

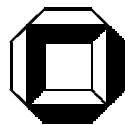
UNTERSUCHUNG VON VORHERSAGEN DES  
LOKAL-MODELLS (DWD) IN DER  
AMMA „DRY RUN“-PERIODE

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

vorgelegt von

Julia Sander

November 2006



Institut für Meteorologie und Klimaforschung  
Universität Karlsruhe (TH) / Forschungszentrum Karlsruhe



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Das AMMA-Projekt</b>	<b>3</b>
2.1	Allgemein . . . . .	3
2.2	Vorgehensweise . . . . .	4
2.2.1	Hauptproblem . . . . .	4
2.3	Das AMMA-Programm . . . . .	5
2.3.1	Die multiskale Vorgehensweise . . . . .	5
2.3.2	Die Messkampagne . . . . .	6
<b>3</b>	<b>Wettersysteme über Westafrika</b>	<b>7</b>
3.1	Der Westafrikanische Monsun . . . . .	7
3.2	Der African Easterly Jet . . . . .	9
3.3	Die African Easterly Waves . . . . .	10
3.4	Das Mesoskalige konvektive System . . . . .	11
<b>4</b>	<b>Das Lokal-Modell des Deutschen Wetterdienstes</b>	<b>13</b>
4.1	Allgemeines zum Lokal-Modell . . . . .	13
4.2	Parametrisierung des skaligen Niederschlages . . . . .	16
4.3	Parametrisierung des konvektiven Niederschlages . . . . .	17
4.4	Das Tiedtke-Schema . . . . .	17
4.5	Modellgebiet und verwendete Daten . . . . .	19
<b>5</b>	<b>Synoptische Situation</b>	<b>21</b>
5.1	Allgemein . . . . .	21
5.2	Wasserdampfaufnahmen . . . . .	22
5.3	Allgemeines zu den erstellten Analysen . . . . .	24
5.4	27. August 2005 12UTC . . . . .	26
5.5	28. August 2005 00UTC . . . . .	29
5.6	28. August 2005 12UTC . . . . .	32
5.7	29. August 2005 00UTC . . . . .	35

<b>6</b>	<b>Prognosen</b>	<b>39</b>
6.1	12-Stunden-Vorhersage für 28. August 12UTC Startzeitpunkt: 28. August 00UTC . . . . .	39
6.2	24-Stunden-Vorhersage für 28. August 12UTC Startzeitpunkt: 27. August 12UTC . . . . .	43
6.3	12-Stunden-Vorhersage für 29. August 00UTC Startzeitpunkt: 28. August 12UTC . . . . .	47
6.4	24-Stunden-Vorhersage für 29. August 00UTC Startzeitpunkt: 28. August 00UTC . . . . .	51
6.5	36-Stunden-Vorhersage für 29. August 00UTC Startzeitpunkt: 27. August 12UTC . . . . .	55
<b>7</b>	<b>Niederschlag</b>	<b>59</b>
7.1	Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag 28.August 00UTC - 28.August 06UTC . . . . .	61
7.2	Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag 28.August 06UTC - 28.August 12UTC . . . . .	62
7.3	Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag 28.August 12UTC - 28.August 18UTC . . . . .	63
7.4	Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag 28.August 18UTC - 29.August 00UTC . . . . .	64
7.5	Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag 29.August 00UTC - 29.August 06UTC . . . . .	65
7.6	Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag 29.August 06UTC - 29.August 12UTC . . . . .	66
7.7	Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag 28.August 00UTC - 29.August 00UTC . . . . .	67
7.8	Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag 28.August 06UTC - 29.August 06UTC . . . . .	69
<b>8</b>	<b>Nesting</b>	<b>71</b>
8.1	6 Stunden akkumulierter Niederschlag im Nest 28.August 06UTC - 28.August 12UTC	71
8.2	Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag im Nest 28.August 12UTC - 28.August 18UTC . . . . .	73
8.3	Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag im Nest 28.August 18UTC - 29.August 00UTC . . . . .	75
8.4	Erste Untersuchungen der Niederschlagsstrukturen anhand ausgewählter Parameter	75
<b>9</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>81</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>85</b>



# Kapitel 1

## Einleitung

In vielen Ländern Afrikas hängt die Existenzsicherung der Bevölkerung hauptsächlich vom Agrarsektor ab. Teilweise trägt die Landwirtschaft bis zu 80% zum Bruttosozialprodukt bei. Zusätzlich betreibt die stark wachsende Bevölkerung Subsistenzlandwirtschaft in marginalen Zonen (Fink 2006). Die Ernährungssicherheit hängt demnach von ausreichenden und gleichmäßigen Niederschlägen ab. Die Vorhersagbarkeit dieses für die Tropen wichtigsten Parameters steht demnach im Vordergrund vieler laufender Forschungsprojekte.

Wettervorhersagemodelle weisen bislang große Probleme auf, Niederschlag auf einer Zeitskala von mehr als 24 Stunden vorherzusagen. Da ein Großteil des Niederschlages in Afrika konvektiv ist, gilt es insbesondere die Mechanismen der Entwicklung von konvektiven Systemen zu verstehen. Insbesondere muss der westafrikanische Monsun (WAM) hinreichend verstanden und modelliert werden, um in der Klima- und Wettervorhersage Fortschritte erzielen zu können.

Mit diesen Gesichtspunkten beschäftigt sich AMMA (Afrikanischer Monsun: Multidisziplinäre Analysen). AMMA ist ein auf mehrere Jahre angelegtes Projekt mit Messkampagnen unterschiedlicher Dauer. Zum Einen soll die spärliche Datengrundlage verbessert werden, des Weiteren soll mittels Modellierung ein besseres Verständnis des WAM und der Mechanismen, welche zur Auslösung von Konvektion dienen, erzielt werden. Das Auswerten der Messkampagneergebnisse und Modellläufe soll zu diesem Verständnis beitragen.

In dieser Arbeit geht es darum, das Lokal-Modell (LM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) auf eine von AMMA ausgewählte Fallstudie anzuwenden, um mittels Prognosenerstellung und anschließendem Vergleich mit Realdatensätzen feststellen zu können, in welchen Bereichen das Modell verbessert werden muss. Zudem besteht die Möglichkeit, die analysierten Modellläufe mit den Modellen weiterer „Dry Run“-Modelle zu vergleichen, die auf dieselbe Fallstudie angewandt wurden. Diese Fallstudie ist eingebettet in eine dreiwöchige Periode, auch „Dry Run“-Periode genannt, welche vom 22. August 2005 - 2. September 2005 andauerte. Die Fallstudie selbst behandelt einen mehrtägigen Zeitraum im August 2005, während dessen sich ein starkes Mesoskaliges konvektives System (MCS) entwickelte und über das Messgebiet hinwegzog.

Eine Skala, auf der die meisten Modelle, die bei AMMA-Studien beteiligt sind, integriert und miteinander verglichen werden können, ist die Mesoskala (1.000 km<sup>2</sup> - 10.000 km<sup>2</sup>). Diese Skala kann

sowohl mit MSAM<sup>1</sup> als auch MSHM<sup>2</sup> betrachtet werden. Ziel ist es, die Ergebnisse der Modelle zu validieren und einen Weg zu finden, bei dem die Ergebnisse atmosphärischer Modelle angetrieben mit den Ergebnissen hydrologischer Modelle alle Voraussetzungen zur Modellierung von Konvektion erfüllen, wie auch umgekehrt.

Zu Beginn dieser Arbeit erfolgt in Kapitel 2 eine Vorstellung des AMMA-Projektes. Hierbei werden Motivation und Vorgehensweise näher erläutert und ein kurzer Überblick über die Vielschichtigkeit des Projektes gegeben. In Kapitel 3 folgt die Vorstellung der wichtigsten Wettersysteme, die bei atmosphärischen Untersuchungen über Afrika eine Rolle spielen. Das den Wettersystemen übergeordnete großskalige Wetterphänomen, mit dem sich AMMA beschäftigt, ist der westafrikanische Monsun (WAM), zu dem der afrikanische Oststrahlstrom (African Easterly Jet: AEJ), dessen wellenartige Störungen, die African Easterly Waves (AEW), und die niederschlagsbringenden mesoskaligen konvektiven Systeme (MCS) gehören. Anschließend wird in Kapitel 4 eine kurze Beschreibung des LM geliefert und erläutert, welche Gleichungen zur Beschreibung der Dynamik der Atmosphäre verwendet werden und nach welchen Kriterien die Konvektionsparametrisierung nach Tiedtke (1989) erfolgt. Kapitel 5 gibt einen Überblick über die synoptische Situation unter Betrachtung von Satellitenbildern und ECMWF-Analysen. Anhand der Wasserdampfbilder wird eine Gebietsabgrenzung des MCS vorgenommen und anschließend in den Analysen untersucht. Es handelt sich hierbei um den Zeitraum 27. August 12UTC bis zum 29. August 00UTC in 12-Stunden-Schritten. Kapitel 6 befasst sich mit der Untersuchung der Prognosen für den 28. August 12UTC und 29. August 00UTC. Hierbei werden 12-, 24- und 36-stündige Prognosen mit den vom ECMWF gestellten Analysen verglichen. Kapitel 7 zeigt die vom LM bei einer Auflösung von  $0,25^\circ$  modellierten Niederschlagsvorhersagen und zieht zum Vergleich Satellitenschätzungen heran. Kapitel 8 zeigt erste Ergebnisse eines Nestings für das Modellgebiet. Hierbei wurden die  $0,25^\circ$ -ECMWF-Daten ( $56\text{ km}$ ) auf eine Auflösung von  $0,0625^\circ$  ( $7\text{ km}$ ) genestet und anschließend der Niederschlag in seinen konvektiven und skaligen Anteil aufgesplittet und mit dem Niederschlag der groben Auflösung verglichen. Zudem wurden Bodenwindfeld, spezifische Feuchte und Vertikalgeschwindigkeit hinzugezogen, um eine Aussage für mögliche Unterschiede ableiten zu können. Schließlich folgt in Kapitel 9 eine kurze Zusammenfassung und ein Ausblick auf mögliche weiterführende Arbeiten im Rahmen dieser Ergebnisse.

---

<sup>1</sup>MSAM = mesoskalige atmosphärische Modelle

<sup>2</sup>MSHM = mesoskalige hydrologische Modelle

# Kapitel 2

## Das AMMA-Projekt

### 2.1 Allgemein

Afrikanischer Monsun: Multidisziplinäre Analysen (AMMA) ist ein fachübergreifendes, internationales Projekt, welches das Wissen und das Verständnis des westafrikanischen Monsuns (WAM) und dessen Veränderlichkeit mit Schwerpunkt auf tages- bis hin zu jahreszeitlichen Skalen verbessern soll. AMMA kam durch das Interesse in fundamentalen wissenschaftlichen Fragen, den gesellschaftlichen Nutzen für verbesserte Vorhersagemöglichkeiten und dessen Einfluss auf die westafrikanischen Nationen zustande.

Es ist davon auszugehen, dass die westafrikanische Gesellschaft in Zusammenhang mit den klimatischen Schwankungen in den nächsten Jahrzehnten noch stärker als bisher in Mitleidenschaft gezogen wird, da die Nachfrage nach Rohstoffen stetig ansteigt. Westafrika weist den größten Bevölkerungszuwachs weltweit auf.

Die Schadensanfälligkeit könnte in Zusammenhang mit den Auswirkungen des Klimawandels und anderen Faktoren, die mit dem Problem einer schnell wachsenden Bevölkerung verbunden sind, deutlich verstärkt werden. Es müssen also Möglichkeiten entwickelt werden, welche den sozioökonomischen Einfluss auf die Schwankungen des WAMs reduzieren. Daher wird AMMA die erforderlichen fachübergreifenden Untersuchungen fördern, um die verbesserte Vorhersage des WAMs und dessen Einfluss sichern zu können. Dies wird durch fünf internationale Gruppen gewährleistet und koordiniert:

- westafrikanischer Monsun und globales Klima
- Wasserkreislauf
- Wechselwirkung zwischen Oberflächenbeschaffenheit und Atmosphäre
- Vorhersage von klimatischen Einflüssen
- Vorhersage und Vorhersagbarkeit von Extremwetterereignissen

## 2.2 Vorgehensweise

AMMA wird die internationale Koordinierung von laufenden Aktivitäten, Grundlagenforschung und einer mehrjährigen Feldkampagne über Westafrika und dem tropischen Atlantik fördern. Das Projekt wird enge Partnerschaften zwischen Grundlagenforschung, operationellen Vorhersagen und anschließenden Entscheidungen entwickeln und für die Auseinandersetzung und Handhabung mit diesem Problem in afrikanischen Institutionen und Schulen sorgen.

Mittlerweile gehören Wissenschaftler aus mehr als 20 Ländern und über 40 Agenturen diesem Projekt an. Zur internationalen Struktur gehört auch ein Netzwerk afrikanischer Wissenschaftler (AMMANET), welche helfen werden, die bereits in Afrika bestehenden Zusammenarbeiten einzugliedern und Initiativen für internationale Partnerschaften zu fördern.

Die Finanzierung soll bis 2010 noch größtenteils durch Europa (Frankreich, Deutschland, England, Europäische Union) gesichert werden. Es werden bereits weitere internationale Anstrengungen unternommen, um Gelder zu mobilisieren, welche die Erreichung aller Ziele des AMMA-Projektes gewährleisten sollen. AMMA wird zusätzlich vom World Climate Research Programme (WCRP) unterstützt.

### 2.2.1 Hauptproblem

Momentan ist die Gewährleistung von fachkundigen Vorhersagen der WAM-Schwankungen und deren Einfluss nur schwer umsetzbar. Es gibt noch immer deutliche Wissenslücken in Bezug auf die Wechselwirkung zwischen der Atmosphäre, dem Land und dem Ozean, nicht zuletzt durch das Fehlen entsprechender Datensätze, aber auch durch das Zusammenwirken der unterschiedlichen Skalen (Atmos-, Bios-, Hydrosphäre).

Das Überwachungssystem für den WAM und seine Schwankungen ist momentan noch zu unsicher. Während die nächste Generation von Satelliten sicherlich beim Routinieren von Überwachungen und Vorhersagen helfen wird, werden weitere Untersuchungen benötigt, die die Daten validieren und auswerten. Dynamische Modelle, welche für Vorhersagen benutzt werden, beinhalten große systematische Fehler über Westafrika und dem tropischen Atlantik. Laufende Modelle haben Probleme mit der Modellierung der Charakteristiken von Niederschlag, wie beispielsweise bei täglichen, saisonalen oder jährlichen Zyklen. Letztendlich fehlt es an integrativer Wissenschaft, welche die Forschung an WAM-Schwankungen mit dem Einfluss auf Nahrung, Wasser und Gesundheit koppelt.

Weitere Motivationen für ein Forschungsprojekt, welches sich mit der WAM-Variabilität und deren Vorhersagbarkeit beschäftigt, beruhen auf der Rolle, die Westafrika für den Rest der Welt in hydrologischer und atmosphärischer Hinsicht spielt. Latente Wärme, welche in Cumulonimben über der afrikanischen Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) gebunden ist, stellt eine der größten Wärmequellen auf der Erde dar. Die meridionale Verlagerung und damit einhergehende regionale Zirkulationen beeinflussen andere tropische Regionen und Gebiete in den mittleren Breiten.

Zudem ist bekannt, dass sich der Großteil der Hurrikane, welche sich über dem Atlantik bilden, aus African Easterly Waves (AEWs) entwickeln, die über dem afrikanischen Kontinent aufgrund barotroper und barokliner Instabilität des African Easterly Jets (AEJ) zustande kommen (Berry et al. 2004). Jedoch weiß man bis heute nur wenig über diesen Prozess.

Die Untersuchungen von Skalen-Wechselwirkungen und denen, welche Dynamik und Konvektion mit der Landoberfläche verbinden, könnten Rückschlüsse für andere Monsun-Systeme geben und helfen, die gekoppelten Atmosphäre-See-Land-Modelle, welche zur Wetter- und Klima-Vorhersage benutzt werden, zu verbessern.

Des Weiteren ist Afrika die größte globale Quelle atmosphärischen Staubs. Die durch Biomassenverbrennung entstehenden Aerosole und der Saharastaub spielen eine große Rolle im Strahlungshaushalt und in der Wolkenphysik. Es muss also der Transport von Spurengasen und Aerosolen von der Oberfläche aus in höher gelegene Atmosphärenschichten und der weitere Transport mit dem WAM untersucht werden. Daher ist es notwendig, die Dynamik und die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre zu studieren.

## 2.3 Das AMMA-Programm

Das Projekt, welches sich mit den oben beschriebenen Problemen befasst, benötigt koordinierte internationale Anstrengungen, welche eine fachübergreifende Vorgehensweise für den WAM beinhaltet, die mit Beobachtungen, Datenanalyse und Modellierung über eine große Spanne von Raum- und Zeitskalen gekoppelt ist.

### 2.3.1 Die multiskale Vorgehensweise

Um die unterschiedlichen Skalen, welche den WAM charakterisieren, behandeln zu können, ist das Projekt in vier, miteinander wechselwirkende Skalen unterteilt.

- globale Skala: Auf dieser Skala wechselwirkt der WAM global. Die Gewichtung liegt hierbei auf dem verbesserten Verständnis bezüglich der Rolle globaler SST<sup>1</sup>-Strukturen und deren Einfluss auf die WAM-Schwankungen. Hierbei ist das Interesse an saisonalen bis hin zu jahrzehntebezogenen Schwankungen dominierend.
- regionale Skala: Hier werden Monsun-Vorgänge und Skalen-Wechselwirkungen beobachtet. Der Fokus liegt auf dem verbesserten Verständnis bezüglich der Wechselwirkung von Atmosphäre, Land und dem atlantischen Ozean. Es ist wichtig herauszufinden, was für eine Rolle die Oberflächenbeschaffenheit in Bezug auf die WAM-Variabilität spielt, insbesondere der Einfluss von Vegetation und Bodenfeuchte. Der jährliche Zyklus und die saisonalen bis hin zu jahreszeitlichen Schwankungen sind hier von größtem Interesse.
- Mesoskala: Skala für typische, regenproduzierende Wettersysteme. Diese wird untersucht, um die Variabilität der Regenfelder auf saisonaler Skala und die Beziehung zwischen Hydrologie und Atmosphäre beurteilen zu können.
- lokale/submesoskalige Skala: Dies ist die konvektive Niederschlagsskala. Sie ist für die Hydrologie der Sahelzone und kleinere Niederschlagsgebiete im Süden von zentraler Bedeutung. Hier spielt auch die Landnutzung eine wichtige Rolle.

---

<sup>1</sup>SST = Surface Sea Temperature (Temperatur auf Meeresniveau)

Zudem soll das Projekt eine Aussage darüber liefern, inwiefern Quellen und Transport von Wasserdampf, Aerosolen und bestimmte chemischen Zusammensetzungen über Westafrika Auswirkungen auf das meteorologische Geschehen global gesehen haben.

### **2.3.2 Die Messkampagne**

AMMA stellt ein mehrjähriges Projekt mit drei unterschiedlichen Beobachtungsperioden dar. Die „langfristig angelegte Beobachtungsperiode“ (LOP) befasst sich mit zwei unterschiedlichen Arten von Beobachtung, der geschichtlichen Betrachtung und den Beobachtungen von 2002-2010, um die jährliche Schwankung des WAM analysieren und festhalten zu können.

Die „erweiterte Beobachtungsperiode“ (EOP) soll die Verbindung zwischen den beiden anderen Perioden bilden. Das Hauptziel dieser Beobachtungsreihe ist, den Jahreszyklus der Oberflächenbedingungen und der Atmosphäre zu untersuchen und die Oberflächenauswirkungen auf der saisonalen Skala festzuhalten. Diese Periode wird von 2005-2007 stattfinden.

Die „spezielle Beobachtungsperiode“ (SOP) wird sich mit detaillierten Beobachtungen spezifischer Prozesse und Wettersysteme der Regenzeit im Sommer 2006 beschäftigen. Trockenzeit (Januar / Februar), Monsunbeginn (15. Mai - 30. Juni), Hauptmonsunzeit (1. Juli - 14. August) und Spätmonsun (15. August - 15. September).

## Kapitel 3

# Wettersysteme über Westafrika

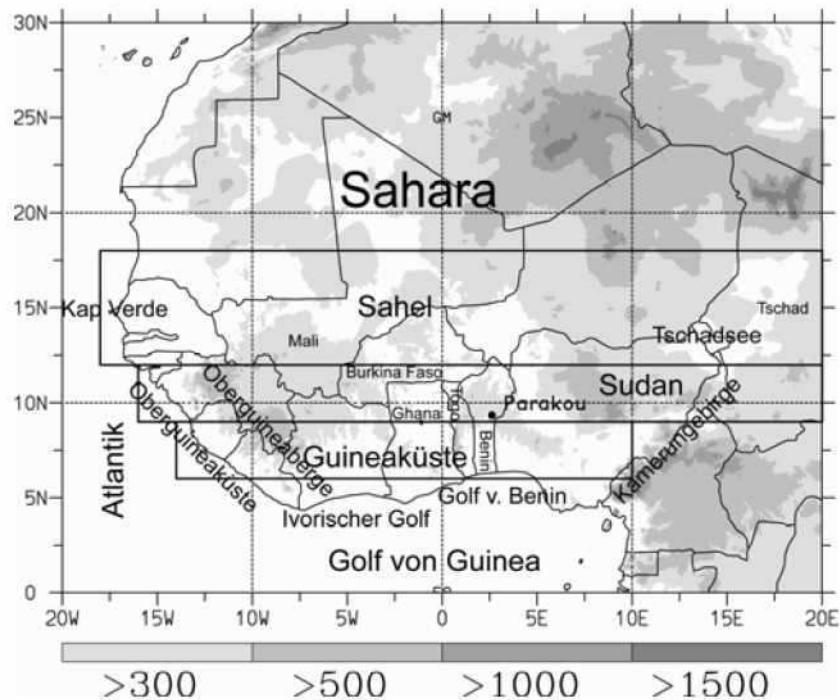
Luftpakete unterschiedlicher Temperatur besitzen unterschiedliche Dichten, so dass ein im Vergleich zur horizontalen Umgebung wärmeres Luftpaket mit geringerer Dichte aufsteigt, ein kälteres absinkt. Diesen Vorgang nennt man Konvektion (Schirmer 1987; Kunz et al. 2004). Je nachdem, welche Schichtungs- und Feuchteverhältnisse überhalb des Kumuluskondensationsniveaus (KKN) herrschen, bilden sich entweder flache Cumuli oder vertikal mächtige Cumuluswolken.

Zur aktiven Konvektionsentwicklung bedarf es einer potenziell instabilen Schichtung und eines Triggermechanismus. Die bedingte Instabilität ist gekennzeichnet durch die Abnahme der pseudopotenziellen Temperatur mit der Höhe. Im Gegensatz zur potenziellen Temperatur wird bei der pseudopotenziellen Temperatur der verfügbare Gehalt an Kondensationswärme in der Luft berücksichtigt. Die bedingte Instabilität herrscht zwischen dem Niveau der freien Konvektion (NFK) und der Wolkenobergrenze (WOG). Zwischen diesen beiden Niveaus ist die Umgebung bei trockenadiabatischem Aufstieg stabil, bei pseudoadiabatischem Aufsteigen instabil geschichtet. Es gibt mehrere Möglichkeiten, ein Luftpaket bis zum NFK anzuheben. Aktiv benötigt es die Auslösetemperatur am Boden, welche erreicht wird, wenn man im Stüve-Diagramm dem vertikalen Temperaturverlauf bis zum Schnittpunkt mit dem Sättigungsmischungsverhältnis des Bodentaupunktes und anschließend der Trockenadiabte zum Boden hin folgt. Dies ist die sogenannte Auslösetemperatur, die ein Luftpaket besitzen muss, um aktiv bis zum NFK aufsteigen zu können. Prädestiniert für das Erreichen der Auslösetemperatur sind Regionen mit verstärkter Einstrahlung wie beispielsweise Hochplateaus. Doch auch ohne Erreichen dieser Auslösetemperatur am Boden kann Konvektion erfolgen. Dies geschieht durch Hebung, beispielsweise an Fronten, an der Vorderseite eines Troges oder aufgrund orographischer Effekte.

Um einen Einblick in das Wettergeschehen über Afrika zu geben, werden nun in diesem Kapitel die wichtigsten meteorologischen Gegebenheiten beschrieben, die bei der Untersuchung von MCS, deren Entstehung und Verlagerung, eine wichtige Rolle spielen.

