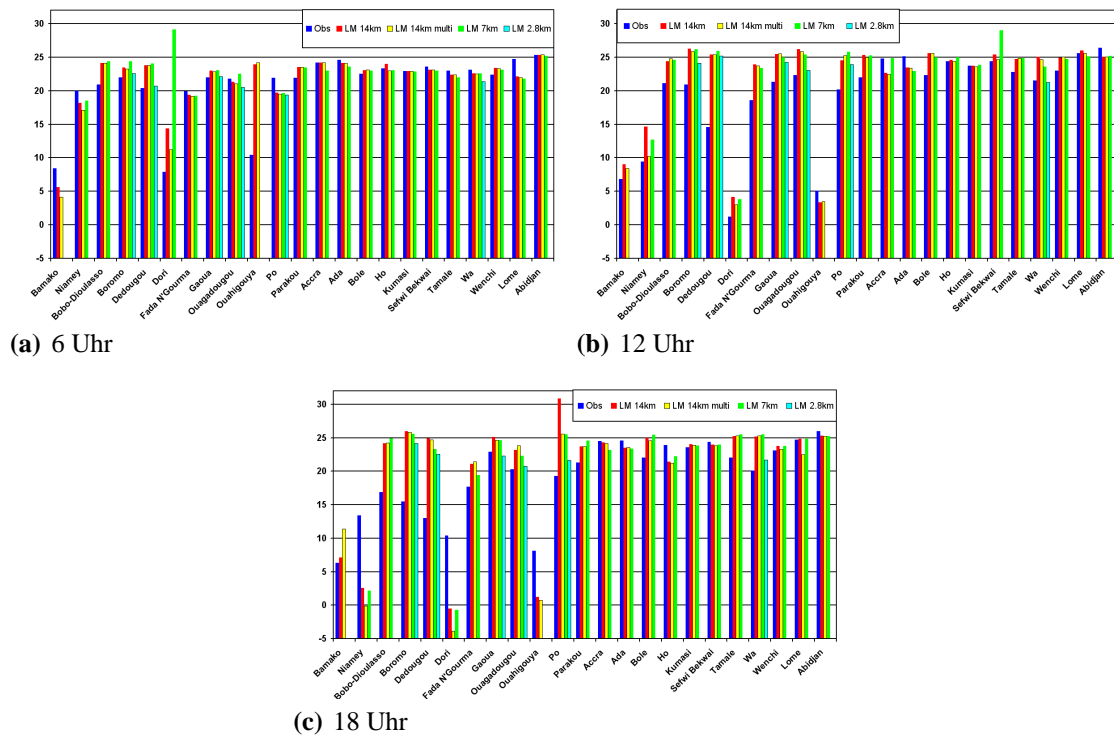


Abbildung A.2: Vergleich der Taupunkte in °C in 2 m Höhe am 20. April 2004 um 6, 12 und 18 UTC.

Tabelle A.8: Vergleich der gemessenen (Obs) und simulierten (Sim) spezifischen Feuchte in g/kg an der Oberfläche am 20. April 2004 um 6 UTC. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox von 14 km × 14 km bzw. 7 km × 7 km, während die Messung einen Punktwert liefert. Die synoptischen Stationen sind alphabetisch nach Land angeordnet. Stationen ohne modellierte Feuchteangaben liegen außerhalb des Simulationsgebietes.

Station	Obs	Sim 14 km	Sim 14 km ml	Sim 7 km	Sim 2,8 km
Niamey	15,1	14,5	13,4	14,3	
Bamako	7,1	9	6,9		
Bobo-Dioulasso	16,3	19,9	19,8	20	
Boromo	17,1	19,9	20	19,7	21,1
Dedougou	15,5	19	19	19,6	19,5
Dori	6,8	14	17,3	11,9	
Fada N'Gourma	15	14,9	14,4	14,9	
Gaoua	17,2	18,4	18,5	19	17,2
Ouagadougou	16,9	17,1	17,5	18,4	17,4
Ouahigouya	8,2	19,1	19,5		
Po	17,1	15,1	15,3	15,2	14,7
Parakou	17,2	18,5	18,6	18,4	
Accra	19	23,8	23,8	18,5	
Ada	19,3	23,7	23,7	23,7	
Bole	17,6	17,6	17,6	17,6	
Ho	18,2	17,8	18	17,9	
Kumasi	18	18	18	17,9	
Sefwi Bekwai	18,6	18,2	18,3	18,2	
Tamale	17,9	17	17,1	16,7	
Wa	18,3	17,9	18	17,9	17,2
Wenchi	17,6	18,5	18,5	18,4	
Abidjan	20,2	24,5	24,5	24,5	

Tabelle A.9: Vergleich der gemessenen (Obs) und simulierten (Sim) spezifischen Feuchte in g/kg an der Oberfläche am 20. April 2004 um 12 UTC. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox von 14 km × 14 km bzw. 7 km × 7 km, während die Messung einen Punktwert liefert. Die synoptischen Stationen sind alphabetisch nach Land angeordnet. Stationen ohne modellierte Feuchteangaben liegen außerhalb des Simulationsgebietes.