### 3.1 Der Westafrikanische Monsun

Der Begriff „Monsun“ geht auf das arabische Wort „mausim“ zurück, was soviel wie Jahreszeiten bedeutet. Es hat seinen Ursprung in der Seefahrt, wo sich Seefahrer die jahreszeitlich wechselnden Hauptwindrichtungen zu Nutze machten. Heute kennzeichnet den Monsun ein kontinent-



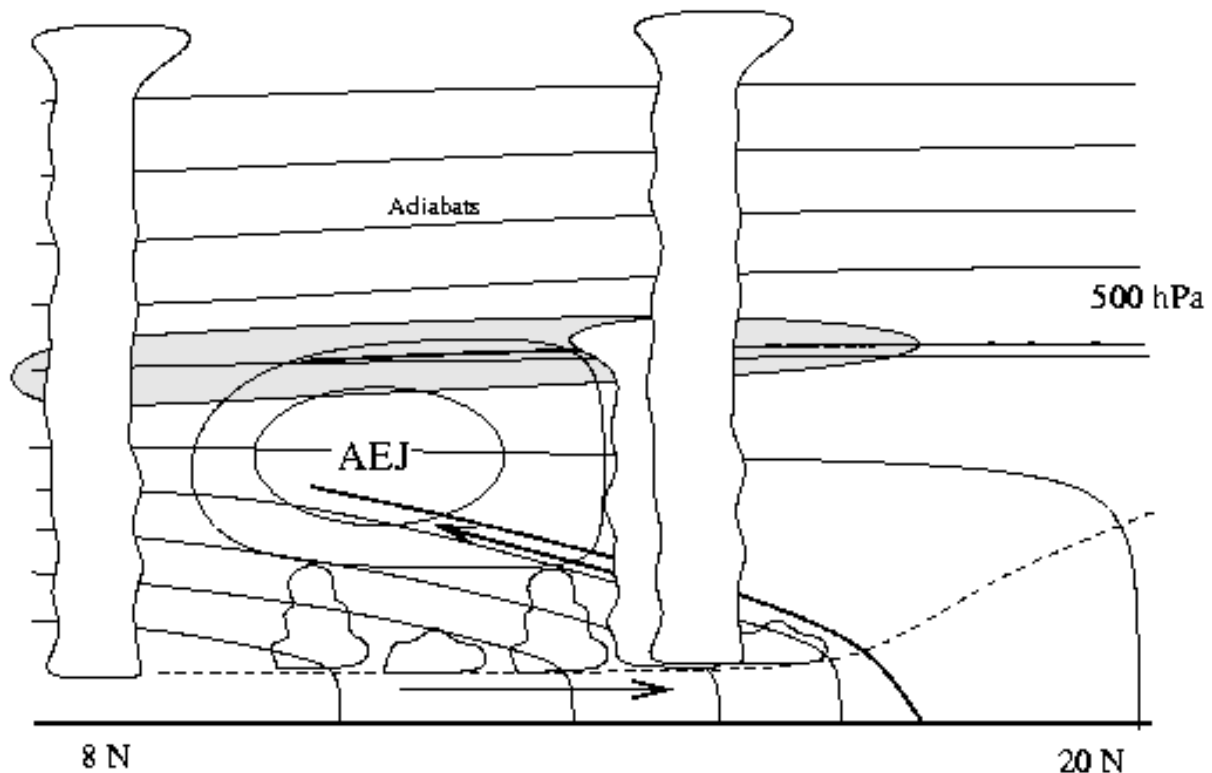
**Abbildung 3.1:** Karte von Westafrika. In dieser ist die Orographie (in m) für vier verschiedene Höhenstufen schattiert dargestellt (Fink 2006).

weiter, beständig wehender Wind mit halbjährlichem Richtungswechsel von mehr als  $120^\circ$  und klar definierten hygrischen Unterscheidungsmöglichkeiten in Regen- und Trockenzeit. Neben dem australisch-asiatischen Monsun ist der westafrikanische Monsun (WAM) das zweitgrößte Monsunsystem auf Erden (Fink 2006).

Eine Grundvoraussetzung für die Monsungengese ist die durch die solare Strahlung bedingte, differentielle Erwärmung von Land und Meer. Dadurch wird in den untersten Luftschichten über der Sahara die subtropische Hochdruckzelle durch ein Hitzetief ersetzt. Angetrieben durch diese Druckverteilung ergibt sich ein Vorstoß feuchter und relativ kühler Meeresluft in das Landesinnere. Diese bis zu 1,5 km mächtige Monsunschicht dringt bis in die Sahelzone vor und nimmt bezüglich der Mächtigkeit Richtung Süden hin zu.

Des Weiteren bewirkt die Corioliskraft auf der Nordhalbkugel eine Ablenkung der horizontalen Strömung nach rechts. Die Hauptenergiequelle ist der Wasserdampf. Daher spielen die Ozeane, welche als enorme Energiespeicher für solare Energie dienen, eine wichtige Rolle. Die feuchten Luftmassen werden landeinwärts transportiert und über den erwärmten Landmassen in Hebungsvorgänge eingebunden. Anhand der Freisetzung latenter Wärme wird hochreichende Konvektion begünstigt. Zudem spielt der Einfluss der Orographie (Abb. 3.1) eine wichtige Rolle. Hochplateaus und Gebirgszüge, wie beispielsweise das Kamerungebirge, wirken hierbei wie eine Heizfläche in der kühleren mitteltroposphärischen Umgebungsluft, wodurch die See-Landwind-Zirkulation in Bodennähe noch verstärkt wird (Paeth 2006).





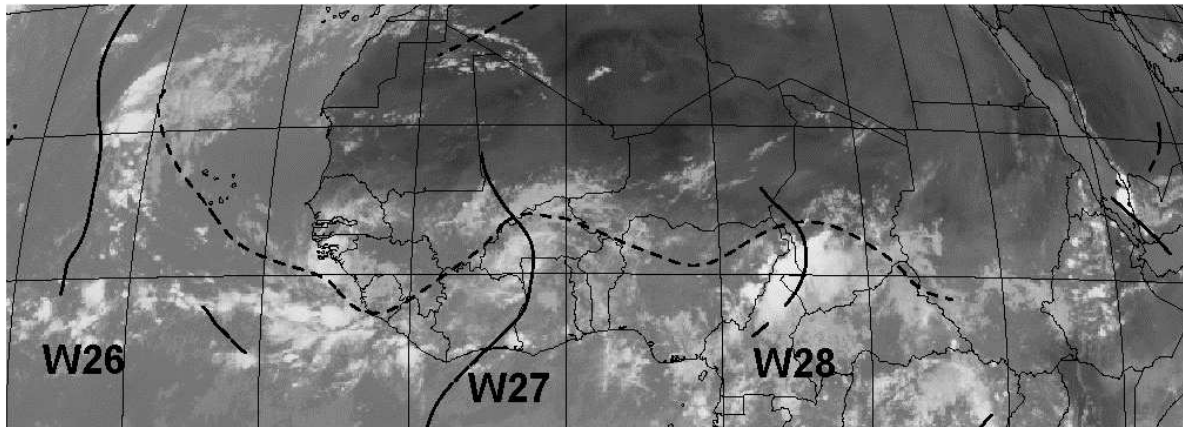
**Abbildung 3.2:** Schematische Darstellung eines Nord-Süd-Schnittes entlang des Greenwich Meridians durch den AEJ. Die potenzielle Temperatur (durchgezogene Linie: Adiabaten) nimmt nach Norden hin zu (Parker et al. 2005).

### 3.2 Der African Easterly Jet

Der African Easterly Jet<sup>1</sup> (AEJ) ist ein mitteltroposphärisches Starkwindband aus östlichen Richtungen, welches über dem tropischen Nordafrika während des nordhemisphärischen Sommers situiert ist (Burpee 1972). Nach beispielsweise Simmons (1977), Cook (1999) und Thorncroft und Blackburn (1999) ist er idealisiertes Objekt vieler wissenschaftlicher Untersuchungen und Studien, wird jedoch auch hinreichend experimentell untersucht (z.B. Burpee 1972; Reed et al. 1977; Parker et al. 2005).

Die Tropopause stellt aufgrund der thermisch stabilen Schichtung der Stratosphäre eine Sperrschicht für Hebungsprozesse dar. Unterhalb der Tropopause kommt es zur Umwandlung von Vertikal- in Horizontalbewegungen, wodurch die Strömungsgeschwindigkeit in den hochtroposphärischen Gebieten verstärkt wird. Des Weiteren spielen horizontale Temperaturgegensätze beim Zustandekommen von thermisch-bedingten Starkwindfeldern eine wichtige Rolle. Diese Temperatur-

<sup>1</sup>African Easterly Jet (AEJ) = Afrikanischer Oststrahlstrom



**Abbildung 3.3:** Dargestellt sind ein METEOSAT-Infrarotbild, die Jetachse (gestrichelte Linie) und die Trogachsen (durchgezogenen Linien) nach einer Methodik von Berry und Thorncroft (2005). Die Wolkenbedeckung ist hier vorzugsweise im Trog vorzufinden (Berry et al. 2006).

gegensätze, zwischen den heißen und trockenen Luftmassen über der Sahara und feuchten kühleren Luftmassen über dem Golf von Guinea, rufen Druckunterschiede hervor, welche zu unterschiedlichen Vertikalbewegungen führen und somit horizontale Windfelder initiieren. Starkwindbänder sind daher im Bereich von Tropopausenbrüchen anzusiedeln (Schönwiese 2003). Die Hauptachse des Jets liegt zwischen  $5^{\circ}\text{N}$  und  $15^{\circ}\text{N}$  in einer Höhe von 600-700 hPa (Diedhiou et al. 1999). Die mittlere Geschwindigkeit beträgt ca. 12 m/s, wobei vereinzelt deutlich höhere Werte auftreten können (Fink 2006). Die potenzielle Vorticity (PV) nimmt südlich des Jets zu, nach Norden hin ab, wobei ein Minimum über der Sahara zu verzeichnen ist. Umgekehrt nimmt die potenzielle Temperatur in Richtung Süden ab (Abb. 3.2). Nach Parker et al. (2003) stellt der Jet eine Schlüsselkomponente des westafrikanischen Monsunsystems dar, welches eng mit der thermodynamischen Struktur und der meridionalen Zirkulation über dem Kontinent verknüpft ist.

### 3.3 Die African Easterly Waves

Nach Diedhiou et al. (1999) sind African Easterly Waves (AEW) typische synoptische Wettersysteme über Westafrika und dem tropischen Atlantik während des nördlichen Sommers und kommen durch die barotrope und barokline Instabilität des AEJ zustande (Pytharoulis and Thorncroft 1999). Sie verlagern sich mit einer durchschnittlichen Phasengeschwindigkeit von 8m/s und einer Wellenlänge von 2000-4000 km Richtung Westen. AEWs werden in dieser Arbeit im Zusammenhang mit Mesoskaligen konvektiven Systemen (MCS) untersucht. Da in der Literatur bis dato Uneinigkeit herrscht, inwiefern diese Wellen mit MCS wechselwirken, kann hierüber noch keine gesicherte Aussage gemacht werden (Mathon et al. 2002). Nach Diedhiou et al. (1999) werden sowohl Regenfall als auch Konvektion und Monsunfluss deutlich durch sie moduliert (Kiladis et

al. 2005). Jedoch ist unklar, ob Konvektion vorzugsweise vor, im oder hinter dem Trog dominiert. Nach Mathon und Laurent (2002) ist eine Zunahme der Wolkenbedeckung vor und im Wellentrog zu erkennen (Abb. 3.3), das Maximum des Niederschlages zeichnet sich jedoch auf der Rückseite des Troges ab. Allgemein gilt, dass in den Monaten Juni und Juli die Störungen stärker über dem Land auftreten, in den Spätsommermonaten August und September jedoch vorzugsweise über dem Atlantik.

### 3.4 Das Mesoskalige konvektive System

Westafrika ist ein großes Gebiet, in dem sich unterschiedliche Arten von Mesoskaligen konvektiven Systemen (MCS) aufgrund von Breitengrad, Oberflächenbedingungen und Topographie bilden und entwickeln können. Durch ihre große Anzahl, verteilt über die gesamte Erdoberfläche, mit großen nächtlichen Wolkenschirmen, und der Möglichkeit, große Mengen an Masse und Feuchte zu transportieren, spielen MCS eine große Rolle im globalen Strahlungshaushalt und hydrologischen Wasserkreislauf (Laing and Fritsch 1993). Sie machen den größten Anteil am Niederschlag über Afrika aus (Mathon and Laurent 2002).

Nach Laing and Fritsch (1993) verlagern sich die vertikal gut ausgebildeten mesoskaligen konvektiven Systeme (MCS) typischerweise in Richtung hoher äquipotenzieller Temperaturen. Sie besitzen eine mittlere Lebensdauer von 11,5 Stunden und eine durchschnittliche Ausdehnung von  $2-3 \times 10^5$  km<sup>2</sup>. In der Literatur erfolgt der Ansatz, ein MCS über die Strahlungstemperatur des Wolkenschirms zu definieren. Ein typischer Wert ist nach Mathon und Laurent 233 K.

Nach Cotton et al. (1989) ist ein MCS der Versuch der Atmosphäre, ein in sich stabiles und im geostrophischen Gleichgewicht befindendes System herzustellen. Diese Systeme entstehen bevorzugt in Bereichen mit starker Windscherung. Nach Fink (2006) ist die relativ trockene Schicht, die sich über der Monsunschicht anschließt, für die Bildung unorganisierter Gewitterzellen von Bedeutung, da sie Abwinde in den Cumulonimben verstärkt und somit eine bodennahe Dichteströmung hervorruft. Prallt diese an ihrer südwestlichen Flanke mit der Monsunströmung zusammen, werden erneut Luftpakete in heftigen Aufwinden gehoben (Fink 2006).

Die bodennahe relativ kühle Südwestströmung bildet eine konvektive Sperrschicht, die besonders nördlich der ITCZ dazu führt, dass sich eine hohe potenzielle Labilität aufbauen kann. An der Küste treten insbesondere am Rande der Hauptregenzeit Gewitter an der See-Landwindkonvergenz auf (Fink 2006). Durch die Verlagerung der Zelle schneidet der Niederschlag nicht die Zufuhr an feuchter und warmer Luft in Bodennähe ab. Dadurch können sich vorderseitig des Systems durch Hebungseffekte, die mit dem Downdraft und dem Vorstoß von Kaltluft verbunden sind, immer wieder neue Zellen bilden. Die mit verhältnismäßig kalter Luft verbundenen Downdrafts kommen dadurch zustande, dass in mittleren Höhen zusätzlich trockene Luft in die Zelle konvergiert und ein Teil der Niederschlagsteilchen somit schon in größerer Höhe verdunstet, wodurch der Umgebung latente Energie entzogen wird und ein enormer Abtrieb gebildet wird (Kraus und Ebel 2003).

Die durch Konvektion hergestellte Wechselwirkung zwischen kleinskaligen turbulenten Energieflüssen am Boden und in der Grenzschicht und der synoptischen Skala führt dazu, dass die Gewichtung von Prozessen am Boden und in der Grenzschicht, die an der Auslösung der mesoskaligen Konvektion beteiligt sind, nicht gut verstanden bzw. modelliert werden können.



## Kapitel 4

# Das Lokal-Modell des Deutschen Wetterdienstes

Die Entwicklung des Lokal-Modells (LM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) wurde unter anderem mit dem Ziel verbunden, hochreichende Konvektion aufzulösen. Konvektive Prozesse werden auf einer horizontalen Skala wirksam, welche kleiner ist als diejenige, die von groß- und mesoskaligen numerischen Wettervorhersage-Modellen (NWP<sup>1</sup>) aufgelöst werden kann. Daher bedarf es bei der Modellierung subskaliger Prozesse sogenannter Parametrisierungsschemas, in denen einige grundlegende Effekte feuchter Konvektion näher betrachtet werden. Dies sind die diabatische Erwärmung aufgrund von Freisetzung latenter Wärme bei Kondensation, sowie der vertikale Transport von Wärme, Feuchte und Impuls in Auf- und Abwindgebieten.

Mesoskalige Zirkulation innerhalb eines Systems, in dem organisierte Konvektion stattfindet, wie beispielsweise in Squall-Lines und konvektiven Wolkenclustern, kann ebenfalls wichtig für den großskaligen Wärme- und Feuchtehaushalt sein. Die meisten Parametrisierungsschemas vernachlässigen jedoch den Einfluss mesoskaliger Zirkulation, da diese Prozesse aktuell noch nicht ausreichend verstanden sind.

Es gibt mehrere Methoden der Konvektionsparametrisierung in mesoskaligen NWP-Modellen. Dies zeigt zum einen die Komplexität der zu betrachtenden Prozesse, zum anderen die Unsicherheit, ob feuchte Konvektion korrekt mittels Parametrisierung dargestellt werden kann. Eines der Konvektionsschemas, die im LM (DWD) implementiert wurden, ist das Massenfluss-Schema nach Tiedtke (1989).

### 4.1 Allgemeines zum Lokal-Modell

Das LM (Kurzbeschreibung über Aufbau und Funktionsweise ist in Tabelle 4.1 gegeben) arbeitet operationell mit einer horizontalen Auflösung von 7 km und erhält seine Anfangs- und Randbedingungen aus dem Globalmodell GME, dessen horizontale Auflösung 40 km beträgt. Es bildet seit 1999 die Grundlage der Kurzfrist-Vorhersage beim DWD und ist ein nicht-hydrostatisches, kompressibles (vollelastisches) Modell, welches zur Vorhersage atmosphärischer Prozesse dient (Doms

---

<sup>1</sup>NWP = numerical weather prediction

**Tabelle 4.1:** Kurzbeschreibung des LM. (IMPETUS)

<b>Grundlagen</b>	
Modellgleichungen	Kompressible (d.h. nicht-hydrostatisch approximierter) Navier-Stokes Gleichungen in Advektionsform für Abweichungen von einem hydrostatischen Grundzustand
Vorhersagegrößen	3 Windkomponenten, Temperatur, Feuchte (Wasserdampf, Wolkenwasser und optional Wolkeneis, Flüsse von Regen und Schnee), Druck(störung), Dichte der Luft, Turbulente kinetische Energie
<b>Numerische Verfahren</b>	
Gittertyp	Boxmodell (horizontal Arakawa-C, vertikal Lorenz-Staggered) auf rotiertem geographischen Gitter und geländefolgender Vertikalkoordinate
Diskretisierung	Finite Differenzen 2-ter Ordnung
Integrationsverfahren	Leapfrog horizontal explizit, vertikal implizites Zeit-Splitting
Numerischer Filter	Horizontal: 4-ter Ordnung linear, Vertikal: Oben Rayleigh-Dämpfungsschicht, 3-dim. Divergenzdämpfung
<b>Antrieb</b>	
Anfangsdaten	großskalige Analyse- und Modellfelder (ECMWF, GME)
Initialisierung	Digitaler Filter nach Lynch
Randdaten	Seitlich: Davies-Rand, Oben: Rayleigh-Dämpfungsschicht
<b>Physikalische Parametrisierung</b>	
Subskalige Turbulenz	diagnostische oder prognostische turbulente kinetische Energie (TKE), Schließung Level 2 oder Level 2,5 nach Möller und Yamada
Oberflächenflüsse	Ähnlichkeitstheorie, in der Form nach Louis (1979) für turbulente Flüsse der Temperatur, der Feuchte und des Impulses
Wolkenmikrophysik	basierend auf Kessler-Schema, Erweiterung um Wolkeneis, Subskalige Wolken als Funktion der relativen Feuchte, der Stabilität und der Höhe
Cumulus Konvektion	Massenfluss-Schema nach Tiedtke (1989), optional auch mit CAPE-Schließung nach Kain-Fritsch (1992)
Strahlung	Delta-Zweistrom-Approximation nach Ritter & Geleyn (1992) 8 kurzwellige und 8 langwelligen Wellenlängenbereiche
Boden	TERRA: Weiterentwickeltes 2,5-Schicht-Bodenmodell nach Jacobsen und Heise (1982)
<b>Feste Randdaten</b>	
Höhenmodell	USGS: GTOPO30 bzw. STRM30, 30" Gitterweite
Landnutzung	Global Land Cover Characterization (GLCC2.0) (USGS)
Vegetation	Monthly Generalized Global Vegetation Index from NESDIS NOAA-9 Weekly GVI Data

und Schättler 2003). Die Grundlage zur Beschreibung der Strömungen in einer feuchten Atmosphäre bilden die nicht-hydrostatischen, kompressiblen Gleichungen, welche in rotierten Koordinaten vorliegen. Diese sind die Impulsbilanzgleichung, die Drucktendenzgleichung, die Temperaturgleichung, die Bilanzgleichung für den Wasserdampf und das Wolkenwasser, die Gasgleichung und die diabatische Wärmeleichung. Dieses Gleichungssystem beinhaltet folgende Größen: den dreidimensionalen Windvektor, die Temperatur, den Druck, die spezifischen Größen von Wasserdampf, Wolkenwasser und Wolkeneis, sowie die TKE. Diese Größen liegen an jedem Gitterpunkt des Modells vor. Die zu lösenden Gleichungen lauten wie folgt:

$$\text{Impulsbilanzgleichung:} \quad \rho \frac{d\mathbf{v}}{dt} = -\nabla p + \rho \mathbf{g} - 2\boldsymbol{\Omega} \times (\rho \mathbf{v}) - \nabla \cdot \mathbf{T} \quad (4.1)$$

$$\text{Drucktendenzgleichung:} \quad \frac{dp}{dt} = -(c_{pd}/c_{vd})p \nabla \cdot \mathbf{v} + (c_{pd}/c_{vd} - 1)Q_h \quad (4.2)$$

$$\text{Temperaturgleichung:} \quad \rho c_{pd} \frac{dT}{dt} = \frac{dp}{dt} + Q_h \quad (4.3)$$

$$\text{Bilanzgleichung für Wasserdampf:} \quad \rho \frac{dq^v}{dt} = -\nabla \cdot \mathbf{F}^v - (I^l + I^f) \quad (4.4)$$

$$\text{Bilanzgleichung für Wolkenwasser:} \quad \rho \frac{dq^{l,f}}{dt} = -\nabla \cdot (\mathbf{F}^{l,f} + \mathbf{F}^{l,f}) + (I^{l,f}) \quad (4.5)$$

$$\text{Hydrostatische Grundgleichung:} \quad \rho = \frac{p}{R_d(1 + (R_v/R_d - 1)q^v - q^l - q^f)T} \quad (4.6)$$

$$\text{Diabatische Wärmeproduktion:} \quad Q_h = L_V I^l + L_S I^f - \nabla \cdot (\mathbf{H} + \mathbf{R}). \quad (4.7)$$

Dabei stehen die verwendeten Variablen für die folgenden Größen:

$t$	Zeit
$p$	Druck
$T$	Temperatur
$\rho^x$	Parzialdichte der einzelnen Gemische $x$
$\rho = \sum_x \rho^x$	Totale Dichte des Luftgemisches
$q^x = \rho^x / \rho$	Massenbruch des Gemisches $x$
$x = v, l, f, d$	Wasserdampf, Flüssigwasser, Eis, trockene Luft
$c_{pd}, c_{vd}$	Spezifische Wärme bei konstantem Druck bzw. Volumen
$R_d, R_v$	Gaskonstante für trockene Luft und Wasserdampf
$\mathbf{v}$	Baryzentrische Geschwindigkeit (relativ zur rotierenden Erde)
$L_V$	Verdampfungswärme
$L_S$	Sublimationswärme
$Q_h$	Diabatische Wärmeproduktion

(4.8)

$\mathbf{H}$	Fühlbarer Wärmestrom
$\mathbf{R}$	Flussdichte der solaren und thermischen Strahlung
$\mathbf{P}^{l,f}$	Niederschlagsfluss für Wasser und Eis
$I^{l,f}$	Phasenfluss für Wasser und Eis

$$\begin{aligned} \mathbf{T} &= \overline{\rho \mathbf{v}'' \mathbf{v}''} && \text{Turbulenter Impulsfluss} \\ \mathbf{F}^x &= \overline{\rho \mathbf{v}'' q^x} && \text{Turbulenter Fluss des Gemisches } x \left( \sum_x \mathbf{F}^x = 0 \right) \end{aligned}$$

$\Omega$	Konstante Winkelgeschwindigkeit der rotierenden Erde
$\mathbf{g}$	Gravitationsbeschleunigung
$d/dt = \partial/\partial t + \mathbf{v} \cdot \nabla$	Totaler zeitlicher Ableitungsoperator (Lagrange)
$\partial/\partial t$	Lokaler zeitlicher Ableitungsoperator (Euler)
$\nabla$	Nabla-Operator

Da die vollständige Betrachtung der Prozesse die zur Verfügung stehende Rechenzeit weit überschreiten würde, werden Parametrisierungen vorgenommen. Die für die Arbeit relevante Parametrisierung ist die des Niederschlages. Der skalige Niederschlag wird anhand einer Bulk-Formulierung vorgenommen, der konvektive Niederschlag wird mittels Massenflussschema nach Tiedtke (1989) parametrisiert.

## 4.2 Parametrisierung des skaligen Niederschlages

In einem numerischen Modell kann zwischen zwei verschiedenen Prozessen unterschieden werden: den skaligen Prozessen, welche auf Gitterskala des Modells aufgelöst sind und explizit modelliert werden und den subskaligen Prozessen, welche eine Parametrisierung benötigen. Der skalige Niederschlag wird anhand des Bulk-Verfahrens berechnet. Nach Kessler (1969) erfolgt hierbei eine Einteilung der Hydrometeore in vier Kategorien: Wolkeneis, Wolkenwasser, Regenwasser und Schnee. Anhand der Bilanzgleichung für die jeweilige Klasse kann sowohl der Wolken- als auch Niederschlagsbildungsprozess beschrieben werden.

Konvektionsprozesse auf Gitterskala werden mittels Übersättigung der Gitterelemente erzeugt. Da diese Prozesse vom ersten Hauptsatz der Thermodynamik abhängen, muss zusätzlich zu den Bilanzgleichungen die pognostische Temperaturgleichung gelöst werden.

Die Terme für die Niederschlagsflüsse werden durch die Annahme von Stationarität und horizontaler Homogenität vereinfacht. Des Weiteren wird die vertikale Advektion vernachlässigt. Man erhält dann diagnostische Ausdrücke für den Schnee und den Regen. Für eine ausführliche Erklärung der mikrophysikalischen Prozesse von Wolken- und Niederschlagsbildung wird auf die Modellbeschreibung des DWD (Doms et. al 2005) verwiesen.



### 4.3 Parametrisierung des konvektiven Niederschlages

Finden Kondensationsprozesse auf einer Skala statt, welche kleiner ist als die eigentliche Gitterskala, so spricht man von subskaligen Prozessen. Diese Prozesse können nicht explizit vom Modell aufgelöst und modelliert werden, sondern bedürfen einer Parametrisierung. Die in dieser Arbeit verwendete Konvektionsparametrisierung ist die nach Tiedtke (1989). Bei diesem Schema wird zwischen flacher, mittelhoher und hochreichender Konvektion unterschieden, wobei festzuhalten ist, dass an einem Gitterpunkt nur eine der drei Konvektionsarten möglich ist. Bei der flachen und hochreichenden Konvektion erfolgt die Auslösung in den Modellschichten unmittelbar über dem Erdboden, bei der mittelhohen Konvektion in höher gelegenen Modellschichten. Die Schließung für flache und hochreichende Konvektion beruht auf der sogenannten Kuo-Schließung (Kuo 1965), welche von Konvektion mittels Feuchtekonvergenz ausgeht. Bei der mittelhohen Konvektion werden Massenfluss an der Wolkenbasis und der vertikale skalige Massentransport in diesem Niveau gleichgesetzt.

### 4.4 Das Tiedtke-Schema

Das Konvektionsparametrisierungsschema nach Tiedtke (1989) ist ein Massenflussschema. Die thermodynamischen Gleichungen beinhalten ein ganzes Ensemble an Konvektionswolken in allen Entwicklungsstadien. Die subskaligen vertikalen Flüsse von Wärme, Feuchte und Impuls in Auf- und Abwindgebieten werden durch ein einfaches Bulk-Wolkenmodell-Verfahren berechnet. Bei dem eindimensionalen Wolkenmodell wird angenommen, dass der Abwind konstant ist. Des Weiteren wird angenommen, dass der nach oben gerichtete Massenfluss sich durch das Einmischen von Umgebungsluft in die Wolke (Entrainment) und das Ausmischen von Wolkenluft in die Umgebung (Detrainment) ändert. Eine ähnliche Betrachtung erfolgt für den abwärtsgerichteten Massenfluss. Im Aufwind wird stets Sättigung angenommen, überschüssiger Wasserdampf kondensiert und bildet Wolkenwasser und Niederschlag. Die Abwinde werden durch das Verdunsten von Regenwasser intiiert. Sie bleiben dadurch gesättigt.

Zum Lösen der Gleichungen bedarf es also dem Massenfluss an der Wolkenbasis. Die Schließung hierfür basiert auf zwei Annahmen: Stationarität unterhalb der Wolkenbasis und Abhängigkeit der Konvektion von der großskaligen Feuchtekonvergenz. Aus der Bilanzgleichung für die Feuchte erhält man nach Vernachlässigung der Phasenumwandlungen einen Ausdruck für den Massenfluss, wenn man die Bilanzgleichung vom Boden bis zur Wolkenbasis integriert und annimmt, dass die Vertikalgeschwindigkeit am Boden Null ist.

$$\{M_u(q_u^v - q_v) + M_d(q_d^v - q_v)\}_{z_b} = - \int_{z_s}^{z_b} \left( \rho \mathbf{v} \cdot \nabla q_v + \frac{\partial F^{q^v}}{\partial z} \right) dz \quad (4.9)$$

$z_s$  steht für die Höhe der Erdoberfläche,  $z_B$  für die Wolkenbasis und  $F^{q^v}$  für den vertikalen turbulenten Fluss der spezifischen Feuchte.

Anhand dieser Gleichung kann man feststellen, welche Art von Konvektion herrscht. Ist die rechte Seite der Gleichung positiv, so liegt flache und hochreichende Konvektion vor. Überwiegt der Turbulenzterm, so handelt es sich um flache Konvektion, überwiegt der Advektionseffekt, so liegt

hochreichende Konvektion vor. Für mittelhohe Konvektion entspricht der aufwärtsgerichtete Massenfluss an der Wolkenbasis dem skaligen Massentransport.

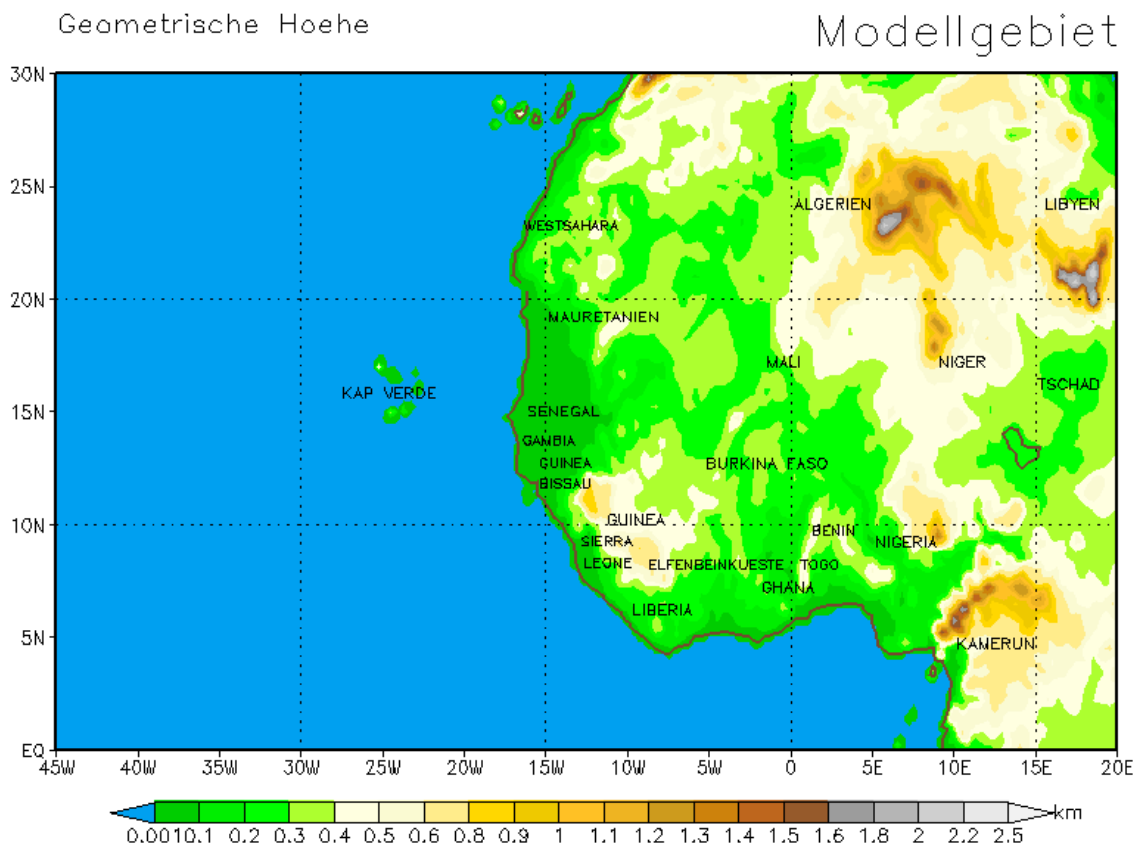
$$(M_u)_{z_b} = (\rho\omega)_{z_b} \quad (4.10)$$

Demnach lautet nach der Vereinfachung die Gleichung für den konvektiven Niederschlag:

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho(g_p - e_d - e_p) \quad (4.11)$$

- $P$  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

(4.12)



**Abbildung 4.1:** Ausschnitt des verwendeten Modellgebietes (von 45°W-20°O und 0°N-30°N). Die Skala gibt einen Überblick über die geometrische Höhe in km.

## 4.5 Modellgebiet und verwendete Daten

In der „Dry Run“-Periode (22. August 2005 - 02. September 2005) ist ein mesoskaliges konvektives System (MCS) über das AMMA-Messgebiet hinweggezogen, welches in dieser Arbeit nun näher untersucht werden soll. Zur Initialisierung lagen ECMWF-Vorhersagen für drei Tage (72 Stunden) mit einer zeitlichen Auflösung von drei Stunden zu den 00 UTC-Terminen und 12 UTC-Terminen vor. Die Daten wiesen eine Gitterweite von 0.5° (56 km) in einem 91 x 221 Gitterpunkte großen Gebiet auf. Das Gebiet erstreckte sich in Nord-Süd-Richtung von 5° Süd bis 40° Nord und von 60° Ost bis 50° West. Zudem bedurfte es zum Antreiben des Modells Landnutzungsdaten, welche die Oberflächenbeschaffenheit wiedergaben.

Anhand eines Interpolationsprogrammes (ifs2lm) wurden die ECMWF-Daten für das LM auf eine Auflösung von 0,25° interpoliert und kompatibel gemacht. Beim LM selbst wurde die Version 3.9 verwendet. Über ein Gebiet von 300 x 130 Gitterpunkte (Abb. 4.1) in 35 Höhenschichten erfolgte dann eine stündliche Datenausgabe.

Das Nesting auf kleinere Gebiete mit höherer Auflösung erfolgte über zwei Schritte: Zunächst

wurde auf  $0.125^\circ$  bei einer Gebietsgröße von  $20^\circ\text{W}$ - $20^\circ\text{O}$  und  $1^\circ\text{N}$  -  $21^\circ\text{N}$  genestet, anschließend auf das Gebiet ca.  $0^\circ\text{O}$  - ca.  $10^\circ\text{O}$  und  $4,5^\circ\text{N}$  - ca.  $14,5^\circ\text{N}$  mit einer Auflösung von  $0.0625^\circ$ . Dazu bedurfte es erneut Landnutzungsdaten in den entsprechenden Auflösungen.

Die Visualisierung erfolgte mit dem Programm „Grid Analysis and Display System“ (GrADS).

# Kapitel 5

## Synoptische Situation

### 5.1 Allgemein

In diesem Kapitel geht es um die nähere Untersuchung eines MCS anhand von Satellitenbildern und ECMWF<sup>1</sup>-Analysen. Es gibt zwei unterschiedliche Arten von MCS über Afrika: Mesoskalige konvektive Komplexe (MCC), die eine eher kreisförmige Erscheinungsform haben, und Squall Lines (SL), die sich durch ihr linienförmiges Aussehen definieren. Bei dem hier untersuchten MCS handelt es sich um ein MCC.

Der betrachtete Zeitraum ist die sogenannte „Dry Run“-Periode, welche zwischen dem 22. August 2005 und 02. September 2005 stattfand. Sie dient als Vorbereitung für die im AMMA-Kapitel erwähnten Messkampagnen und um Trockenübungen anhand unterschiedlicher Modelle im selben Zeitraum durchzuführen, um somit Vergleichsmöglichkeiten bei Modellergebnissen zu schaffen. Hierzu werden sowohl Modellergebnisse mit Realdaten als auch die Modellergebnisse untereinander verglichen. Die unterschiedlichen Modelle variieren außer in Auflösung, Physik und Parametrisierung noch in Initiierungsdatensätzen und Randbedingungen.

Neben der qualitativen und quantitativen Darstellung des Niederschlages und seiner räumlichen Verteilung geht es in dieser Arbeit zusätzlich um die nähere Untersuchung von Umgebungsparametern, die bei der wissenschaftlichen Erforschung eines MCC helfen sollen. Ziel ist es, das System an sich besser zu verstehen, Vorhersagen qualitativ einordnen zu können sowie Modellverbesserungen vorzunehmen, um zukünftige Prognosen zu verbessern.

Die Initiierung des MCC fand am 27. August 12UTC über der Zentralafrikanischen Republik statt. Zentralafrika liegt auf dem Plateau der Nordäquatorialschwelle, welche sich als kontinentales Hochland im Zentrum des afrikanischen Kontinentes befindet. Im Norden schließt die Feuchtsavanne, im Süden der tropische Regenwald an. Die erhöhte Lage und damit verbundene verstärkte Einstrahlung, die bergige Landschaft, die Windscherung/Winddrehung und die feuchten Luftmassen sind Triggermechanismen und führen zur Entwicklung von Konvektion. Im weiteren Verlauf zog das MCC über die Republik Kongo und Kamerun (28. August 00UTC), über Nigeria, den Golf von Guinea und Niger (28. August 12UTC), weiter über Benin, Togo, Ghana und Burkina Faso (29. August 00UTC) bis es schließlich am 30. August die westafrikanische Küste überquerte.

---

<sup>1</sup>ECMWF = Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage

## 5.2 Wasserdampfaufnahmen

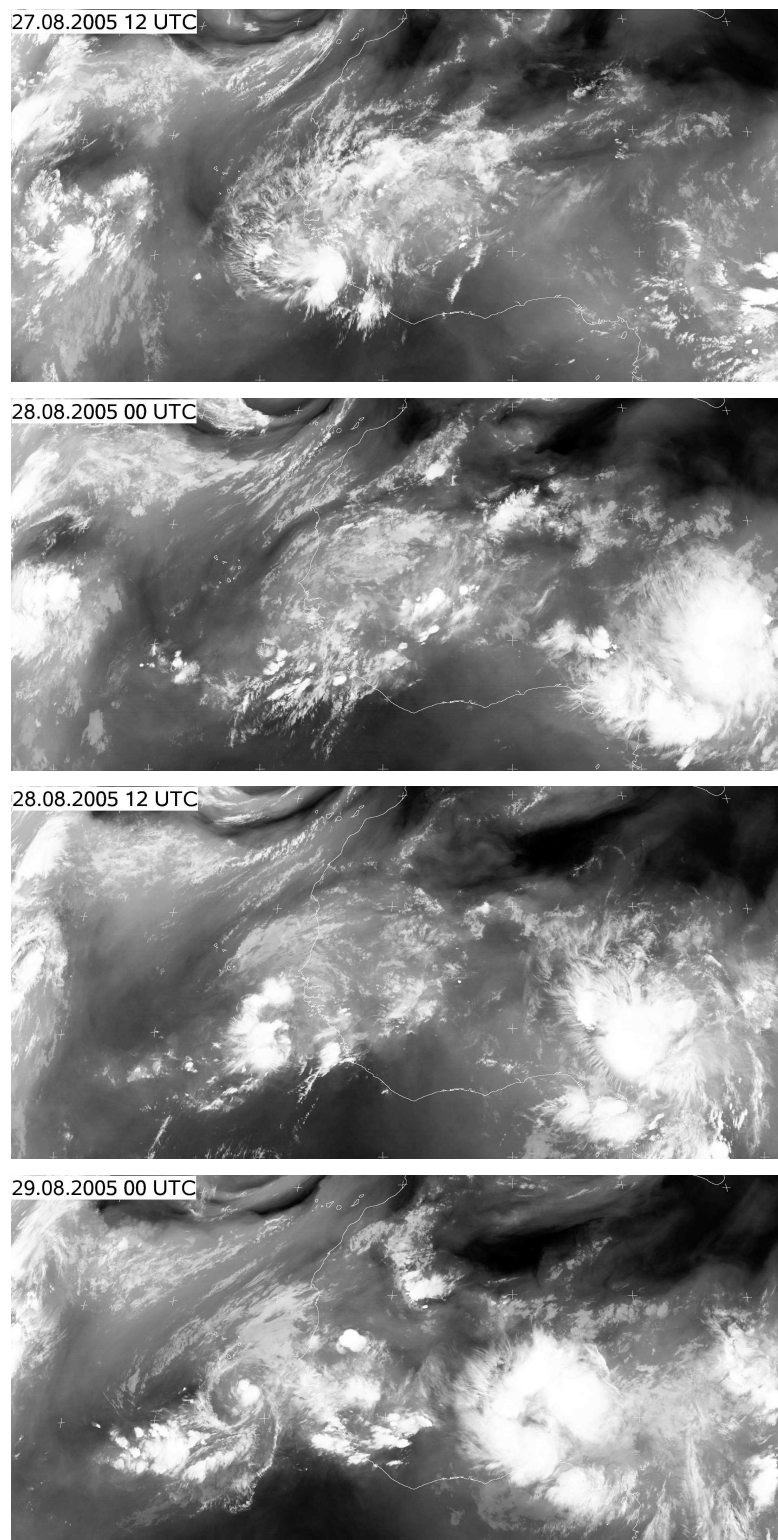
Auf den Bildern, die vom geostationären Meteosat-2<sup>nd</sup>-Generation Satelliten im Wasserdampfkanal aufgenommen wurden, kann man während des gesamten Zeitraums von West nach Ost eine Abfolge von Gebieten mit verstärktem Wasserdampfgehalt und wasserdampfarmen Zonen erkennen. Diese Abfolge von trockenen und feuchten Gebieten kann anhand der wellenartigen Störungen des AEJ, den AEW, erklärt werden, die sich aus Trögen und Rücken zusammensetzen. Ein Trog ist mit einem Kaltluftvorstoß von Süden nach Norden verbunden, da im Norden die heiße und trockene Wüstenluft der Sahara liegt und im Süden die kühleren, feuchten Luftmassen der tropischen Zonen. Daher zeichnen sich auf den Satellitenbildern Tröge mit wasserdampfreichen Gebieten und Rücken mit wasserdampfarmen Gebieten ab.

Ebenfalls kann man mehrere große Wolkenschirme ausmachen, welche wiederum eine Anzahl konvektiver Zellen beinhalten, die durch sehr wasserdampfreiche punktuelle Anordnungen unter dem Cirrusschirm deutlich werden. Zudem wird das radiale Ausströmen am Oberrand des Cirrusschirms in Form von radialen Wasserdampfstrahlen sichtbar.

Bei den Aufnahmen sind ein Bereich sehr trockener Luft über der Sahara und die mit ihr verbundenen Ausbrüche der Saharan African Layer (SAL) erkennbar. Dies sind wasserdampfarme Luftmassen, welche von der Sahara bis weit auf den Atlantik hinaus reichen.

Am 27. August 2005 12UTC erfolgt über Zentralafrika und Kongo Auslösung von Konvektion, welche sich im weiteren Verlauf zu einem MCC entwickelt. Zunächst ist dieses auf den Satellitenbildern nur punktuell anhand mehrerer kleiner Zellen über dem Entstehungsgebiet ( $18^{\circ}\text{O}-24^{\circ}\text{O}$ ,  $4^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{N}$ ) auszumachen. Bereits 12 Stunden später zeichnen sich die einzelnen Strukturen stärker ab - ein einheitlicher Cirrusschirm bildet sich aus. Es folgt die Entwicklung von den ursprünglichen Zellen zu einem MCC mit einer Ausdehnung des Wolkenschirms von  $15^{\circ}$  sowohl in Nord-Süd- als auch Ost-West-Richtung, das sich nach Westen verlagert. Die dem System vorgelagerte trockene Zone wird schmaler und verlagert sich weiter Richtung Atlantik. Das anfängliche Propagieren des Systems Richtung Südwesten und anschließend Richtung Nordwesten lässt darauf schließen, dass es in eine AEW eingebettet ist, womit auch der dem System vorgelagerte trockene Bereich auf den Satellitenbildern anhand eines Rückens erklärt werden könnte, in dem großräumiges Absinken herrscht. Zudem setzt sich das MCC aus mehreren Zellen zusammen, einer größeren, welche im Verlauf der Periode nördlich über Nigeria hinwegzieht (28. August 12UTC:  $10^{\circ}\text{N}$ ,  $10^{\circ}\text{O}$ ) und Strukturen, welche über Kamerun, Nigeria und dem Atlantik liegen. Am 29. August 00UTC kann eine konvexe Anordnung des konvektiven Systems ausgemacht werden, wobei die Zelle vor der Küste Kameruns im Vergleich zur großen nördlich gelegenen Zelle wenig Dynamik aufweist und nur langsam nach Westen propagiert.

Die in den folgenden Prognosen vorgenommene Unterteilung des MCC in abgegrenzte Zellen findet anhand der Wasserdampfbilder statt. Es vereinfacht die Handhabung der Modellergebnisse.



**Abbildung 5.1:** Bilder des METEOSAT-Seviri-Satelliten, aufgenommen im Wasserdampfkanal. 27. August 2005 - 29. August 2005. Quelle: <http://www.sat.dundee.ac.uk/>

### 5.3 Allgemeines zu den erstellten Analysen

Untersucht man die vom Modell erstellten Bilder zu den Analysezeitpunkten zunächst auf allgemeine Gemeinsamkeiten, so lassen sich folgende, immer wieder auftretende Eigenschaften feststellen: Bei den erstellten Windfeldern ist zu erkennen, dass die Windgeschwindigkeiten in 700 hPa deutlich höhere Werte über dem afrikanischen Kontinent aufweisen als die Bodenwinde. Anders ist es über dem atlantischen Ozean, wo die Geschwindigkeitsscherung zwischen der Strömung in 1000 hPa und 700 hPa deutlich schwächer ausfällt, was mit dem Einfluss der Bodenreibung zusammenhängt, die über dem Ozean deutlich geringer ist als über der Landfläche. Auch die Winddrehung mit der Höhe, die zwischen 1000 hPa und 700 hPa annimmt teilweise bis zu  $180^\circ$ , kann in unterschiedlicher Ausprägung auf allen Graphiken ausgemacht werden. Beispielsweise ist die aus Südwesten wehende Monsunströmung vor der Westküste Afrikas ( $25^\circ\text{W}$ - $13^\circ\text{W}$ ,  $3^\circ\text{N}$ - $5^\circ\text{N}$ ) mit einer aus Gegenrichtung wehenden Nordostströmung in 700 hPa verbunden. Das einzige Gebiet, in dem das Bodenwindfeld eine höhere Geschwindigkeit aufweist als das 700 hPa-Windfeld, liegt im Golf von Guinea, vor der Kamerunschen und Nigerianischen Küste ( $20^\circ\text{W}$ - $5^\circ\text{O}$ ,  $0^\circ\text{N}$ - $5^\circ\text{N}$ ), im Bereich der Monsunströmung. Auf allen Abbildungen spezifischer Feuchte in 700 hPa ist, wie bereits auf den Satellitenbildern gezeigt, die Abfolge trockener und feuchter Gebiete von West nach Ost zu erkennen. In der zeitlichen Abfolge kann deren Verlagerung von Ost nach West verfolgt werden. Die trockenen Luftmassen über der Sahara und dem Norden Afrikas sowie die bei der relativen Feuchte (Abb. nicht gezeigt) gut erkennbaren SAL-Ausbrüche, die durch den Vorstoß heißer und trockener Wüstenluft bis hinaus auf den Atlantik gekennzeichnet sind und in den Wasserdampfbildern durch sehr dunkle Gebiete dargestellt werden, sind auf den Feuchtekarten in 700 hPa klar definiert. Der zu allen Zeitpunkten markant definierte Feuchtegradient an der Westküste Afrikas, wo die relative Feuchte in einer Zone von weniger als 200 km Ausdehnung von über 80% auf unter 20% abnimmt (Übergang atlantischer Ozean - saharische Gebiete) kann anhand der Oberflächenflüsse und unterschiedlichen Temperaturen über dem Kontinent und dem Ozean erklärt werden. Betrachtet man die Darstellung der relativen Feuchte, so erkennt man auf dem 1000 hPa-Niveau an der gesamten Südwestküste sehr hohe Werte. Dies hängt mit der bodennahen Monsunströmung zusammen, welche die mit Wasserdampf angereicherten Luftmassen vom Golf von Guinea ins Landesinnere transportiert. Da die relative Feuchte eine temperaturabhängige Größe ist, macht sich hier auch der Tagesgang bemerkbar. Um die Mittagszeit schieben sich die trockenen Luftmassen bis weit nach Süden vor, gegen Mitternacht erreichen große Gebietsteile nahezu Sättigung.