Station	Obs	Sim 14 km	Sim 14 km ml	Sim 7 km	Sim 2,8 km
Niamey	7,5	10,8	7,2	9,1	
Bamako	6,4	6,5	6		
Bobo-Dioulasso	16,4	20,5	21,5	22,2	
Boromo	15,9	24,6	21,8	21,6	19,2
Dedougou	10,7	20,2	22,1	22,1	23
Dori	4,2	6	6,3	5,3	
Fada N’Gourma	13,8	16,8	16,4	16	
Gaoua	16,4	18,6	18,8	20,4	16,1
Ouagadougou	17,4	21	22,3	20,8	19,5
Ouahigouya	5,6	5	5,4		
Po	15,3	20,6	19,6	23,2	16,9
Parakou	17,2	18,8	18,8	18,5	
Accra	19,7	23,8	23,8	17,4	
Ada	19,9	23,7	23,7	23,7	
Bole	17,4	17,5	17,8	17,4	
Ho	19,4	17	17,5	20,1	
Kumasi	18,9	18,6	20,5	19,7	
Sefwi Bekwai	19,5	22,3	21,7	22,3	
Tamale	17,7	17,2	17,4	17	
Wa	16,6	18,3	18,6	18,9	15,1
Wenchi	18,2	19,4	20,1	18,9	
Abidjan	21,5	24,5	24,5	24,5	

Tabelle A.10: Vergleich der gemessenen (Obs) und simulierten (Sim) spezifische Feuchte in g/kg an der Oberfläche am 20. April 2004 um 18 UTC. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox von 14 km × 14 km bzw. 7 km × 7 km, während die Messung einen Punktwert liefert. Die synoptischen Stationen sind alphabetisch nach Land angeordnet. Stationen ohne modellierte Feuchteangaben liegen außerhalb des Simulationsgebietes.

Station	Obs	Sim 14 km	Sim 14 km ml	Sim 7 km	Sim 2,8 km
Niamey	9,9	11,4	4,4	9,7	
Bamako	6,2	6,7	8,3		
Bobo-Dioulasso	12,7	20,4	20,5	20,8	
Boromo	11,3	22,1	21,8	22,1	18,4
Dedougou	9,7	19,7	19,6	21,4	21,3
Dori	8,1	12,9	15,4	13,4	
Fada N'Gourma	13,1	16,3	16,1	14,9	
Gaoua	18,2	21	20,5	20,8	16,6
Ouagadougou	15,4	18,9	19,7	18,3	19,4
Ouahigouya	7	9,8	14,8		
Po	14,5	20	20,2	20,4	16,3
Parakou	16,5	20,4	19,4	19,7	
Accra	19,4	23,8	23,8	17,7	
Ada	19,4	23,7	23,7	23,7	
Bole	17,4	22,1	18,7	21	
Ho	18,9	16,5	16,8	17,7	
Kumasi	18,8	19,2	19,1	19,1	
Sefwi Bekwai	19,5	19,1	19,2	19,4	
Tamale	16,9	20,2	20,6	20,5	
Wa	15,3	21,5	21	21,4	16,4
Wenchi	18,4	19,8	18,8	19,5	
Abidjan	21,1	24,5	24,5	24,5	

Tabelle A.11: Vergleich der simulierten Tempertur in °C in 2 m Höhe am 21. April 2004 zu den Uhrzeiten 6 UTC, 12 UTC und 18 UTC für eine Auflösung von 7 km bei Erhöhung der Initialbodenfeuchte um 25 %. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox von 14 km × 14 km bzw. 7 km × 7 km, während die Messung einen Punktwert liefert. Die synoptischen Stationen sind alphabetisch nach Land angeordnet.

Station	6 UTC 7km/+25 %	12 UTC 7km/+25 %	18 UTC 7km/+25 %
Niamey	28,7/28,9	37,4/37,8	36,4/34,8
Bobo-Dioulasso	24/23,9	34,4/34,1	28,3/26,8
Boromo	25,3/24,7	37,1/36,6	29,5/28,7
Dedougou	25,6/25,4	35/35,5	29,4/30
Dori	28/28,2	37,2/37,4	36,1/36,7
Fada N'Gourma	27,9/27,7	35,7/33,2	33,8/36,7
Gaoua	24,8/24,7	34/31,5	25,3/24,7
Ouagadougou	26,7/26	35,4/34,7	32/28,6
Po	26/25,8	34,4/34,6	26,8/33,8
Parakou	24,6/24,6	31,3/30,1	29,1/30,6
Bole	26,3/26,3	33,1/33,1	30,1/28,8
Tamale	26,7/26,1	32,7/33,2	31,5/28,9
Wa	25,2/24,9	33,1/33,4	33,1/28
Wenchi	24,5/24,7	32/31,5	26,4/26,9