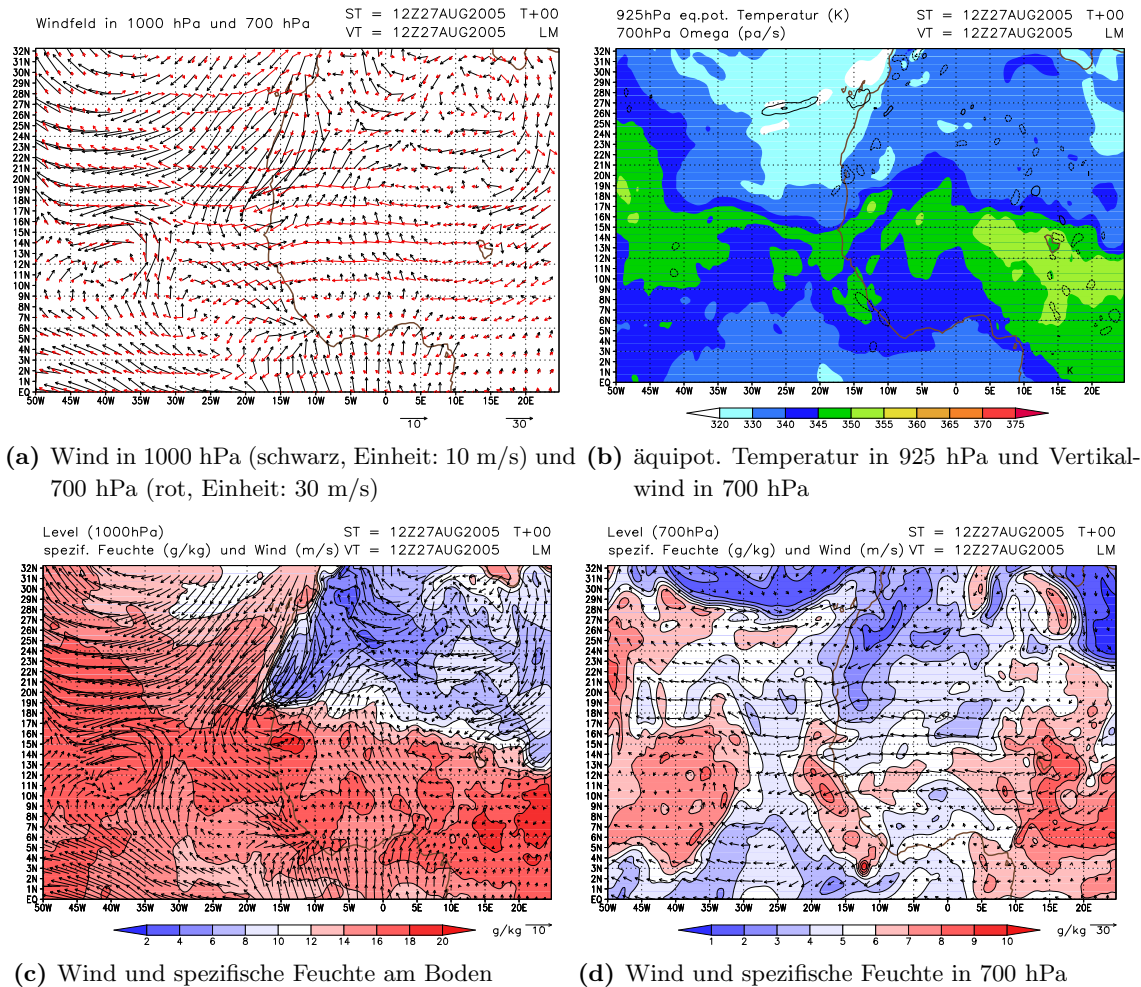
Die Vertikalschnitte entlang eines Breitengrades bieten zusätzlich zum horizontalen Windfeld in 700 hPa eine gute Darstellungsmöglichkeit für AEWs, indem man die meridionale Windkomponente betrachtet. So kann festgestellt werden, ob sich ein System im Trog befindet, indem man einen Vertikalschnitt von West nach Ost durch das System legt und somit seine Positionierung anhand der meridionalen Windkomponentenuntersuchung festmacht. Liegt beispielsweise östlich des Systems eine Anströmung aus Süden und westlich des Systems eine Anströmung aus Norden vor, so liegt das MCC in einen Trog eingebettet. Dies kann man anhand eines Beispiels verdeutlichen, wenn man die Abbildung vom 28. August 12UTC (Abb. 5.7(c)) betrachtet. Hier liegt das MCC bei ca.  $8^\circ\text{O}$ , die Südwinde östlich davon bei  $20^\circ\text{O}$  und die Nordwinde westlich davon bei  $2^\circ\text{W}$ . Dies lässt auf eine Einbettung des Systems in einer AEW schließen. In Hinblick auf die Trogachsenanalyse, welche anhand der Vorgehensweise von Berry and Thorncroft (2005) durchgeführt wurde,



gerade über dem afrikanischen Kontinent große Abweichung von dem meridionalen Windfeld beim Vertikalschnitt oder dem Windfeld auf 700 hPa aufweist und daher nur in wenigen Fällen hinzugezogen wird.

In den Vertikalschnitten selbst kann die durchgehend sehr feuchte Monsunschicht bis in ein Niveau von 700-800 hPa ausgemacht werden. Dies ist auch mit der ausschließlich südlichen Anströmung in Bodennähe zwischen  $15^{\circ}\text{W}$  und  $10^{\circ}\text{O}$  vereinbar. Auffällig sind auch die trockenen Luftmassen, die über Land bei ca. 700 hPa und höher und über dem Ozean bei bereits 800 hPa und höher liegen. Im Vergleich zum Nord-Süd-Schnitt weist die potentielle Temperatur beim West-Ost-Schnitt in der Vertikalen eine barotrope Schichtung auf. In den Vertikalschnitten von Nord nach Süd kann sowohl die Zunahme der potentiellen Temperatur mit dem Breitengrad ausgemacht werden als auch die gut durchmischte Grenzschicht während des Tages, bei der sich die potentielle Temperatur über den trockenen nördlichen Gebieten Afrikas nur gering mit der Höhe ändert. In der Nacht stabilisiert sich durch die starke Ausstrahlung des Bodens die Grenzschicht, die potentielle Temperatur nimmt dann schneller mit der Höhe zu. Auch kann in dieser Darstellungsart die Lage des Jets ausgemacht werden, welcher in der Zone maximaler Baroklinität liegt, beispielsweise in der Analyse am 28. August 12UTC (Abb. 5.7(d)) mit 20 m/s bei  $8^{\circ}\text{N}$ .

Bei der Betrachtung der Karten relativer Vorticity fallen die stets gekoppelten Maxima und Minima auf, wobei das Maximum vorderseitig und das Minimum rückseitig in Bezug auf die Zugrichtung von Ost nach West liegt. Inwiefern dies auf Orographieeffekte zurückgeführt werden kann oder ob es sich um das konvektionsbedingte Aufsplitten einer Wirbelröhre in einen zyklonalen und einen antizyklonalen Anteil handelt, kann im Rahmen dieser Arbeit nicht näher untersucht werden.

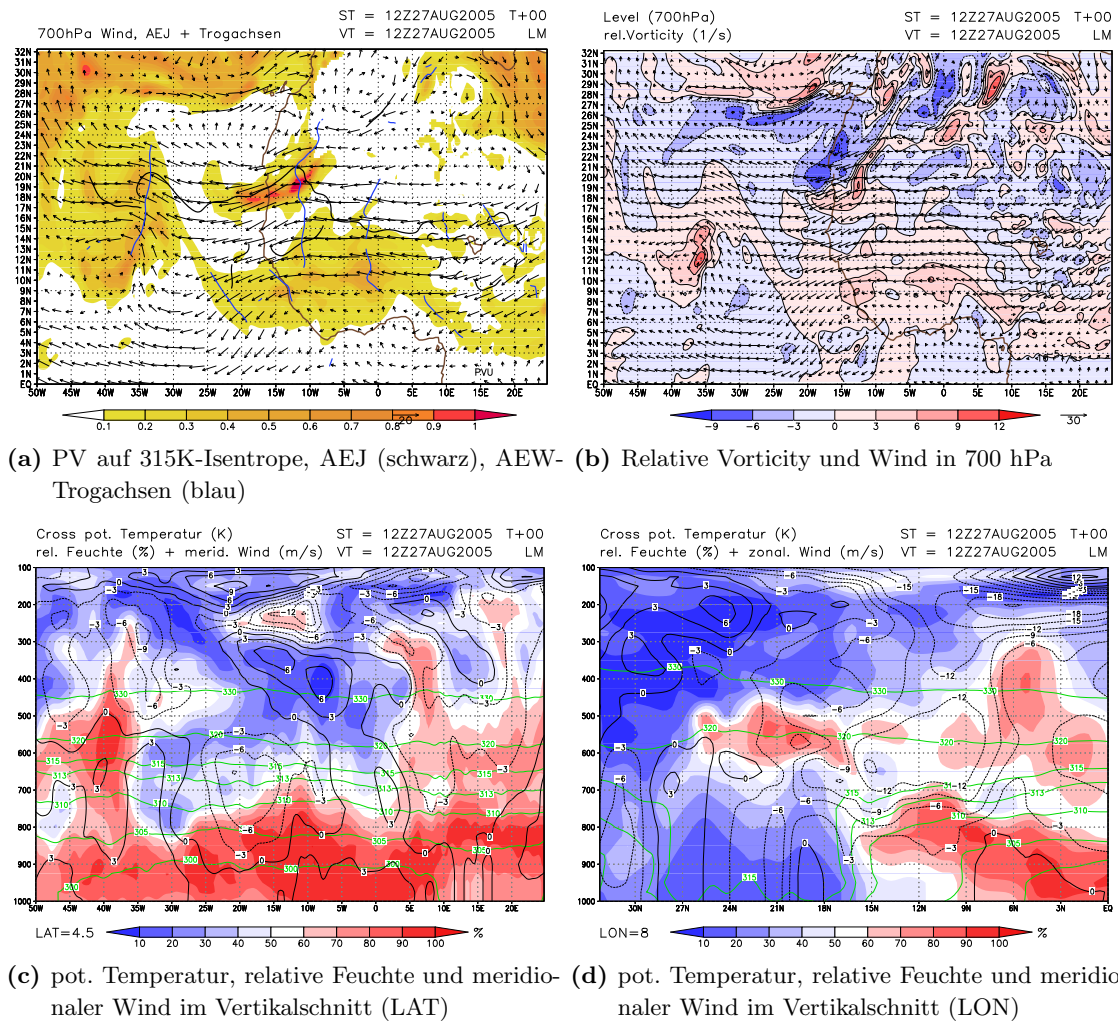


**Abbildung 5.2:** Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Analysedaten vom 27. August 12UTC verwendet.

## 5.4 27. August 2005 12UTC

Markant ist die aus südlichen Richtungen kommende Monsunströmung (Abb. 5.2(c)) vor der Küste Nigerias, welche feuchte Luftmassen über die Küstengebiete hinein ins Landesinnere transportiert. Es zeichnet sich zudem ab ca.  $15^{\circ}\text{O}$  ein sehr geradliniger Jet ab, dessen Maximum mit 15 m/s zu diesem Zeitpunkt in ca. 630 hPa bei  $15^{\circ}\text{N}$  (Abb. 5.3(d)) liegt. In der Höhenkarte für die spezifische Feuchte (Abb. 5.2(d)) zeigt sich die Abfolge von trockenen und feuchten Gebieten mit einem Gebiet hoher spezifischer Feuchte von  $10^{\circ}\text{O}$  -  $25^{\circ}\text{O}$  und einem Gebiet niedriger spezifischer Feuchte von  $10^{\circ}\text{W}$  -  $10^{\circ}\text{O}$ .

Die Initiierung von Konvektion und dem betrachteten MCC fand am 27. August 12UTC statt. Da bei den Satellitenbildern aus Übersichtsgründen nur der vom Modell ausgegebene Bereich dargestellt ist, sei an dieser Stelle erwähnt, dass es sich bei dem im folgenden betrachteten konvektiven System nicht um ein Hineinziehen eines bereits existierenden Systems ins betrachtete Modellgebiet



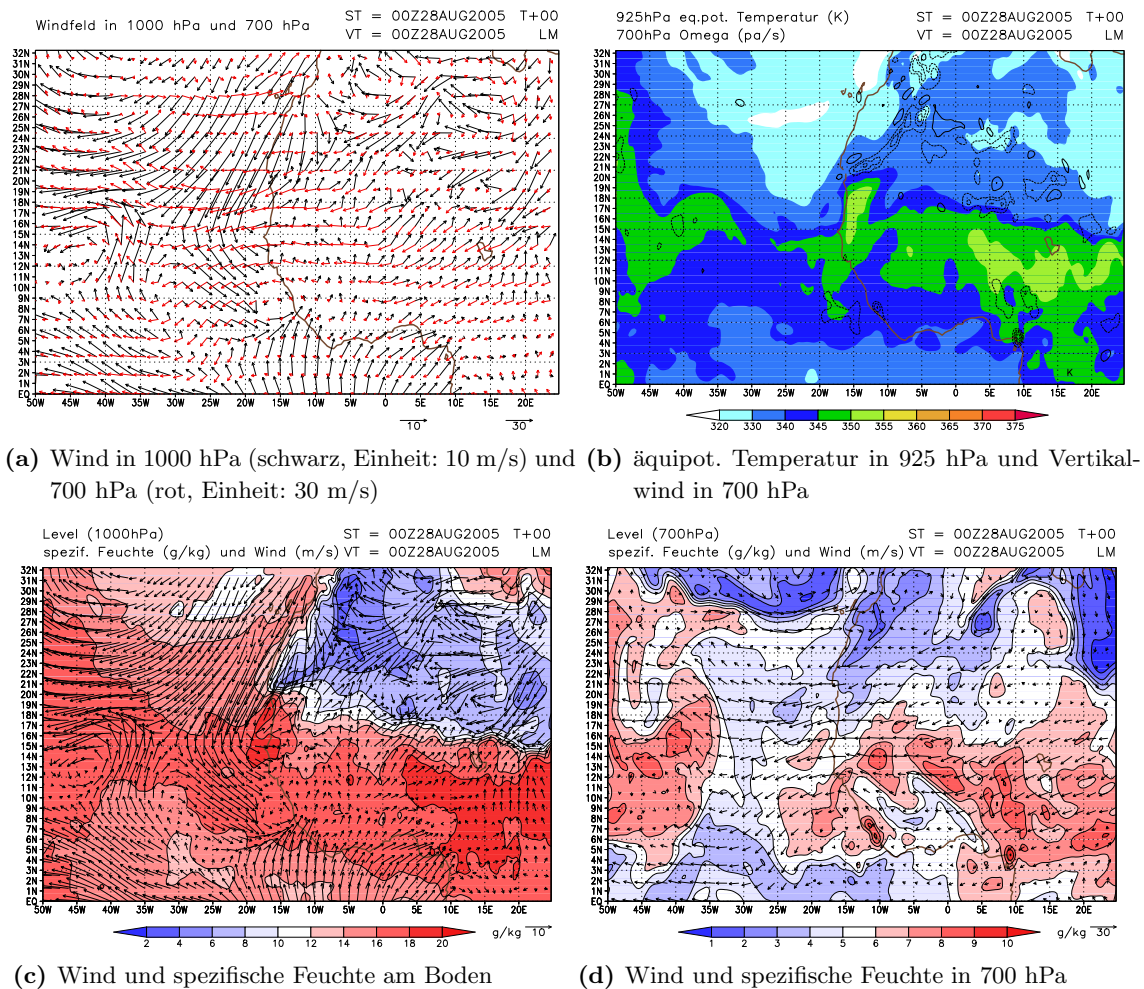
**Abbildung 5.3:** Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Analysedaten vom 27. August 12UTC verwendet.

handelt. Vielmehr kann zwischen den Zeitpunkten 27. August 12UTC und 28. August 00UTC auf den Wasserdampfbildern (Abb. 5.1(a) und Abb. 5.1(b)) eine bemerkenswerte Entwicklung verfolgt werden. Einzelne konvektive Zellen über dem zentralafrikanischen Initiierungsgebiet (IG, 18°O-24°O, 4°N-10°N) entwickeln in diesem 12-Stunden-Zeitraum einen ausgedehnten Cirrusschirm.

Im IG selbst sind die Bodenwinde (Abb. 5.2(c)) sehr schwach und weisen sowohl eine Geschwindigkeits- als auch Richtungskonvergenz auf. Gekoppelt mit einer wesentlich stärkeren Höhenströmung (Abb. 5.2(d)) aus nordöstlicher Richtung ist eine Bedingung für die Entwicklung von organisierter Konvektion erfüllt. Betrachtet man das Gebiet, in dem sich das System 12 Stunden später befinden wird, so kann man zum einen erkennen, dass es der 700 hPa-Strömung Richtung Südwesten folgen und in ein Gebiet mit sehr schwachen Bodenwinden und auch einer sehr schwachen Höhenströmung advehiert wird. Das IG selbst liegt dem Windfeld in 700 hPa (Abb. 5.2(d)) nach zu urteilen im Trog einer AEW und weist sowohl im 1000 hPa-Niveau als auch im 700 hPa-Niveau erhöhte spezifische

Feuchtwerte auf.

Gekoppelt mit dem Freiwerden latenter Wärme aufgrund von Kondensationsprozessen und der erhöhten relativen Vorticity (Abb. 5.3(b)), die durch das konvergente Windfeld zustande kommt, weist das IG insgesamt eine erhöhte potentielle Vorticity (PV) mit einem Maximum bei 24°O und 7°N (Abb. 5.3(a)) auf. Die erhöhte äquipotentielle Temperatur im IG (Abb. 5.2(b)) zeigt vermehrte Instabilität bezüglich Feuchtekongvektion. Vergleicht man die Lage des PV-Maximums (Abb. 5.3(a)) mit der Karte für die äquipotentielle Temperatur und Vertikalbewegung (Abb. 5.2(b)), so lässt sich feststellen, dass das PV-Maximum nicht im Maximum der erhöhten äquipotentiellen Temperatur, sondern leicht südlich davon liegt, aber mit zumindest schwachen Vertikalbewegungen verknüpft ist.

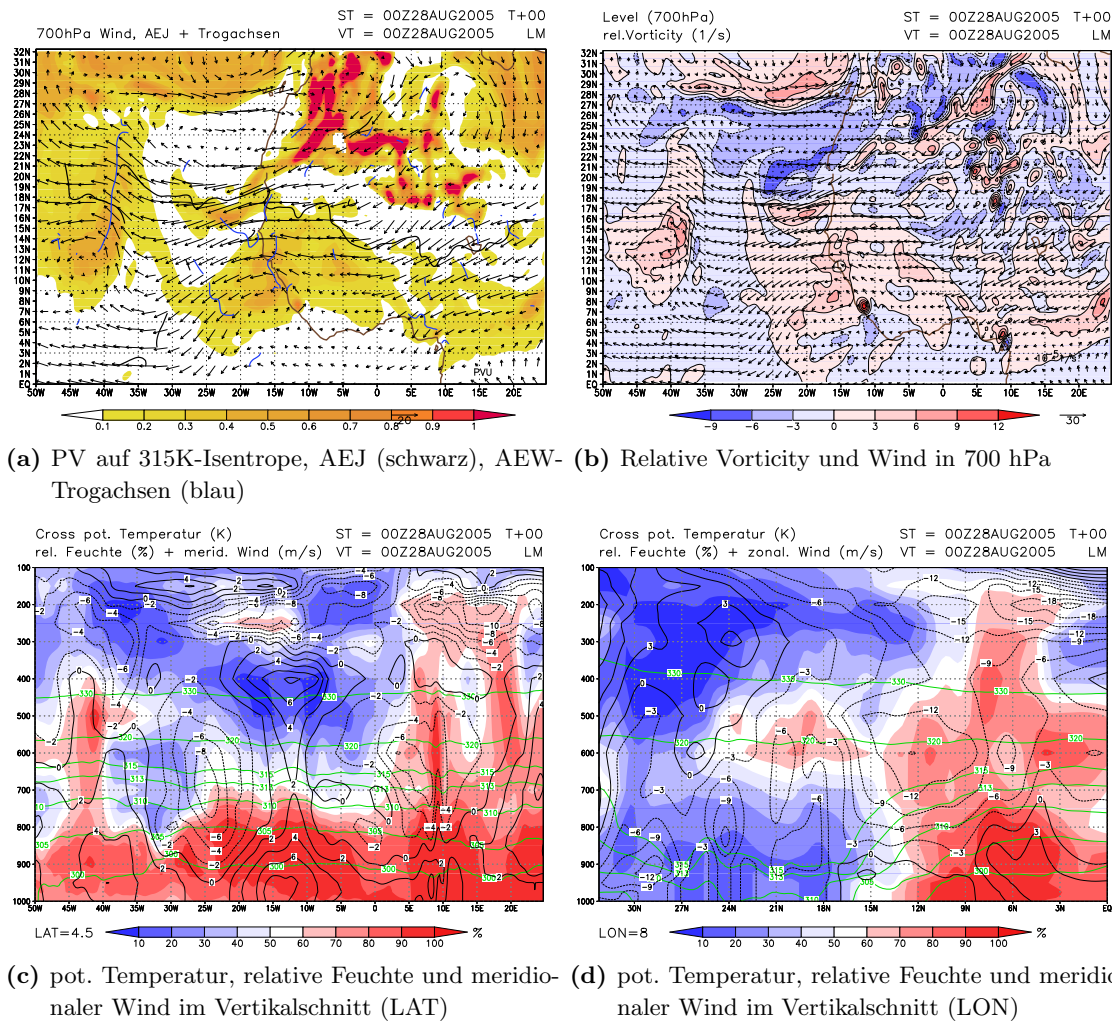


**Abbildung 5.4:** Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Analysedaten vom 28. August 00UTC verwendet.

## 5.5 28. August 2005 00UTC

Um die Untersuchungen zu vereinfachen, wurde das MCC anhand der Satellitenaufnahmen in zwei für diese Arbeit günstig zu beschreibende Zellen unterteilt. Eine nördliche Zelle A, die zu diesem Zeitpunkt bei  $12^{\circ}\text{O}-22^{\circ}\text{O}$  und  $6^{\circ}\text{N}-18^{\circ}\text{N}$  liegt und eine südliche Zelle B, welche sich von  $6^{\circ}\text{O}-17^{\circ}\text{O}$  und  $3^{\circ}\text{N}-8^{\circ}\text{N}$  erstreckt. Wie bereits beim vorigen Untersuchungszeitpunkt angedeutet, ist eine starke Entwicklung zwischen 27. August 12UTC und 28. August 00UTC auf den Satellitenbildern zu erkennen. Das System hat mittlerweile einen großen Cirrusschirm ausgebildet und sich vom IG aus Richtung Westen verlagert. Bezüglich der Monsunströmung (Abb. 5.4(c)) ist festzuhalten, dass diese im Vergleich zum vorherigen Beobachtungszeitpunkt von südlichen auf südwestliche Richtungen gedreht hat und somit direkt in die Küstenzelle Kameruns (Zelle B) hineinströmt, wodurch sich die bodennahe Feuchte in diesem Gebiet deutlich erhöht. Das Windfeld in 700 hPa (Abb. 5.4(d)) hat im Vergleich zum Initiierungszeitpunkt an Stärke gewonnen und von Ost auf Nordost gedreht. Das





(a) PV auf 315K-Isentrope, AEJ (schwarz), AEW-Trogachsen (blau) (b) Relative Vorticity und Wind in 700 hPa

(c) pot. Temperatur, relative Feuchte und meridionaler Wind im Vertikalschnitt (LAT) (d) pot. Temperatur, relative Feuchte und meridionaler Wind im Vertikalschnitt (LON)

**Abbildung 5.5:** Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Analysedaten vom 28. August 00UTC verwendet.

700 hPa-Windfeld zeigt eine Verlagerung des Troges nach Westen - es kann also davon ausgegangen werden, dass das MCC in eine AEW eingebettet ist und mit dieser propagiert.

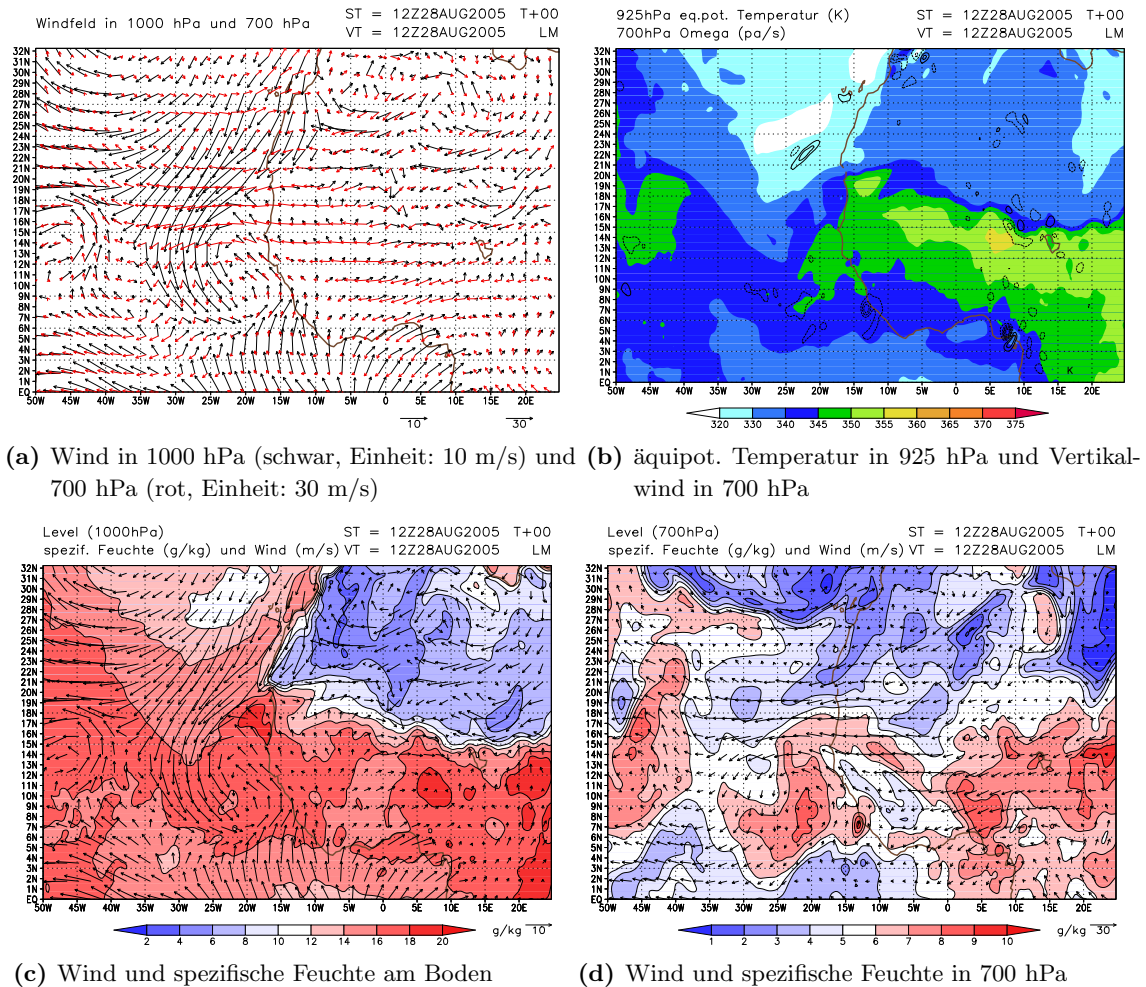
Die Verlagerung des Systems kann anhand der spezifischen Feuchte für das 700 hPa-Niveau verfolgt werden, bei der auch die westliche Verlagerung der dem System vorgelagerten trockenen Luftmassen sichtbar wird. Beim Vertikalschnitt (Abb. 5.5(c)) erkennt man bei 8°O-10°O einen wesentlich ausgeprägteren und höherreichenden Feuchtegradienten als im Vergleich zu zwölf Stunden früher. Auch die erhöhten PV-Werte (Abb. 5.5(a)) haben sich bis an die Küste Kameruns (8°O-9°O, 5°N-6°N) vorgeschoben. An der Küste kann bei 5°O-9°O und 5°N-7°N eine nach Berry and Thorncroft (2005) berechnete Trogachse ausgemacht werden. Ob diese in Zusammenhang mit dem System gesehen werden kann, bleibt an dieser Stelle offen. Dass es sich jedoch um AEWs handelt, kann anhand des Vertikalschnittes (Abb. 5.5(c)) gezeigt werden, bei dem sich im meridionalen Windfeld mit einer Wellenlänge zwischen 15° und 20° die Nord- und Südwinde abwechseln. Auch hier kann

die Lage des Systems im Trog mit vorderseitiger Situierung in Bezug zur Trogachse ausgemacht werden.

In der nördlichen Zelle A werden im Vergleich zur Analyse am 27. August 12UTC deutlich höhere Bodenwinde (Abb. 5.4(c)) modelliert, die aus südlicher Richtung wehen. Im Norden ist ein starker spezifischer Feuchtegradient in 1000 hPa verzeichnet, welcher von 6-8 g/kg in den nördlichen Regionen auf 18-20 g/kg in den südlichen Regionen zunimmt. Zelle A weist zwar in 700 hPa (Abb. 5.4(d)) nicht ganz so hohe spezifische Feuchtwerte auf wie Zelle B, liegt jedoch dennoch im Bereich erhöhter Werte.

In Zelle B ist im Bodenwindfeld (Abb. 5.4(c)) deutlich konvergentes Verhalten auszumachen, bei dem die starken Monsunwinde vom Golf von Guinea über dem Festland fast vollständig auf 0 m/s zurückgehen. Daraus resultiert als Ausgleichsströmung eine Vertikalbewegung, die sehr gut in Abbildung 5.4(b) erkennbar ist. Zelle B ist in der relativen Feuchte (Abb. nicht gezeigt) zu diesem Zeitpunkt am Boden vollständig gesättigt. In 700 hPa ist die südliche Zelle vor der Kamerunschen Küste gut in der spezifischen Feuchte (Abb. 5.4(d)) definiert. Im Vertikalschnitt zeichnet sich Zelle B durch hohe relative Feuchtwerte (Abb. 5.5(c)) bis in ein Niveau von 350 hPa aus. Ohne ein derart konvektives Ereignis geht die relative Feuchte schon in einem Druckniveau von ca. 700 hPa auf Werte unter 50% zurück und nimmt beständig und schnell mit der Höhe auf Werte unter 20% ab.

Bei der Darstellung der relativen Vorticity (Abb. 5.5(b)) können wie bei der PV (Abb. 5.5(a)) zwei deutliche Extrema an der Küste Kameruns ( $10^{\circ}\text{O}$ ,  $4^{\circ}\text{N}$ - $5^{\circ}\text{N}$ ) ausgemacht werden, wobei das Maximum vorderseitig und das Minimum südöstlich davon liegt. Inwiefern die Kamerunschen Gebirgszüge (Orographieeffekt) zu dieser Strukturausbildung beitragen, kann an dieser Stelle nicht geklärt werden. Möglich ist, dass es sich um das Ausbilden von zyklonalen und antizyklonalen Windfeldern beim Umströmen des Gebirges handelt. Es kann sich jedoch auch um eine Wirbelstruktur mit zunächst horizontaler Vorticity handeln, welche durch Konvektion in die Vertikale gekippt wird (siehe 27. August 12UTC).

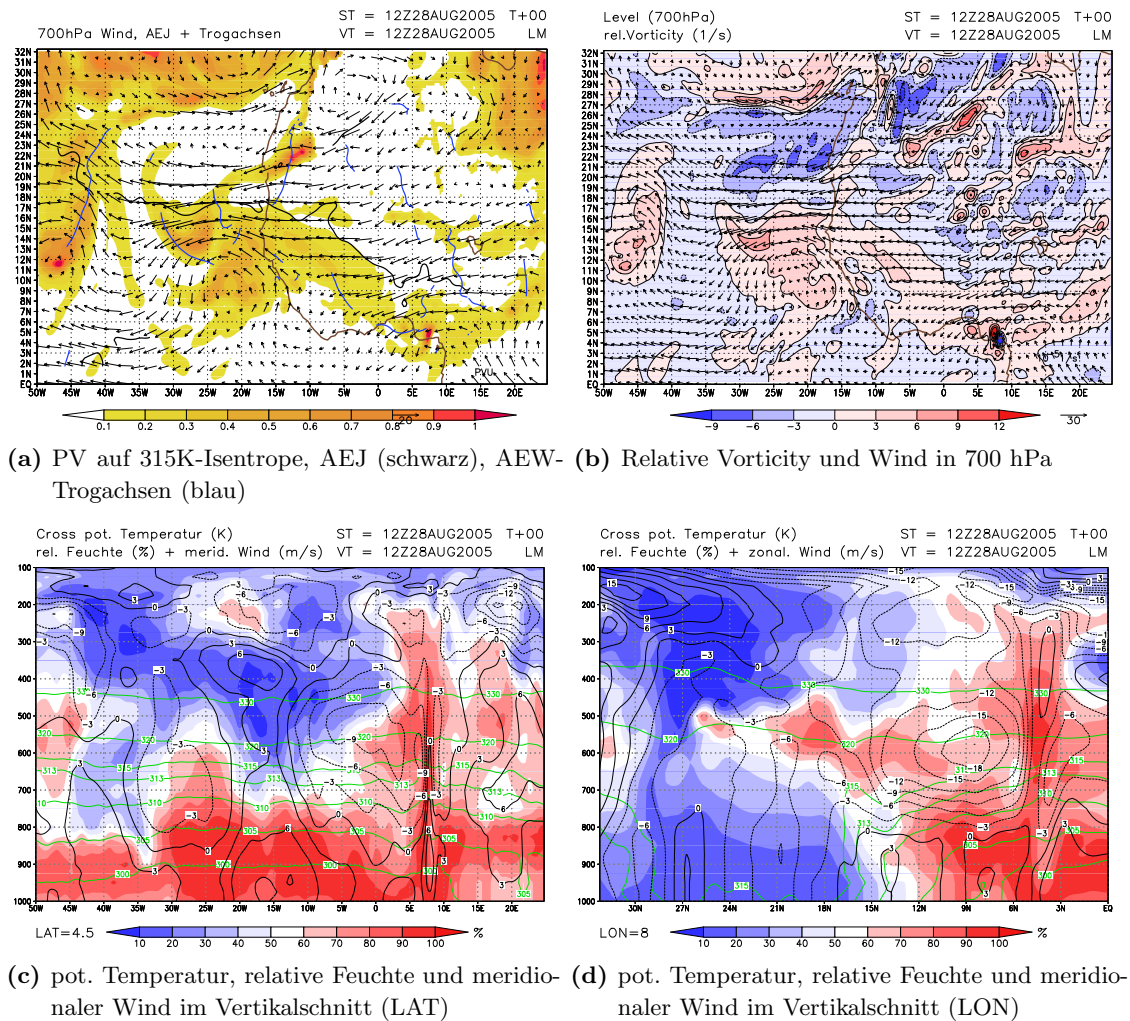


**Abbildung 5.6:** Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Analysedaten vom 28. August 12UTC verwendet.

## 5.6 28. August 2005 12UTC

Das System teilt sich weiterhin in zwei Hauptzellen auf, Zelle A (nördlich) zwischen  $5^{\circ}\text{O}$ - $15^{\circ}\text{O}$  und  $6^{\circ}\text{N}$ - $16^{\circ}\text{N}$  und Zelle B (südlich) zwischen  $3^{\circ}\text{O}$ - $10^{\circ}\text{O}$  und  $3^{\circ}\text{N}$ - $5^{\circ}\text{N}$ . Vor der Küste Kameruns bleibt die deutliche Richtungsscherung zwischen bodennaher Monsunströmung (Abb. 5.6(c)) und 700 hPa-Höhenströmung (Abb. 5.6(d)) von nahezu  $180^{\circ}$  erhalten. Im Vergleich zum Zeitpunkt zwölf Stunden zuvor gewinnt die Strömung in 700 hPa zwischen  $10^{\circ}\text{O}$ - $25^{\circ}\text{O}$  und  $0^{\circ}\text{N}$ - $3^{\circ}\text{N}$  deutlich an Stärke. Anhand der spezifischen Feuchtekarten kann man erkennen, dass sich sowohl im Boden- als auch im 700 hPa-Höheniveau eine dem System vorgelagerte trockene Region anschließt, in der die Werte spezifischer Feuchte zurückgehen, obwohl die monsunale Südwestströmung nicht nachlässt. Die verhältnismäßig trockene Küstenregion (Abb. 5.6(c), ( $8^{\circ}\text{W}$ - $4^{\circ}\text{O}$ )) kann demnach nicht anhand von Advektion trockener Luft aus Norden erklärt werden, sondern lässt auf großräumige Absinkprozesse im Zusammenhang mit einer AEW schließen. Untermauert wird diese Annahme durch





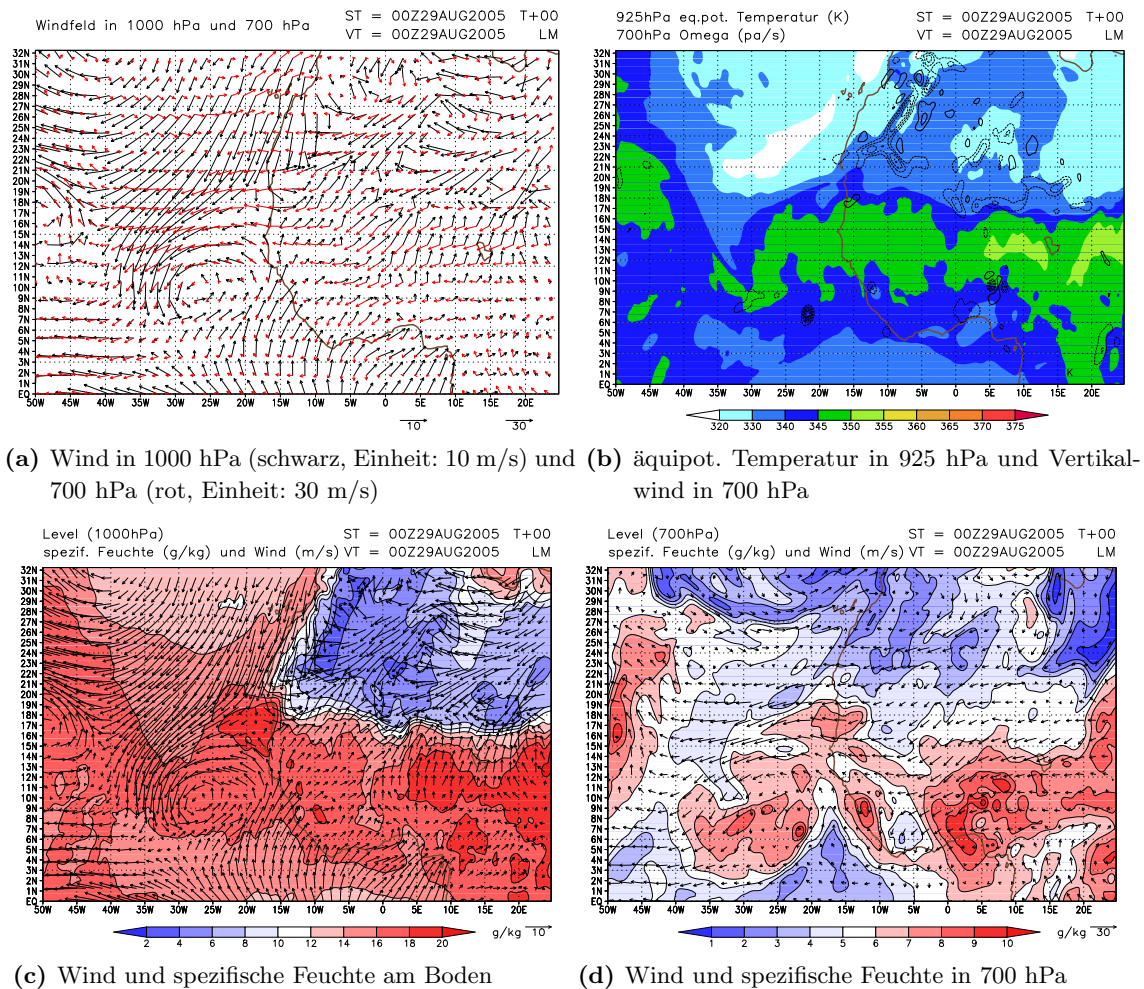
**Abbildung 5.7:** Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Analysedaten vom 28. August 12UTC verwendet.

das meridionale Windfeld in Abbildung 5.7(c). Hierbei befindet sich das System, welches anhand durchgehend hoher relativer Feuchtwerte bis in 250 hPa erkennbar ist, bei ca.  $8^{\circ}\text{O}$  leicht vorderseitig der Trogachse. Der Südwind östlich des Systems beträgt ca.  $6\text{m/s}$ , der Nordwind westlich des Systems beträgt ca.  $9\text{m/s}$ . Auch auffällig ist die Zunahme der potentiellen Temperatur unmittelbar nach dem Durchzug des Systems und die leichte Abnahme unmittelbar vor dem System, was man anhand des Vertikalschnittes gut erkennen kann.

In der nördlich gelegenen Zelle A erhält das Windfeld in 700 hPa (Abb. 5.6(d)) eine zunehmend östliche Komponente. Auch können erhöhte Feuchtwerte ( $5^{\circ}\text{O}$ - $10^{\circ}\text{O}$ ,  $9^{\circ}\text{N}$ - $12^{\circ}\text{N}$ ) im Vergleich zur Umgebung im Bodenniveau (Abb. 5.6(c)) ausgemacht werden. Am nördlichen Ende der Zelle ist ein ausgeprägter Feuchtegradient in 1000 hPa ausmachbar. Hier nehmen innerhalb eines Gebietsstreifens von 250 km die Feuchtwerte um 30% (Abb. nicht gezeigt) ab. Es können in diesem Bereich ebenfalls erhöhte äquipotentielle Temperaturwerte ausgemacht (Abb. 5.6(b)) werden, jedoch zeigen

sich in der betrachteten Zelle lediglich im nördlichen Teil Vertikalbewegungen. Im südlichen Teil der Zelle sind erhöhte PV-Werte (Abb. 5.7(a)) verzeichnet, was durch die südliche Lage ( $9^\circ\text{N}$ ) des Jets zustande kommt.

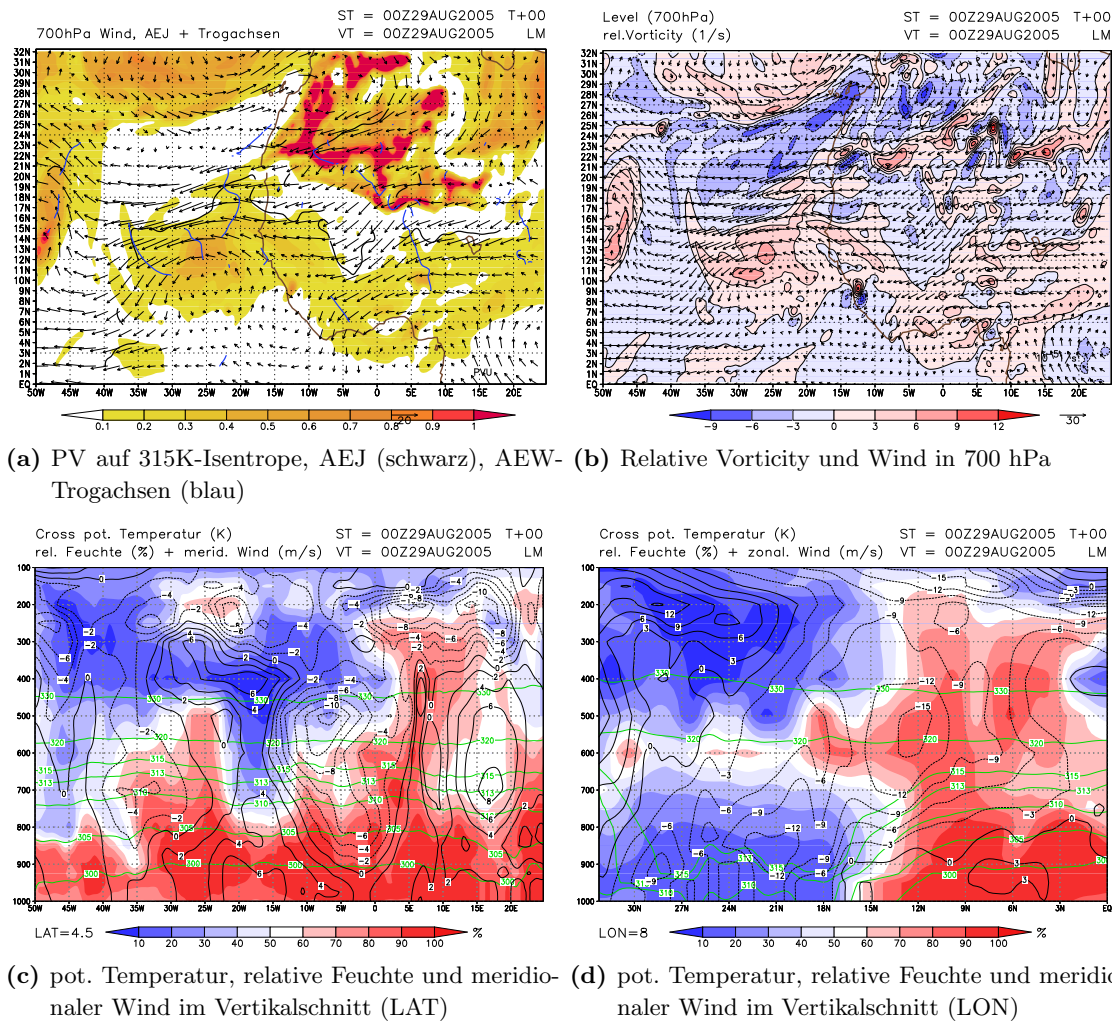
Zelle B ist nach wie vor an der Küste Nigerias durch hohe relative Feuchtwerte in 1000 hPa und 700 hPa (Abb. nicht gezeigt) gut definiert. Sieht man die positive PV-Anomalie (Abb. 5.7(a)) in Zusammenhang mit dem 700 hPa-Windfeld (Abb. 5.6(d)), so zeichnet sich deren Lage in einem Trog ab, da östlich von der Anomalie eine südöstliche Anströmung und westlich eine nordöstliche Anströmung vorherrscht. An der Küste sieht man korrespondierend zu den Vorticity-Extrema zwei ausgeprägte Vertikalbewegungsstrukturen (Abb. 5.6(b)), wobei das positive relative Vorticitymaximum (Abb. 5.7(b)) mit positiven Vertikalgeschwindigkeiten und das negative Vorticitymaximum mit Absinkbewegungen verbunden ist. Auf den Karten der relativen Vorticity zeichnet sich im Vergleich zum 28. August 00UTC ein deutliches Maximum und Minimum zwischen  $6^\circ\text{O}$ - $8^\circ\text{O}$ ,  $4^\circ\text{N}$ - $6^\circ\text{N}$  ab, wobei auch hier die Küstenzelle vom Modell gut erfasst wird. Durch die Verlagerung des erhöhten äquipotentiellen Temperaturfeldes (Abb. 5.6(b)) Richtung Norden liegt diese Zelle bereits in einem Gebiet mit niedrigerer äquipotentieller Temperatur.