Tabelle A.12: Vergleich der simulierten Temperatur in °C in 2 m Höhe am 21. April 2004 zu den Uhrzeiten 6 UTC, 12 UTC und 18 UTC für eine Auflösung von 7 km bei Verringerung der Initialbodenfeuchte um 25 %. Der modellierte Wert beschreibt immer ein Flächenmittel für eine Gitterbox von 14 km × 14 km bzw. 7 km × 7 km, während die Messung einen Punktwert liefert. Die synoptischen Stationen sind alphabetisch nach Land angeordnet.

Station	6 UTC 7km/-25 %	12 UTC 7km/-25 %	18 UTC 7km/-25 %
Niamey	28,7/28,8	37,4/38,2	36,4/35,5
Bobo-Dioulasso	24/24,5	34,4/35,6	28,3/29,3
Boromo	25,3/25,7	37,1/38,9	29,5/30,6
Dedougou	25,6/26,4	35/37,4	29,4/37,7
Dori	28/28,1	37,2/38,5	36,1/37,7
Fada N'Gourma	27,9/28,1	35,7/36,2	33,8/35,1
Gaoua	24,8/24,7	34/35,7	25,3/25,3
Ouagadougou	26,7/26,3	35,4/36,3	32/27,6
Po	26/26,2	34,4/36,1	26,8/35,7
Parakou	24,6/25	31,3/36,4	29,1/27
Bole	26,3/26,4	33,1/35,8	30,1/28,4
Tamale	26,7/26,7	32,7/34,7	31,5/32,1
Wa	25,2/25,6	33,1/36,5	33,1/26,7
Wenchi	24,5/24,7	32/33,1	26,4/27

Danksagungen

Für die Ermöglichung dieser Diplomarbeit und der Reise nach Westafrika im Rahmen des AMMA-Projektes möchte ich mich bei Herrn Prof. Kottmeier bedanken.

Meinen Betreuern Dr. Norbert Kalthoff und Dr. Gerd Schädler danke ich für die Betreuung und Hilfestellung während meiner Diplomarbeit. Vor allem für die umfassende Betreuung auch im letzten Monat vor der Abgabe danke ich Norbert besonders, der trotz den Vorbereitungen für das Afrika-Projekt immer Zeit fand.

Vielen Dank an Prof. Sarah Jones für die Übernahme des Koreferats und die Hilfe bei der Interpretation von Satellitenbildern.

Danken möchte ich auch Leo Gantner für die Bereitstellung der GME-Daten vom 20. und 21. April 2004 und Michael Kunz für die Graphik der Squall Line.

Für die Unterstützung bei Problemen mit dem LM und anderen Programmen danke ich Bele, Nicole, Stefan und Tanja sowie Herrn Brückel für sämtliche Hilfestellung bei Softwareinstallationen und Backups meiner Daten.

Ein besonderer Dank geht auch an die Korrekturleser Maxi, Bele, Julia S., Julia Z., Schatzi und Tina.

Für den psychischen Beistand bei langen Arbeitszeiten, sternzeichenbedingten Wutausbrüchen infolge gelöschter Daten und Programme, die nicht mehr zurückzuholen waren, Simulationen mit falschen Einstellungen sowie Arbeitstiefdruckgebiete und ein offenes Ohr für Probevorträge danke ich vor allem meinem Kuschelbär ☺, meiner Schwester Tina, meinen Eltern und meiner Mitbewohnerin Julia und Maxi sowie allen, die mit mir im Laufe dieses Jahres ein Zimmer teilen mussten (Julia, Maxi, Meike, Nicole, Peggy, Rainer, Sanna und Stefan) und allen denjenigen, die die Arbeitsatmosphäre aufgemischt haben (damit ist das gesamte 13. Stockwerk gemeint).

Bedanken möchte ich mich auch ganz herzlich bei meinen Eltern, die mich im Laufe des Studiums finanziell unterstützt und an mich geglaubt haben!

Zum Schluss möchte ich allen danken, die mir die Studienzeit in Karlsruhe unvergesslich gemacht haben und denjenigen, die in irgendeiner Weise zum Gelingen meines Diploms beigetragen haben.

So, und nun, auf nach Afrika...

Anhang B

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbst verfasst und nur die angegebenen Hilfsmittel verwendet habe.

Außerdem bin ich damit einverstanden, dass diese Diplomarbeit in die Bibliothek aufgenommen wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, im Mai 2006

Stephanie Heidt