**Abbildung 5.8:** Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Analysedaten vom 29. August 00UTC verwendet.

## 5.7 29. August 2005 00UTC

Die sichelförmige Anordnung und Neubildung von Zellen erschwert eine genaue Abgrenzung der bisher betrachteten Zellen A und B. Daher erfolgt eine erneute Aufteilung: Die nördliche Zelle wird nun folgendermaßen begrenzt:  $2,5^{\circ}\text{W}$ - $2,5^{\circ}\text{O}$  und  $6^{\circ}\text{N}$ - $8^{\circ}\text{N}$  und  $2,5^{\circ}\text{O}$ - $9^{\circ}\text{O}$  und  $9^{\circ}\text{N}$ - $17^{\circ}\text{N}$ . Zelle B beschränkt sich auf das Gebiet  $3^{\circ}\text{O}$ - $9^{\circ}\text{O}$  und  $2^{\circ}\text{N}$ - $5^{\circ}\text{N}$ . Das dem System vorgelagerte trockene Gebiet niedriger spezifischer Feuchtigkeit auf 1000 hPa (Abb. 5.8(c)) wird gebietsmäßig kleiner. Es gilt auch hier, dass großräumige Absinkbewegungen (in Verbindung mit AEW) stattfinden müssen, da durch Advektion die trockenen Gebiete nicht erklärt werden können. Im Vertikalschnitt (Abb. 5.9(c)) sind nach wie vor die AEW gut definiert. Die Wellenlängen betragen zwischen  $12^{\circ}$  und  $22^{\circ}$  und die Windgeschwindigkeit der Meridional Komponente beträgt zwischen 8 m/s und 12 m/s. Der Jet (Abb. 5.9(d)) liegt nun mit Windgeschwindigkeiten um die 15 m/s bei ca.  $12^{\circ}\text{N}$ . Auffällig ist, dass die Höhenströmung (Abb. 5.8(d)) in der Golf-von-Guinea-Region wieder an Stärke abnimmt.



(a) PV auf 315K-Isentrope, AEJ (schwarz), AEW-Trogachsen (blau) (b) Relative Vorticity und Wind in 700 hPa

(c) pot. Temperatur, relative Feuchte und meridionaler Wind im Vertikalschnitt (LAT) (d) pot. Temperatur, relative Feuchte und meridionaler Wind im Vertikalschnitt (LON)

**Abbildung 5.9:** Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Analysedaten vom 29. August 00UTC verwendet.

Zelle A1 zeigt eine deutliche Konvergenz im Bodenwindfeld, die in Abbildung 5.8(b) mit einer Vertikalbewegungsstruktur verbunden ist. Zelle A1 zeigt eine markante Konvergenz der Bodenwindströmung (Abb. 5.8(a)), aus der in diesem Bereich Vertikalbewegungen resultieren, welche auf Abbildung 5.8(b) zu erkennen sind. Diese Vertikalbewegungsstruktur zeichnet sich auch bei der Darstellung für die PV (Abb. 5.9(a)) und die relative Vorticity (Abb. 5.9(b)) mit im Vergleich zur Umgebung erhöhten Werten ab. Beiden Vorticityfeldern zeigen in Zelle A1 erhöhte Werte mit einem lokalen Maximum im Bereich der Vertikalbewegungsstruktur.

Die 700 hPa-Höhenströmung (Abb. 5.8(d)) weist eine nordöstliche Strömungsrichtung auf. Daraus ergibt sich die trogvorderseitige Lage der Zelle. Zelle A1 liegt in 1000 hPa bis auf den nordwestlichen Teil der Zelle im Bereich von Luftmassen hoher spezifischer Feuchte (Abb. 5.8(c)). Die trockeneren Luftmassen im Nordwesten resultieren aus dem großräumigen Absinken im Rücken der AEW, welcher vorderseitig des Systems liegt. Auch in 700 hPa (Abb. 5.8(d)) liegt die Zelle im Bereich



erhöhter spezifischer Feuchte.

Zelle A2 weist lediglich eine schwache Richtungskonvergenz des Bodenwindfeldes (Abb. 5.8(a)) im nördlichen Teil der Zelle auf. Im südlichen Teil ist eine Geschwindigkeitsdivergenz zu erkennen, welche nicht mit den aufwärtsgerichteten Vertikalbewegungsstrukturen in Abbildung 5.8(b)) in Einklang gebracht werden kann. In 700 hPa (Abb. 5.8(a)) kann anhand der Höhenströmung, die aus nordöstlichen Richtungen kommt, die Lage des MCC vorderseitig des Troges ausgemacht werden. Die spezifische Feuchte in 1000 hPa (Abb. 5.8(c)) zeigt deutlich erhöhte Werte bis  $14^{\circ}\text{N}$ , ebenso liegt in 700 hPa (Abb. 5.8(d)) der südliche Teil der Zelle im Bereich feuchter Luftmassen. Sowohl die PV (Abb. 5.9(a)) als auch die relative Vorticity (Abb. 5.9(b)) weisen im südlichen Teil erhöhte Werte auf, wobei in beiden Abbildungen ein lokales Maximum bei  $5^{\circ}\text{O}$ - $8^{\circ}\text{O}$  und  $9^{\circ}\text{N}$ - $10,5^{\circ}\text{N}$  im Bereich der starken Vertikalbewegungsstrukturen (Abb. 5.8(b)) ausgemacht werden kann.

Zelle B zeigt im nördlichen Teil der Zelle sowohl eine starke Richtungs- als auch Geschwindigkeitskonvergenz im bodennahen Windfeld (Abb. 5.8(a)). Es kann jedoch lediglich eine schwache Vertikalbewegungsstruktur (Abb. 5.8(b)) bei  $8^{\circ}\text{O}$  und  $3,5^{\circ}\text{N}$  ausgemacht werden. Zudem fällt Zelle B in den Bereich, wo die Monsunströmung die Küste Nigerias überstreift und ins Landesinnere weiterströmt. Dadurch kommt die hohe bodennahe und die schwache 700 hPa-Strömungsgeschwindigkeit zustande. Anhand der Höhenströmung (Abb. 5.8(a)) kann man Propagieren, eingebettet in den Trog einer AEW, erkennen, da westlich der Zelle eine Anströmung aus Norden und östlich des Systems aus Süden vorherrscht.

Bei der spezifischen Feuchte in 1000 hPa (Abb. 5.8(c)) ist eine Teilung der Zelle zu erkennen, wobei die niedrigen Werte westlich und die hohen Werte östlich liegen. In 700 hPa (Abb. 5.8(d)) weist Zelle B lediglich im nordwestlichen Teil einen Bereich mit erhöhter spezifischer Feuchte auf. Die Vorticityfelder zeigen eine andere Teilung der Zelle. Hierbei sind auf beiden Abbildungen (Abb. 5.9(a) und Abb. 5.9(b)) am östlichen und am westlichen Rand der Zelle erhöhte Werte der beiden Parameter auszumachen, der mittlere Teil liegt im Bereich niedriger PV-Werte beziehungsweise negativer relativer Vorticity-Werte mit einem lokalen Minimum bei  $6^{\circ}\text{O}$  und  $4^{\circ}\text{N}$ . Das zugehörige Vorticitymaximum, welches sich auch bei der PV durch erhöhte Werte von der Umgebung abhebt, liegt am nordwestlichen Rand der Zelle in einem Gebiet trockener Luftmassen am Boden (Abb. 5.8(c)) und feuchter Luftmassen in 700 hPa (Abb. 5.8(d)). Zudem weist bei diesem lokalen Extremum das Bodenwindfeld eine konvergente Strömung auf (Abb. 5.8(a)), zugehörige Vertikalbewegungen sind jedoch in Abbildung 5.8(b)) nicht zu erkennen.

Warum die teilweise sehr markante Konvergenz im Bodenwindfeld nicht zu entsprechenden Vertikalbewegungsstrukturen führt, bleibt an dieser Stelle ungeklärt.



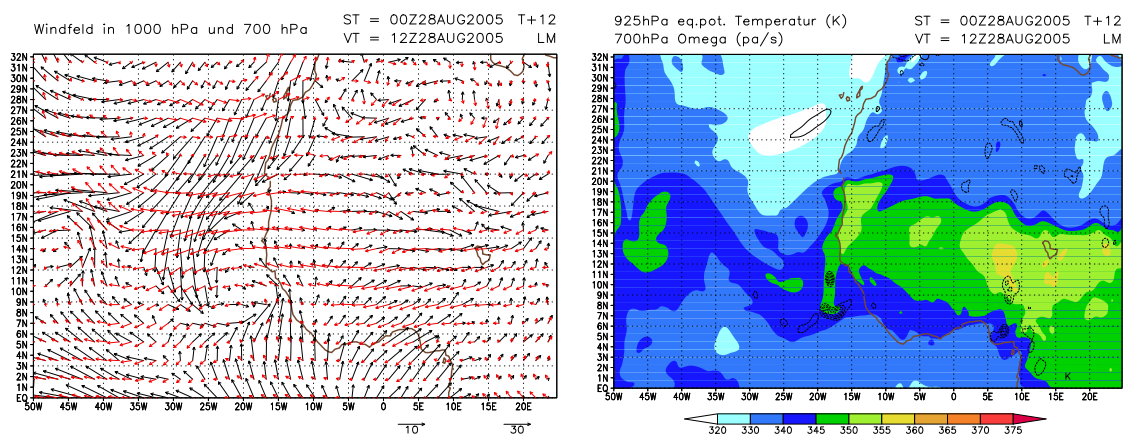
# Kapitel 6

## Prognosen

In diesem Kapitel soll näher darauf eingegangen werden, inwiefern das LM die in Kapitel 4 beschriebene synoptische Situation für den 28. August 12UTC und den 29. August 00UTC über einen Vorhersagezeitraum von 12 Stunden, 24 Stunden und 36 Stunden wiedergibt. Es ist zu beachten, dass keine Aussage darüber gemacht werden kann, inwiefern die Analysen der Realität entsprechen.

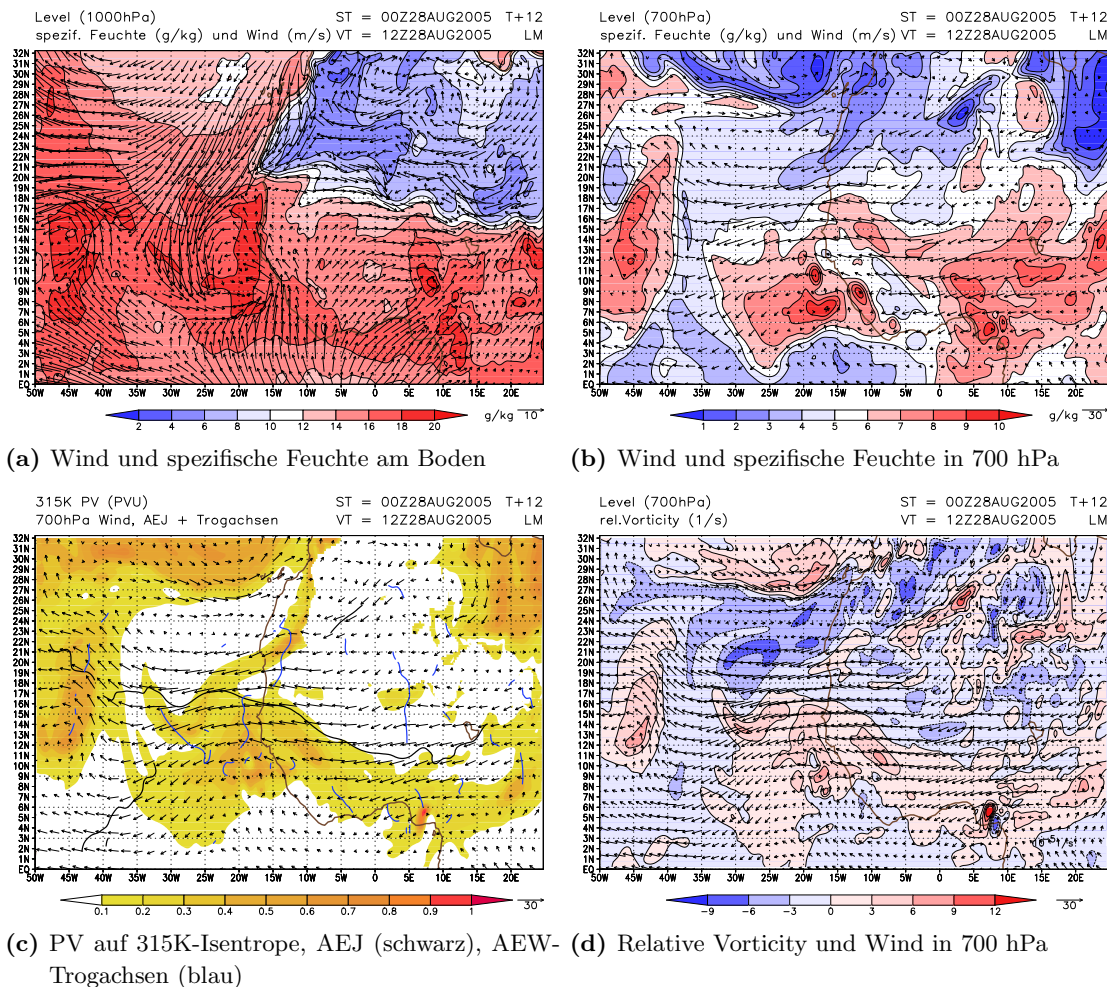
### 6.1 12-Stunden-Vorhersage für 28. August 12UTC Startzeitpunkt: 28. August 00UTC

Im Vergleich zur Analyse modelliert das LM in dieser Prognose deutlich höhere Windgeschwindigkeiten in den bodennahen Schichten südlich des Jets. Im Golf von Guinea, an der Küste Nigerias und Kameruns, zwischen  $0^{\circ}\text{O}$  und  $10^{\circ}\text{O}$  (Abb. 6.2(a)) ist die Monsunströmung aus Südwesten weiterhin stärker als die Höhenströmung aus Nordosten. Zudem besitzt diese eine zu südliche An-



(a) Wind in 1000 hPa (schwarz, Einheit: 10 m/s) und (b) äquipot. Temperatur in 925 hPa und Vertikalwind in 700 hPa (rot, Einheit: 30 m/s)

**Abbildung 6.1:** 12-Stunden-Vorhersage für den 28. August 12UTC. Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Vorhersagen vom 28. August 00UTC verwendet.



**Abbildung 6.2:** 12-Stunden-Vorhersage für den 28. August 12UTC. Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Vorhersagen vom 28. August 00UTC verwendet.

strömungskomponente. Auch die ostnordöstliche Anströmung in 700 hPa (Abb. 6.2(b)) über Ghana und der Elfenbeinküste (10°W-0°W, 5°N-11°N) wird zu stark modelliert. Westlich von 7°W erhält die Höhenströmung eine zu südliche Komponente, auf dem Atlantik, zwischen 8°N und 13°N eine zu östliche. Es fällt zudem auf, dass gerade über dem Atlantik eine Abschwächung der Wellenstruktur des 700 hPa-Windfeldes stattfindet.

Im Vergleich zur Analyse schieben sich die Luftmassen geringer relativer Feuchte in 1000 hPa (Abbildung ist nicht gezeigt) deutlich weiter nach Süden vor. Das ehemalige IG (18°O-24°O, 4°N-10°N) liegt in einem Gebiet mit niedrigen relativen Feuchtwerten in 1000 hPa. Zudem ist der Feuchtegradient an der Küste Senegals (15°W, 10°N-17°N) markanter. Hier nimmt die relative Feuchte innerhalb eines Gebietsstreifens mit einer Breite von ca. 1° von Land auf See hin um 40% zu.

Das dem System vorgelagerte Gebiet mit verhältnismäßig niedrigen spezifischen Feuchtwerten (Abb. 6.2(a)), weist eine wesentlich größere Ausdehnung in Ost-West-Richtung auf, als es in der



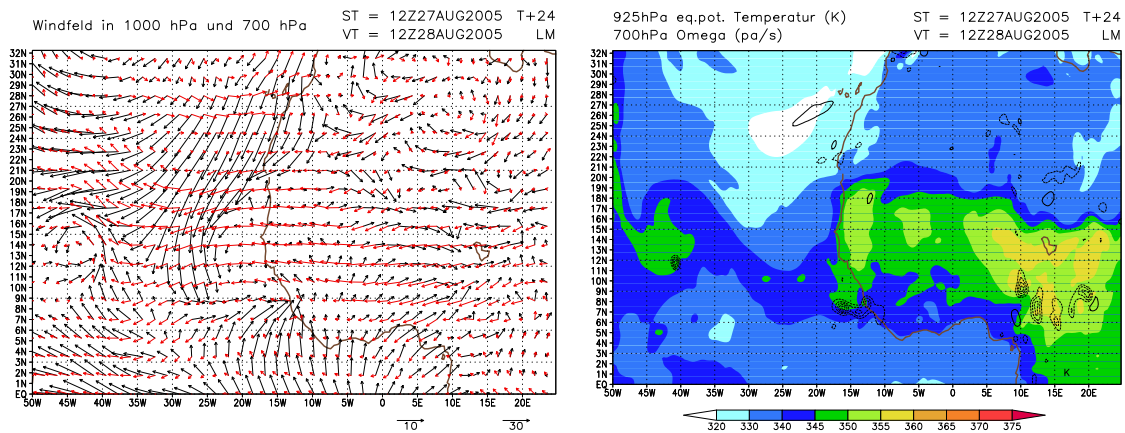
Analyse der Fall ist. Hierbei reicht dieses Gebiet in seiner westlichen Ausdehnung bis zur Westküste des Kontinentes bei ca.  $8^{\circ}\text{W}$ . Es wird jedoch im Unterschied zur Analyse im Süden durch eine feuchte Monsunschicht an der Südwestküste begrenzt. Dieses Gebiet niedriger spezifischer Feuchtwerte kann nicht anhand Advektion durch das bodennahe Windfeld erklärt werden, da es im Einzugsbereich des feuchten Südwestmonsuns liegt. Daher ist davon auszugehen, dass es sich um das vom Modell auf einem großen Gebiet berechnete großräumige Absinken im Rücken einer AEW handelt. Das östlich des Systems gelegene trockene Gebiet erstreckt sich im Vergleich zur Analyse zu weit nach Süden. Betrachtet man in der PV-Karte (Abb. 6.2(c)) das gesamte Modellgebiet, so ist festzustellen, dass die Maxima der PV im Vergleich zur Analyse nicht nur im System, sondern auch über dem Atlantik ( $48^{\circ}\text{W}$ - $46^{\circ}\text{W}$ ,  $11^{\circ}\text{N}$ - $12^{\circ}\text{N}$ ) und über Mauretanien ( $13^{\circ}\text{W}$ - $10^{\circ}\text{W}$ ,  $22^{\circ}\text{N}$ - $23^{\circ}\text{N}$ ) von den Werten her zu niedrig modelliert werden. Bei der relativen Vorticity (Abb. 6.2(d)) entspricht die allgemeine Verteilung der Gebiete mit positiven und negativen relativen Vorticitywerten der Verteilung zum Analysezeitpunkt. Bei der äquipotentiellen Temperatur (Abb. 6.1(b)) zeigt der Vergleich, dass sich das Feld erhöhter äquipotentieller Temperatur in der Prognose weiter nach Süden vorschiebt und über dem Atlantik der Anteil erhöhter äquipotentieller Temperatur gebietsmäßig abnimmt.

In der Analyse ist das MCC in zwei Zellen aufgeteilt. Eine nördliche Zelle A ( $5^{\circ}\text{O}$ - $15^{\circ}\text{O}$ ,  $6^{\circ}\text{N}$ - $16^{\circ}\text{N}$ ) und eine südliche Zelle B ( $3^{\circ}\text{O}$ - $10^{\circ}\text{O}$ ,  $3^{\circ}\text{N}$ - $5^{\circ}\text{N}$ ).

In Zelle A sind sowohl die Bodenwinde als auch die Höhenströmung (Abb. 6.1(a)) betragsmäßig stärker als in der Analyse, die Windrichtung zeigt jedoch eine gute Übereinstimmung. Bei der spezifischen Feuchte in 1000 hPa (Abb. 6.2(a)) ist festzustellen, dass Zelle A eine wesentlich schärfere Begrenzung aufweist als es in der Analyse der Fall ist. Dies hängt mit der Ausdehnung der trockenen Bereiche zusammen, die östlich und westlich des MCC gelagert sind und in der Prognose gebietsmäßig größer ausfallen. Der feuchte Kern von Zelle A besitzt hierbei zwar eine geringere Größe, weist aber höhere Werte auf. Im nördlichen Teil von Zelle A stoßen die trockeneren Luftmassen bis weiter nach Süden vor, im südöstlichen Teil gibt das LM Strukturen zu hoher spezifischer Feuchte aus. Bei den Vorticity-Feldern (Abb. 6.2(c)) und Abb. 6.2(d)) gibt es bei der Prognose im Vergleich zur Analyse keine nennenswerten Unterschiede. Bei der äquipotentiellen Temperatur (Abb. 6.1(b)) erfasst das Modell das in der Analyse in Zelle A bei  $5^{\circ}\text{O}$ - $9^{\circ}\text{O}$  und  $12^{\circ}\text{N}$ - $14^{\circ}\text{N}$  gelegene Gebiet erhöhter äquipotentieller Temperatur. Es liegt jedoch etwas weiter südlich und ist gebietsmäßig größer. Insgesamt liegt der Süden der Zelle bei der Prognose im Bereich etwas zu hoher äquipotentieller Temperaturen. Die Vertikalbewegungsstruktur bei  $6^{\circ}\text{O}$ - $9^{\circ}\text{O}$  und  $8^{\circ}\text{N}$ - $10,5^{\circ}\text{N}$  ist in mehrere kleine Vertikalbewegungsstrukturen unterteilt. Umgekehrt modelliert das LM im Norden der Zelle Vertikalbewegungsstrukturen, welche in der Analyse nicht vorhanden sind.

In Zelle B fällt die Höhenströmung (Abb. 6.2(b)) zu gering aus und weist eine zu östliche Komponente auf. Die Zelle besitzt in der spezifischen Feuchte nicht wie bei der Analyse unterschiedliche Werte im nördlichen und südlichen Teil, sondern wird einheitlich mit den erhöhten Werten des nördlichen Teils dargestellt. Das PV-Maximum (Abb. 6.2(c)) weist bei  $6,5^{\circ}\text{O}$ - $7,5^{\circ}\text{O}$  und  $5^{\circ}\text{N}$ - $6^{\circ}\text{N}$  nicht ganz so hohe Werte wie in der Analyse auf und ist in seinem Extremalwert nördlicher situiert. Das PV-Minimum, welches östlich des Maximums situiert ist ( $8^{\circ}\text{O}$ - $9^{\circ}\text{O}$ ), ist nicht wie bei der Analyse in ein Gebiet erhöhter PV eingebettet, sondern hat eine Verbindung zu den Flächen niedriger PV im Süden. Bei der relativen Vorticity (Abb. 6.2(d)) liegt das Maximum bei  $6^{\circ}\text{O}$ - $7^{\circ}\text{O}$

und  $5^{\circ}\text{N}$ - $7^{\circ}\text{N}$  etwas zu weit nördlich. Das Minimum bei  $8^{\circ}\text{O}$ - $9^{\circ}\text{O}$  und  $4^{\circ}\text{N}$ - $5^{\circ}\text{N}$ , eingebettet in eine Umgebung erhöhter relativer Vorticity, entspricht sowohl in Stärke als auch Lage dem des Analysezeitpunktes. Die starke Vertikalbewegungsstruktur (Abb. 6.1(b)), die sich in der Analyse deutlich bei  $6,5^{\circ}\text{O}$ - $9^{\circ}\text{O}$  und  $3^{\circ}\text{N}$ - $6^{\circ}\text{N}$  abzeichnet, liegt in der Prognose etwas zu weit nördlich ( $5^{\circ}\text{O}$ - $8^{\circ}\text{O}$ ,  $5^{\circ}\text{N}$ - $6^{\circ}\text{N}$ ), fällt in der Struktur kleinräumiger aus und wird von den Vertikalgeschwindigkeiten her zu gering modelliert. Zudem zeigt die Analyse nicht nur ein Auf- sondern auch ein Abwindgebiet, welches südöstlich der Struktur mit positiven Vertikalbewegungen liegt. Dieses ist in der Prognose nicht vorhanden.



(a) Wind in 1000 hPa (schwarz, Einheit: 10 m/s) und (b) äquipot. Temperatur in 925 hPa und Vertikalwind in 700 hPa (rot, Einheit: 30 m/s)

**Abbildung 6.3:** 24-Stunden-Vorhersage für den 28. August 12UTC. Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Vorhersagen vom 27. August 12UTC verwendet.

## 6.2 24-Stunden-Vorhersage für 28. August 12UTC

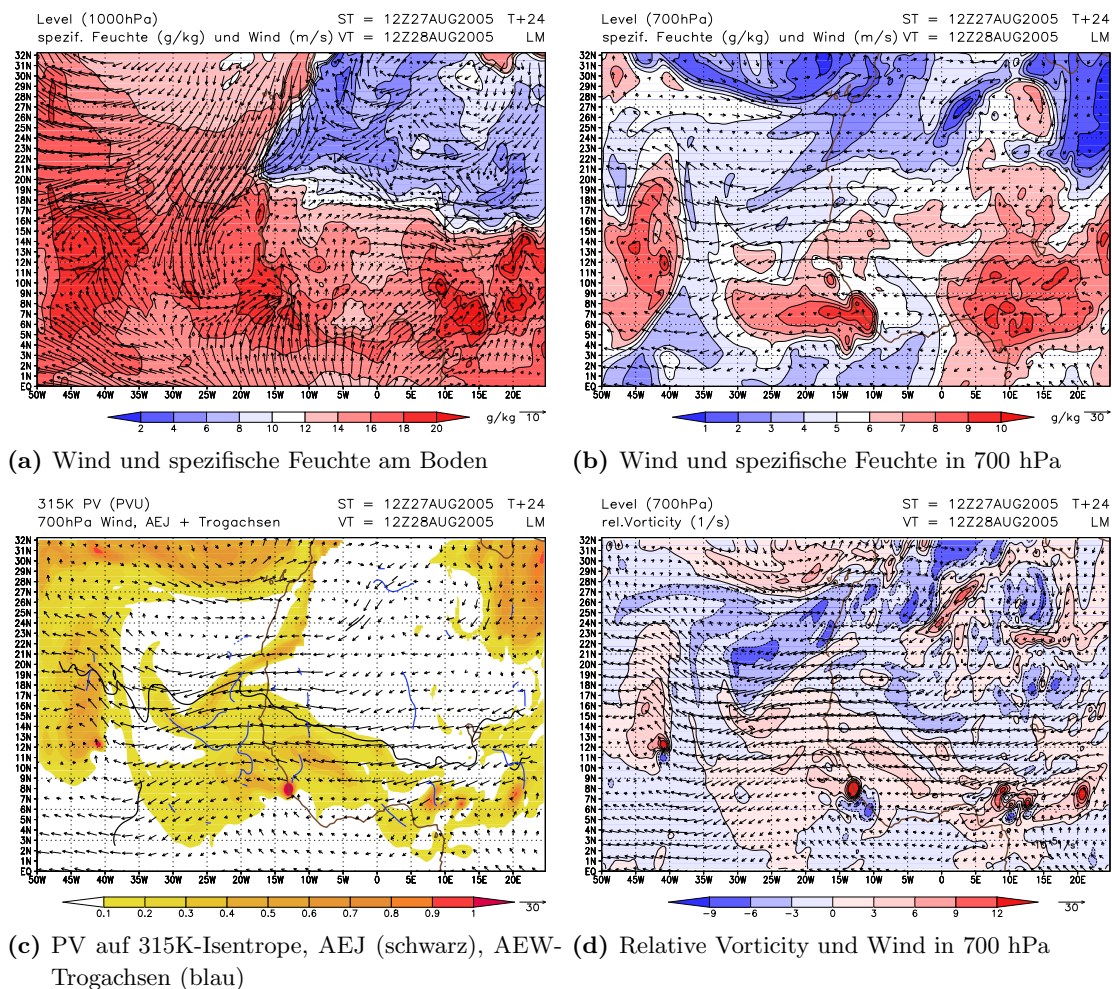
### Startzeitpunkt: 27. August 12UTC

Sowohl die Höhenströmung (Abb. 6.4(b)) als auch der Bodenwind (Abb. 6.4(a)) weisen im Vergleich zur Analyse und 12-Stunden-Prognose südlich des Jets über dem afrikanischen Kontinent noch einmal höhere Werte auf. Die Höhenströmung nimmt im Bereich des Monsuns im Golf von Guinea geringere Werte an und kommt aus zu östlichen Richtungen ( $8^{\circ}\text{W}$ - $0^{\circ}\text{W}$ ), ebenso vor der Westküste Afrikas über dem Atlantik. Die Wellenstruktur des 700 hPa-Windfeldes nimmt im Vergleich zur Analyse und 12-Stunden-Prognose noch einmal deutlich ab.

Über dem Atlantik erkennt man anhand der relativen Feuchte in 1000 hPa (Abb. nicht gezeigt), dass die Luftmassen in diesem Niveau in der 24-Stunden-Vorhersage großflächig feuchter modelliert werden. Zudem wird deutlich, dass die trockenen Luftmassen westlich der beiden Zellen nicht ganz so weit nach Süden vorstoßen, wie dies bei der 12-Stunden-Vorhersage der Fall war. Das Gebiet trockener Luftmassen, welches östlich der beiden Zellen liegt, ist im Vergleich zur Analyse zwar noch immer von zu großer räumlicher Ausdehnung und zu trocken dargestellt, hat aber im Vergleich zur vorangegangenen 12-Stunden-Vorhersage an Ausdehnung abgenommen. Auch das auf diese trockenen Luftmassen nachfolgende Gebiet mit erhöhten Feuchtwerten (östlich  $17^{\circ}\text{O}$ ) trifft auf die Analyse im Vergleich zur 12-Stunden-Prognose besser zu, wobei festzustellen ist, dass die Struktur erhöhter relativer Feuchte zu der zugehörigen Struktur in der Analyse passt, einzelne konvektive Zellen jedoch wesentlich feuchter sind.

In der relativen Feuchte für das 700 hPa-Niveau (Abb. nicht gezeigt) verschmelzen die Konturen des MCC (Analyse:  $2^{\circ}\text{O}$ - $7,5^{\circ}\text{O}$ ,  $6^{\circ}\text{N}$ - $11^{\circ}\text{N}$ ) und des östlich davon gelegenen Gebietes zu einer einheitlichen Struktur ( $3^{\circ}\text{O}$ - $22^{\circ}\text{O}$ ,  $3^{\circ}\text{N}$ - $13^{\circ}\text{N}$ ).

Bei der spezifischen Feuchte auf 1000 hPa (Abb. 6.4(a)) haben sich die dem System vorgelagerten trockenen Luftmassen (12-14 g/kg) nochmals meridional ausgedehnt und erstrecken sich



**Abbildung 6.4:** 24-Stunden-Vorhersage für den 28. August 12UTC. Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Vorhersagen vom 27. August 12UTC verwendet.

nun von der Westküste Afrikas bis ca.  $6^{\circ}\text{O}$ . Zudem werden diese Luftmassen im Vergleich zur 12-Stunden-Prognose noch einmal trockener dargestellt. Die durch das Einströmen des Monsuns entstehenden Küstengebiete hoher spezifischer Feuchte (16-18 g/kg) werden schmaler. Das dem System nachgelagerte und in der 12-Stunden-Prognose noch verhältnismäßig trockene Gebiet wird durch Feuchtestrukturen, die von Osten zum System aufschließen, wesentlich kleiner und nach Süden verschoben.

Bei der PV (Abb. 6.4(c)) zeichnet sich an der Küste ein Maximum ab ( $13^{\circ}\text{W}$ ,  $8^{\circ}\text{N}$ ), welches sowohl in der Analyse als auch in der 12-Stunden-Prognose nicht vorhanden ist. Zum Analysezeitpunkt hat sich das im Vergleich zur Prognose das Maximum von der Küste weg bewegt. Dies hängt mit der stärkeren zyklonalen Bewegung bei  $25^{\circ}\text{W}$ - $15^{\circ}\text{W}$  und  $5^{\circ}\text{N}$ - $13^{\circ}\text{N}$  zusammen. Das PV-Maximum in der Analyse, welches bei  $47^{\circ}\text{W}$  und  $11,5^{\circ}\text{N}$  liegt, ist in der 24-Stunden-Prognose bei  $41^{\circ}\text{W}$  und  $12^{\circ}\text{N}$  situiert.

Bei der relativen Vorticity (Abb. 6.4(d)) ist festzustellen, dass sowohl die Intensität als auch

die Anzahl lokaler Maxima im Modellgebiet zunehmen. Das Maximum im ehemaligen IG ( $20^{\circ}\text{O}$ ,  $7,5^{\circ}\text{N}$ ) zeichnet sich in der Analyse lediglich durch leicht erhöhte Werte ab. Die relativen Vorticity-Extrema an der Küste Guineas (Abb. 6.4(d);  $14^{\circ}\text{W}$ - $10^{\circ}\text{W}$ ,  $5^{\circ}\text{N}$ - $9^{\circ}\text{N}$ ) besitzen hohe Werte und große räumliche Ausdehnung, sind in der Analyse jedoch nicht vorhanden. Auch die beiden Extrema über dem Atlantik ( $41^{\circ}\text{W}$ ,  $11^{\circ}\text{N}$ - $13^{\circ}\text{N}$ ) sind nur in den Prognosen vorhanden. Im Vergleich zur PV fällt jedoch auf, dass einzelne erhöhte relative Vorticitywerte aus der Analyse in der 24-Stunden-Vorhersage vom Modell mit wesentlich höheren Werten modelliert werden.

In Zelle A ist der Bodenwind (Abb. 6.3(a)) deutlich stärker als in der Analyse. Der 700 hPa-Wind nimmt im Vergleich zur 12-Stunden-Prognose noch an Stärke zu. Für die Windrichtung gilt jedoch eine gute Übereinstimmung.

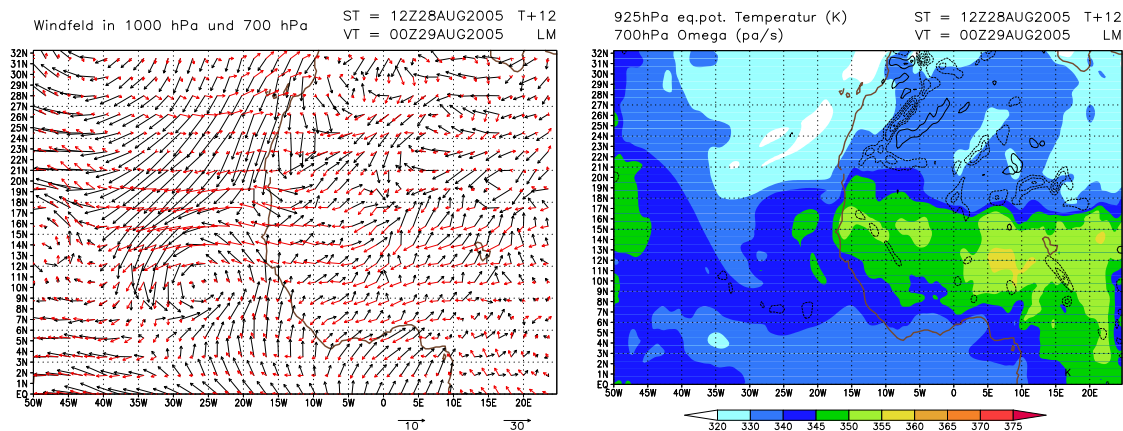
Die spezifische Feuchte in 1000 hPa (Abb. 6.4(a)) zeigt wie schon in der 12-Stunden-Vorhersage für das System ein durch vor- und nachgelagerte Luftmassen in seinen Werten deutlich abgegrenztes Gebiet. Im Vergleich zur 12-Stunden-Vorhersage hat die spezifische Feuchte in Zelle A nochmals zugenommen. Zelle A besitzt nun zwei Feuchtezentren, eines bei  $8^{\circ}\text{O}$ - $10^{\circ}\text{O}$  und  $9^{\circ}\text{N}$ - $10^{\circ}\text{N}$ , welches sich in der Analyse an der südöstlichen Grenze des Feuchtekerne befindet, und eines am südöstlichen Rand der Zelle. Da der westliche Teil noch im Einflussbereich der vorgelagerten trockenen Luftmassen liegt, ist davon auszugehen, dass das Modell hier zu langsame Verlagerungsgeschwindigkeiten modelliert. Auf 700 hPa (Abb. 6.4(b)) können in Zelle A großflächig höhere spezifische Feuchtwerte ausgemacht werden.

Bei der relativen Vorticity (Abb. 6.4(d)) zeichnen sich im südlichen Teil von Zelle A mehrere Maxima ab, welche jeweils mit einem südöstlich des Maximums gelegenen Minimum gekoppelt sind. Zelle A weist wesentlich größere Gebiete an erhöhter äquipotentieller Temperatur auf (Abb. 6.3(b)) und besitzt im südlichen Teil der Zelle Vertikalbewegungsstrukturen, wobei nicht eindeutig ist, wie diese in Zusammenhang mit den Vertikalbewegungsstrukturen der Analyse gesehen werden können. Entweder sind es Strukturen, die sich im Vergleich zur Analyse zu weit im Süden befinden oder es sind die in der Analyse bei  $6^{\circ}\text{O}$ - $9^{\circ}\text{O}$  und  $9^{\circ}\text{N}$ - $10^{\circ}\text{N}$  angedeuteten schwachen Vertikalbewegungen, welche in der 12-Stunden-Vorhersage bereits vorhanden sind und nun, 12 Stunden später, erneut an Stärke gewonnen haben. Die Konvergenz des Bodenwindfeldes (Abb. 6.4(a)) ist in diesem Bereich wesentlich stärker als in der Analyse.

In Zelle B wird die Höhenströmung (Abb. 6.4(b)) zu schwach modelliert und kommt aus zu östlichen Richtungen. Bei der Darstellung der relativen Feuchte auf 1000 hPa (Abb. nicht gezeigt) ist Zelle B gut in ihrer Struktur wiedergegeben, wird tendenziell jedoch etwas zu trocken dargestellt. Zudem liegt das Feuchtezentrum in Bezug auf die Analyse etwas zu weit östlich.

Bei der spezifischen Feuchte auf 1000 hPa (Abb. 6.4(a)) wird Zelle B im Vergleich zur 12-Stunden-Vorhersage deutlich trockener dargestellt und stimmt dadurch strukturell und wertetechnisch wesentlich besser mit der Analyse überein als die 12-Stunden-Vorhersage. Auf 700 hPa (Abb. 6.4(b)) erstreckt sich das Gebiet spezifisch hoher Feuchtwerte aus Zelle A bis in den nördlichen Bereich von Zelle B. In der 12-Stunden-Vorhersage haben sich ebenfalls Luftmassen spezifisch hoher Feuchtwerte von Norden in die Zelle geschoben. Allerdings liegen diese etwas weiter westlich. In der Analyse gibt es lediglich ein kleines Gebiet bei  $7^{\circ}\text{O}$ - $8^{\circ}\text{O}$  und  $4^{\circ}\text{N}$ - $5^{\circ}\text{N}$ , welches sich vom Rest der Umgebung wertetechnisch abhebt.

Das PV-Maximum (Abb. 6.4(c)) an der Küste Nigerias ist nicht vorhanden. Es liegen jedoch zwei abgeschwächte Maxima nördlich davon bei  $8^{\circ}\text{O}$ ,  $7^{\circ}\text{N}$  und  $12,5^{\circ}\text{O}$ ,  $7^{\circ}\text{N}$  vor. Das PV-Minimum (bzw. das Gebiet ohne erhöhte PV) ist nach wie vor an der Küste dargestellt, allerdings flächenmäßig nicht mehr so scharf begrenzt. Die sehr starke Vertikalbewegung in Zelle B zum Analysezeitpunkt, die auch noch in der 12 Stunden-Vorhersage vom Modell erfasst wurde, ist in dieser Form nicht mehr zu erkennen. Zwischen  $7^{\circ}\text{O}$ - $11^{\circ}\text{O}$  und  $4^{\circ}\text{N}$ - $5^{\circ}\text{N}$  sind noch vereinzelt kleine Gebiete mit Vertikalbewegung auszumachen.



(a) Wind in 1000 hPa (schwarz, Einheit: 10 m/s) und (b) äquipot. Temperatur in 925 hPa und Vertikalwind in 700 hPa (rot, Einheit: 30 m/s)

**Abbildung 6.5:** 12-Stunden-Vorhersage für den 29. August 00UTC. Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Vorhersagen vom 28. August 12UTC verwendet.

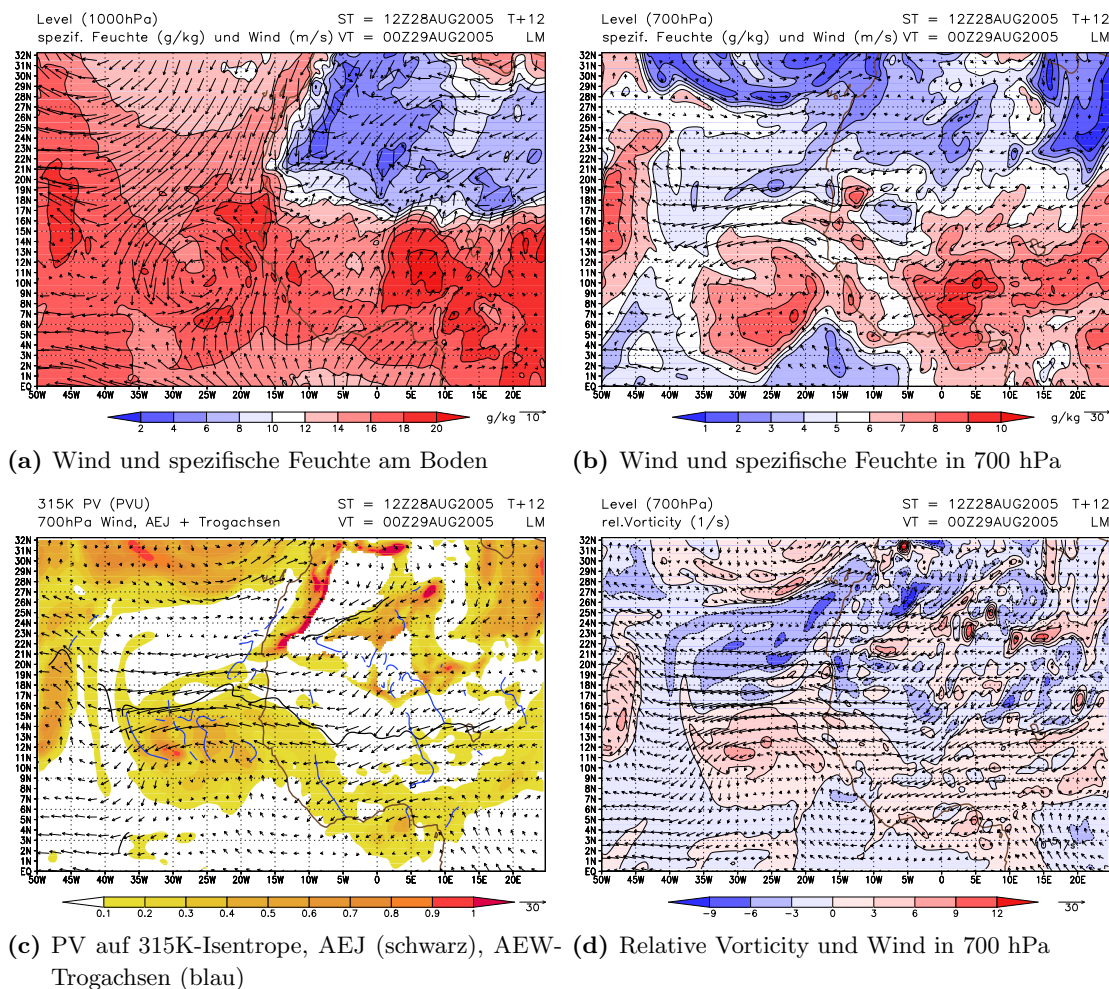
### 6.3 12-Stunden-Vorhersage für 29. August 00UTC Startzeitpunkt: 28. August 12UTC

In der Analyse ist über dem Atlantik bei  $45^{\circ}\text{W}$ - $50^{\circ}\text{W}$  und  $14^{\circ}\text{N}$  eine zyklonale Windströmung auf 1000 hPa (Abb. 6.6(a)) zu erkennen, welche sich Richtung Westen verlagert. In der 12-Stunden-Prognose liegt dieses Tiefdruckgebiet etwas zu nördlich. Die zyklonale Wirbelstruktur vor der Westküste Afrikas wird vom Bodenwindfeld gut beschrieben, weist lediglich eine konzentrischere Umströmung im Vergleich zur Analyse auf. Die Monsunströmung im Golf von Guinea wird von den Geschwindigkeiten her etwas zu gering modelliert und strömt im Gebiet  $3^{\circ}\text{W}$ - $4^{\circ}\text{O}$  und  $2^{\circ}\text{N}$ - $4^{\circ}\text{N}$  aus zu südlichen Richtungen. Der Konvergenzeffekt im Gebiet  $4^{\circ}\text{W}$ - $10^{\circ}\text{O}$  und  $6^{\circ}\text{N}$ - $9^{\circ}\text{N}$ , in dem der Monsun die Küste überstreift und ins Landesinnere strömt, ist in der Analyse deutlich stärker auszumachen. Umgekehrt wird beim 700 hPa-Windfeld (Abb. 6.6(b)) in diesem Gebiet vom Modell eine zu hohe Windgeschwindigkeit berechnet. Zudem wehen die 700 hPa-Winde im Gebiet  $10^{\circ}\text{W}$ - $5^{\circ}\text{O}$  und  $3^{\circ}\text{N}$ - $6^{\circ}\text{N}$  aus zu östlichen Richtungen.

Bei der spezifischen Feuchte auf 1000 hPa (Abb. 6.6(a)) fällt auf, dass der dem System vorgelagerte trockenere Bereich ( $5^{\circ}\text{W}$ - $1^{\circ}\text{O}$ ,  $8^{\circ}\text{N}$ - $15^{\circ}\text{N}$ ) großflächig trockener modelliert wird als in der Analyse. Da dieses trockenere Gebiet nicht durch horizontale Advektion erklärt werden kann, da es im Einflussbereich des Südwestmonsuns liegt, ist davon auszugehen, dass es sich um das großräumige Absinken im Rücken einer AEW handelt, was auch mit dem im Vertikalschnitt geplotteten meridionalen Windfeld (Abb. nicht gezeigt) vereinbar ist. Mit derselben Begründung kann das dem System nachgelagerte trockenere Gebiet bei  $10^{\circ}\text{O}$ - $20^{\circ}\text{O}$  und  $10^{\circ}\text{N}$ - $16^{\circ}\text{N}$  erklärt werden.

Bei der Darstellung der relativen Feuchte auf 700 hPa (Abb. nicht gezeigt) kann zum Analysezeitpunkt die sichelförmige Anordnung der Zellen ( $2,5^{\circ}\text{W}$ - $12,5^{\circ}\text{O}$ ,  $3^{\circ}\text{N}$ - $12^{\circ}\text{N}$ ) ausgemacht werden, auf die bereits bei der Beschreibung der synoptischen Situation eingegangen wurde. In der Prognose ist diese sichelförmige Anordnung einem in sich geschlosseneren und von den spezifischen Feutewerten





**Abbildung 6.6:** 12-Stunden-Vorhersage für den 29. August 00UTC. Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Vorhersagen vom 28. August 12UTC verwendet.

her homogenen Gebiet gewichen. Die trockeneren Luftmassen, die zum Analysezeitpunkt von Osten in den Zellenkomplex vorstoßen ( $3^{\circ}\text{O}-7^{\circ}\text{O}$ ,  $6^{\circ}\text{N}-9^{\circ}\text{N}$ ), propagieren bei der Prognose nicht so weit Richtung Westen.

Bei der PV (Abb. 6.6(c)) ist auffällig, dass die Gebiete ( $14^{\circ}-5^{\circ}\text{O}$ ,  $17^{\circ}\text{N}-31^{\circ}\text{N}$ ), die nördlich des Jets liegen, in der Analyse mit hohen PV-Werten dargestellt werden, die gleichen jedoch in der Prognose keine Werte aufweisen. Das Modell berechnet in der 12-Stunden-Vorhersage die 315K-Isentrope nicht oberhalb der Erdoberfläche. Damit wird die potentielle Temperatur in diesem Gebiet vom Modell zu hoch berechnet. Das starke relative Vorticity-Maximum (Abb. 6.6(d)), welches in der Analyse an der Westküste liegt ( $11^{\circ}\text{W}-13^{\circ}\text{W}$ ,  $8^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{N}$ ), wird vom Modell in der Prognose nicht erfasst.

Bei der Vorhersage sind die äquipotentiellen Temperaturen (Abb. 6.5(b)) östlich  $2^{\circ}\text{O}$  höher und stoßen auch weiter nach Süden vor. Die sehr starke Vertikalbewegungsstruktur im Atlantik ( $23^{\circ}\text{W}-21^{\circ}\text{W}$ ,  $6^{\circ}\text{N}-8^{\circ}\text{N}$ ) ist in der Prognose lediglich durch sehr schwache Vertikalbewegungen angedeutet.



Eine sehr gute Übereinstimmung herrscht nördlich des Jets. Dies gilt nicht nur bezogen auf die soeben betrachteten Felder des Vertikalwindes und der äquipotentiellen Temperatur (Abb. 6.5(b)), sondern allgemein für fast alle betrachteten Parameter.

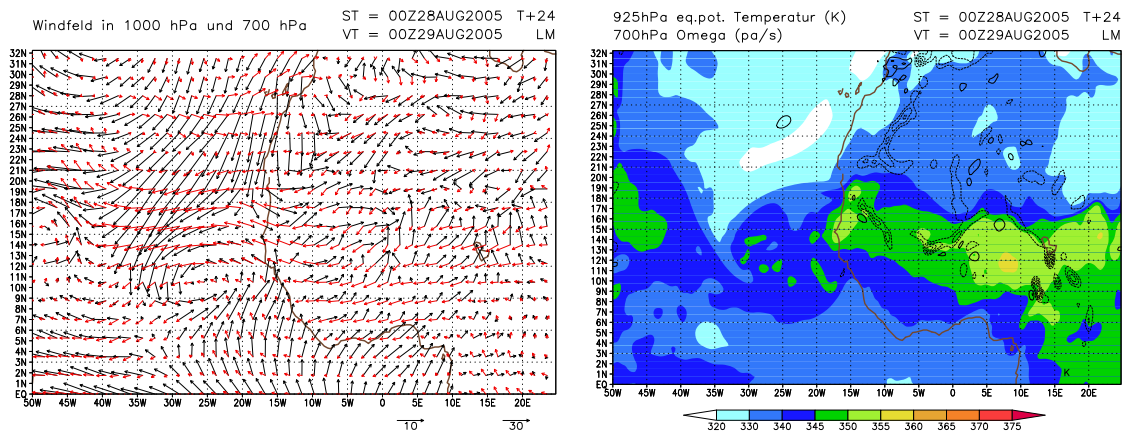
In Zelle A1 wird in der Prognose das Bodenwindfeld (Abb. 6.6(a)) vom Modell mit zu hohen Geschwindigkeiten ausgegeben und ist nicht mit Konvergenz behaftet. Bezüglich der spezifischen Feuchte in 1000 hPa ist zu erkennen, dass im nordöstlichen Teil der Zelle vom Modell höhere Werte modelliert werden. In 700 hPa (Abb. 6.6(b)) stimmt das Gebiet strukturell und wertemäßig gut mit der Analyse überein. Die PV (Abb. 6.6(c)) wird etwas zu niedrig berechnet. Das am Südostrand der Zelle gelegene niedrige PV-Gebiet ist in der Prognose am Südwestrand situiert. Das Gebiet nördlich der Zelle differiert von der Darstellung in der Analyse, da hier keine erhöhte PV verzeichnet ist. In der relativen Vorticity (Abb. 6.6(d)) befindet sich ein lokales Maximum bei  $0^{\circ}\text{O}-2^{\circ}\text{O}$ ,  $7^{\circ}\text{N}-8^{\circ}\text{N}$ , welches in der Prognose nicht modelliert wird. Bei der Prognose schiebt sich ein Keil mit erhöhter äquipotentieller Temperatur (Abb. 6.5(b)) von Norden her in die Zelle hinein. Die zum Analysezeitpunkt dargestellte, wenn auch nicht stark ausgeprägte, aber räumlich ausgedehnte Vertikalbewegungsstruktur ( $1^{\circ}\text{W}-4^{\circ}\text{O}$ ,  $6^{\circ}\text{N}-8^{\circ}\text{N}$ ) wird in der Prognose lediglich durch eine kleine Struktur am nordöstlichen Ende der Zelle repräsentiert.

Im südlichen Teil von Zelle A2 werden die Windgeschwindigkeiten etwas zu niedrig ausgegeben, umgekehrt im nördlichen Teil etwas zu stark, was für beide betrachtete Windniveaus (1000 hPa/700 hPa) gilt (Abb. 6.6(a) und Abb. 6.6(b)). Bei der spezifischen Feuchte in 1000 hPa besitzt der Kern der Zelle zu hohe Werte. Die gesamte Zelle weist in 1000 hPa südlich von  $15^{\circ}\text{N}$  zu feuchte Luftmassen, in 700 hPa ist der nördliche Teil der Zelle großflächig trockener als in der Analyse dargestellt. Zudem fehlt der trockene Kern bei  $4^{\circ}\text{O}-7^{\circ}\text{O}$  und  $10^{\circ}\text{N}-11^{\circ}\text{N}$ . Bei der PV (Abb. 6.6(c)) weisen die Gebiete südlich des Jets im Vergleich zur Analyse nur partiell Zonen mit erhöhten PV-Werten auf. Das in der Analyse bei  $5^{\circ}\text{O}-7,5^{\circ}\text{O}$  und  $9^{\circ}\text{N}-11^{\circ}\text{N}$  gelegene Maximum wird zwar erfasst, aber nur durch gering erhöhte Werte gegenüber der Umgebung abgegrenzt. Auch wenn bisher auf das Analysieren der Trogachsen verzichtet wurde und es schwierig ist, diese in Zusammenhang mit anderen Parametern zu sehen, so ist in dieser Zelle eine Trogachse zu erkennen, die sowohl in Lage als auch Ausdehnung bemerkenswert gut mit der zum Analysezeitpunkt übereinstimmt.

Es zeichnet sich über dem Kontinent ein Gebiet mit im Vergleich zur Analyse zu hoher äquipotentieller Temperatur ab (Abb. 6.5(b)), welches größtenteils in Zelle A2 liegt ( $5^{\circ}\text{O}-12^{\circ}\text{O}$ ,  $9^{\circ}\text{N}-13^{\circ}\text{N}$ ). Die in der Analyse klar definierte Abfolge von Vertikalbewegungsstrukturen von West nach Ost zwischen  $5^{\circ}\text{O}-8^{\circ}\text{O}$  und  $7^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{N}$  kann in der Prognose lediglich durch eine schwache Struktur bei  $8^{\circ}\text{O}-9^{\circ}\text{O}$  und  $8,5^{\circ}\text{N}-9,5^{\circ}\text{N}$  ausgemacht werden.

Zelle B liegt größtenteils im Golf von Guinea und somit direkt im Gebiet der Monsunströmung auf 1000 hPa (Abb. 6.6(a)). Vor der Küste stimmt das modellierte Bodenwindfeld gut mit dem der Analyse überein. Im nördlichen Teil der Zelle, wo der Monsun die Küste passiert und ins Landesinnere weiterströmt, sind bei der Prognose zu schwache Konvergenzeffekte verzeichnet. Die horizontale Windgeschwindigkeit wird demnach zu hoch berechnet. Zelle B weist in der Analyse eine Teilung in der spezifischen Feuchte auf, wobei die Werte im westlichen Teil etwas niedriger und im östlichen etwas höher sind. In der Prognose ist die komplette Zelle durchgehend mit den in der Analyse östlich gelegenen hohen spezifischen Feuchtwerten behaftet. In 700 hPa (Abb. 6.6(b)) hingegen

herrscht eine gute Übereinstimmung - sowohl in der Struktur als auch die Werte betreffend. Das PV-Maximum (Abb. 6.6(c)) liegt jedoch etwas zu weit südwestlich im Golf von Guinea ( $3^{\circ}\text{O}-5^{\circ}\text{O}$ ,  $4^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{N}$ ), in der Analyse ist es über Land an der Küste Nigerias zu erkennen ( $4^{\circ}\text{O}-6^{\circ}\text{O}$ ,  $4^{\circ}\text{N}-6^{\circ}\text{N}$ ). Bei der relativen Vorticity (Abb. 6.6(d)) zeichnet sich wie schon bei der synoptischen Situation eine Kopplung von Maximum und Minimum im Bereich von Zelle B ab. Bei der Analyse sind die beiden Extrema zwar jeweils in ein Gebiet zugehöriger positiver (negativer) Werte beim Maximum (Minimum) eingebettet, heben sich jedoch wertemäßig deutlich von ihrer Umgebung ab. In der Prognose sind sowohl Maximum als auch Minimum im Gebiet erhöhter relativer Vorticity situiert, wobei das Maximum etwas zu weit südöstlich liegt. Die in der Analyse aufgezeigte Vertikalbewegungsstruktur bei  $7^{\circ}\text{O}-8^{\circ}\text{O}$  und  $3^{\circ}\text{N}-4^{\circ}\text{N}$  ist in der Prognose nicht vorhanden.



(a) Wind in 1000 hPa (schwarz, Einheit: 10 m/s) und (b) äquipot. Temperatur in 925 hPa und Vertikalwind in 700 hPa (rot, Einheit: 30 m/s)

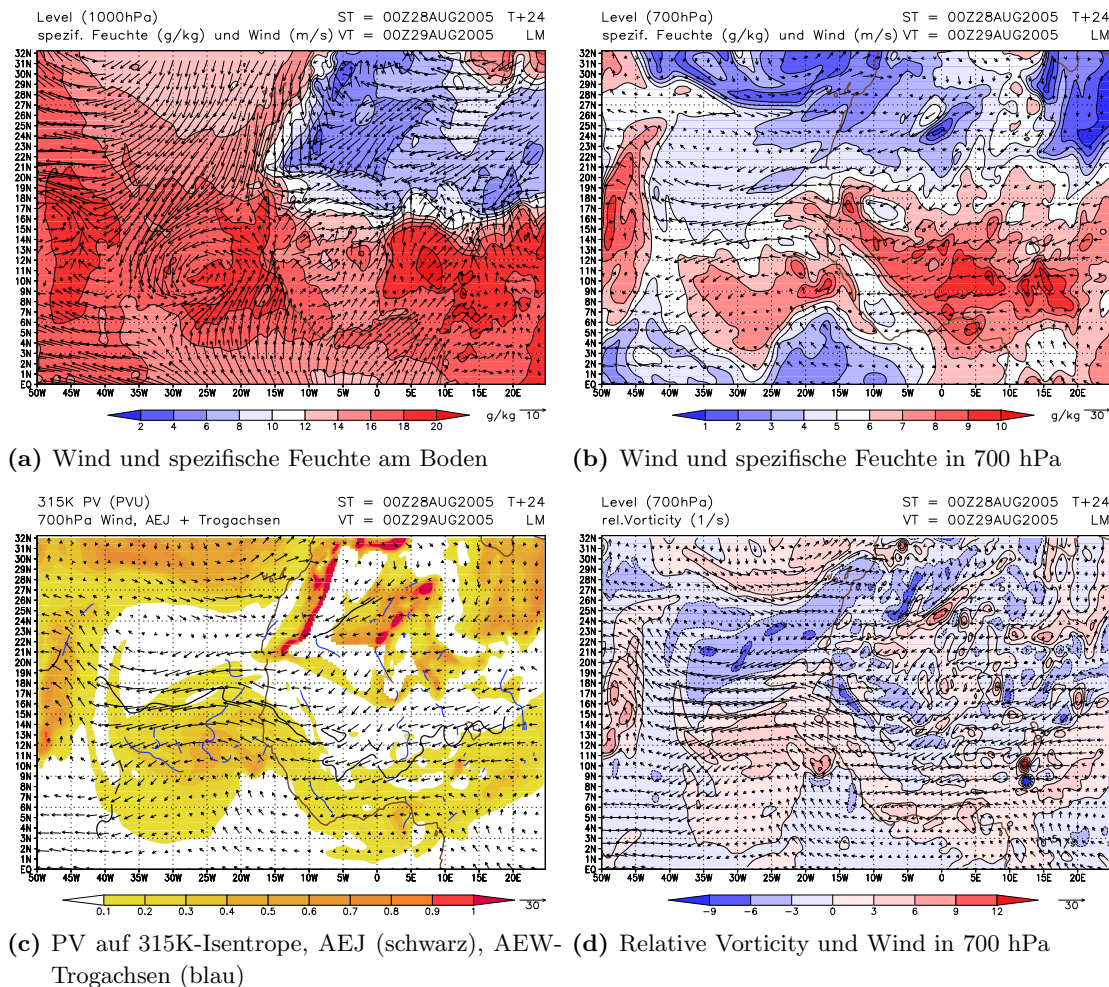
**Abbildung 6.7:** 24-Stunden-Vorhersage für den 29. August 00UTC. Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Vorhersagen vom 28. August 00UTC verwendet.

## 6.4 24-Stunden-Vorhersage für 29. August 00UTC

### Startzeitpunkt: 28. August 00UTC

Die Monsunströmung (Abb. 6.8(a)) weist vor der Küste Nigerias im Golf von Guinea ( $3^{\circ}\text{W}$ - $5^{\circ}\text{O}$ ,  $3^{\circ}\text{N}$ - $5^{\circ}\text{N}$ ) eine zu südliche Komponente auf und überstreift die Küstengebiete mit zu hohen Windgeschwindigkeiten. Es liegt ein deutlicher Konvergenzeffekt des Bodenwindfeldes in der Analyse an den Küstenregionen ( $0^{\circ}\text{O}$ - $10^{\circ}\text{O}$ ,  $6^{\circ}\text{N}$ - $9^{\circ}\text{N}$ ) vor. Zieht man die 12-Stunden-Prognose hinzu, so ist festzustellen, dass sich die Windgeschwindigkeiten im Vergleich dazu nochmals verstärkt haben, die Windrichtung jedoch bereits dort aus zu südlichen Richtungen modelliert wurde. Betrachtet man die 700 hPa-Höhenströmung (Abb. 6.8(b)), so ist zu erkennen, dass der in der Analyse deutlich markante 700 hPa-Trog (Südwind:  $12^{\circ}\text{O}$ - $22^{\circ}\text{O}$ ,  $0^{\circ}\text{N}$ - $7^{\circ}\text{N}$ , Nordwind:  $2^{\circ}\text{O}$ - $10^{\circ}\text{W}$ ,  $0^{\circ}\text{N}$ - $7^{\circ}\text{N}$ ), in den Zelle B eingebettet ist, sich schon bei der 12-Stunden-Prognose deutlich abgeschwächt hat und nun fast vollkommen einem Ostwind gewichen ist. Zudem sind die modellierten Windgeschwindigkeiten über dem Golf von Guinea westlich von  $0^{\circ}\text{W}$  geringer als in der Analyse. Betrachtet man die Wellenstruktur über dem Atlantik ( $40^{\circ}\text{W}$ - $15^{\circ}\text{W}$ ,  $0^{\circ}\text{N}$ - $10^{\circ}\text{N}$ ), so sieht man, dass diese vom Modell beibehalten wird.

Das Gebiet  $15^{\circ}\text{W}$ - $0^{\circ}\text{W}$  und  $5^{\circ}\text{N}$ - $21^{\circ}\text{N}$  wird ebenfalls mit zu hohen Bodenwindgeschwindigkeiten (Abb. 6.8(a)) und einer zu westlichen Anströmungsrichtung ausgegeben. Die dem System vorgelagerte Zone trockener Luftmassen in 1000 hPa hat sich im Vergleich zur Analyse ( $4^{\circ}\text{W}$ - $0^{\circ}\text{W}$ ,  $7^{\circ}\text{N}$ - $15^{\circ}\text{N}$ ) in Ost-West-Richtung ausgedehnt und erstreckt sich zudem weiter nach Süden ( $15^{\circ}\text{W}$ - $2^{\circ}\text{O}$ ,  $5^{\circ}\text{N}$ - $15^{\circ}\text{N}$ ). Durch die Ausdehnung nach Westen verstärkt sich der Feuchtgradient am westlichen Rand des betrachteten Zellenkomplexes und hebt es deutlich von den Luftmassen der Umgebung ab ( $0^{\circ}\text{O}$ - $2^{\circ}$ ,  $6^{\circ}\text{N}$ - $15^{\circ}\text{N}$ ). Diese Vergrößerung des Gebietes hatte sich bereits bei der 12-Stunden-Prognose angedeutet. Die spezifische Feuchte in 700 hPa (Abb. 6.8(b)) weist einen Vorstoß feuchter Luft auf, die vom System bis zur Westküste Afrikas ( $15^{\circ}\text{W}$ ,  $16^{\circ}\text{N}$ ) reicht. Demnach sind die boden-



**Abbildung 6.8:** 24-Stunden-Vorhersage für den 29. August 00UTC. Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Vorhersagen vom 28. August 00UTC verwendet.

nahen Luftmassen niedriger spezifischer Feuchte in dieser Region mit Luftmassen hoher spezifischer Feuchte in 700 hPa gekoppelt. Auch das östlich des Systems liegende Gebiet ist in der Prognose ein zusammenhängendes Gebiet erhöhter spezifischer Feuchte und nicht wie in der Analyse noch von Zonen trockenerer Luftmassen durchzogen ( $10^{\circ}\text{O}-20^{\circ}\text{O}$ ,  $3^{\circ}\text{N}-12^{\circ}\text{N}$ ). Das Bodenwindfeld (Abb. 6.8(a)) weist in diesem Gebiet eine Richtungskonvergenz auf, bei der Luftmassen mit vom Modell zu stark ausgegebenen Windgeschwindigkeiten aus Südwesten und Südosten zusammenprallen ( $13^{\circ}\text{O}-15^{\circ}\text{O}$ ,  $11^{\circ}\text{N}-14^{\circ}\text{N}$ ), was zu einer starken Vertikalbewegung (Abb. 6.7(b)) führt, welche jedoch nicht mit der Analyse vereinbar ist. Diese Struktur ist wiederum mit hohen Werten der spezifischen Feuchte (Abb. 6.8(a)) am Boden und niedrigen Werten in der Höhe (Abb. 6.8(b)) gekoppelt, auf den Karten der Vorticity (Abb. 6.8(c) und Abb. 6.8(d)) jedoch nicht präsent. Die starke Vertikalbewegungsstruktur (Abb. 6.7(b)) bei  $11^{\circ}\text{O}-13,5^{\circ}\text{O}$  und  $8^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{N}$  kann bei allen Parametern sehr gut identifiziert werden, zum einen in der Konvergenz des Bodenwindfeldes (Abb. 6.8(a)), zum anderen in den hohen spezifischen Feuchtwerten am Boden und in der Höhe (Abb.

6.8(b)) sowie in den Karten für die PV (Abb. 6.8(c)) und relative Vorticity (Abb. 6.8(d)), in denen sich starke lokale Maxima (bei der relativen Vorticity gekoppelt mit südlich der Maxima gelegenen Minima) abzeichnen. Auch hier gilt, dass eine vergleichbare Struktur zum Analysezeitpunkt fehlt. Zelle A1 weist zu hohe Bodenwindgeschwindigkeiten auf (Abb. 6.8(a)), der Konvergenzeffekt im westlichen Teil der Zelle wird zu schwach dargestellt. Die mit diesem Effekt in der Analyse verbundene Vertikalbewegung (Abb. 6.7(b)) kann in der Prognose nicht mehr ausgemacht werden. In 700 hPa (Abb. 6.8(b)) modelliert das LM zu hohe Strömungsgeschwindigkeiten und kommt, wie bereits bei der allgemeinen Betrachtung für das vorderseitig des Systems gelegene Gebiet angedeutet, aus zu östlichen Richtungen. Bei der spezifischen Feuchte auf 1000 hPa (Abb. 6.8(a)) weist die Prognose im westlichen Teil der Zelle zu niedrige Werte spezifischer Feuchte auf. Wenn man hinzunimmt, dass bei der 12-Stunden-Prognose die Werte in der Zelle höher als zum Analysezeitpunkt waren, sind hier deutliche Unterschiede zu erkennen, was in Zusammenhang mit der Vergrößerung des vorgelagerten Gebietes geringerer spezifischer Feuchte gesehen werden muss. Auch wenn die sichelförmige Struktur erhöhter spezifischer Feuchte in 700 hPa (Abb. 6.8(b)) einer deutlich größeren Struktur gewichen ist, sind Verteilung und Werte in Zelle A1 nahezu unverändert zur Analyse. Ähnliches gilt für den PV-Parameter (Abb. 6.8(c)). Bei der relativen Vorticity (Abb. 6.8(d)) ist eine leichte Abnahme zu verzeichnen, im nördlichen Bereich modelliert das LM schwach negative Werte. Die Verteilung der äquipotentiellen Temperatur (Abb. 6.7(b)) entspricht ebenfalls gut der der Analyse, nur von Norden her schiebt sich ein Feld mit erhöhten Werten in die Zelle hinein.

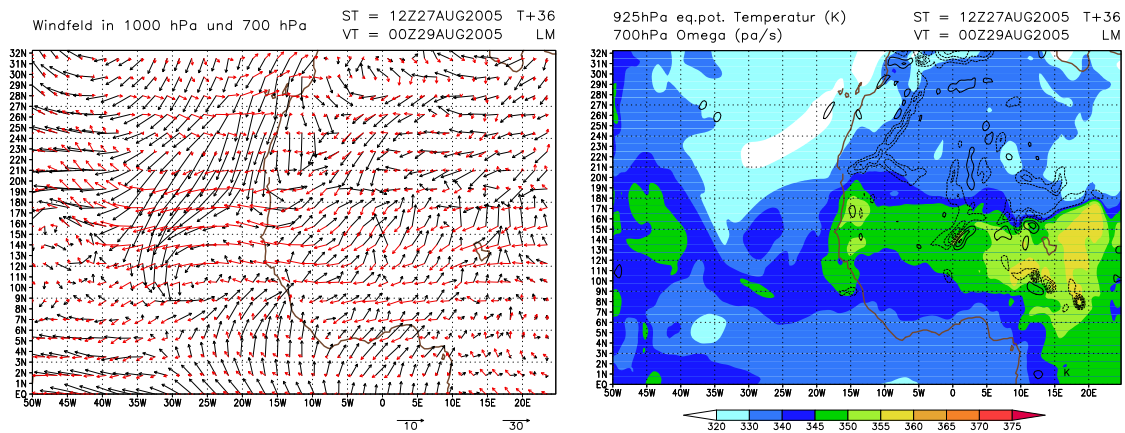
In Zelle A2 werden im nördlichen Teil vom Modell zu hohe Bodenwindgeschwindigkeiten (Abb. 6.8(a)), im Süden zu niedrige modelliert. Zusätzlich strömt der Wind im westlichen Teil der Zelle aus zu südlichen bzw. westlichen Richtungen und zeigt divergentes und konvergentes Verhalten auf, was in der Karte für die Vertikalbewegungen (Abb. 6.7(b)) durch Absink- und Aufstiegsbewegungen ( $2^{\circ}\text{O}-4^{\circ}\text{O}$ ,  $12^{\circ}\text{N}-13,5^{\circ}\text{N}$ ) ausgemacht werden kann. In der Darstellung für die PV (Abb. 6.8(c)) und die relative Vorticity (Abb. 6.8(d)) treten in diesem Zusammenhang keine lokalen Maxima/Minima auf. Das Windfeld in 700 hPa (Abb. 6.8(b)) wird umgekehrt zum Bodenwindfeld im nördlichen Teil etwas zu schwach, im südlichen Teil etwas zu stark modelliert. Zudem ist die Anströmungsrichtung zu östlich, die Nordkomponente zu schwach. Betrachtet man die spezifische Feuchte in Bodennähe (Abb. 6.8(a)), so wird deutlich, dass der im nördlichen Teil der Zelle vorhandene Gradient zu den trockenen Luftmassen im Norden Afrikas stärker ist. Im Süden der Zelle stimmen Prognose und Analyse gut überein, was den Übergang von feuchteren zu trockeneren Luftmassen in Sättigung und Lage angeht. Ein Unterschied, der sich bereits bei der 12-Stunden-Prognose andeutete, ist der Kern erhöhter spezifischer Feuchte (Abb. 6.8(a)) im südöstlichen Teil der Zelle ( $6^{\circ}\text{O}-9^{\circ}\text{O}$ ,  $9^{\circ}\text{N}-13^{\circ}\text{N}$ ). Dieser hat im Vergleich zur 12-Stunden-Prognose an meridionaler Ausdehnung abgenommen. Bei der spezifischen Feuchte in 700 hPa (Abb. 6.8(b)) dringen die feuchten Luftmassen etwas zu weit in Richtung Norden vor, der feuchte Kern aus dem bodennahen Niveau ist auch bei  $6^{\circ}\text{O}-7^{\circ}\text{O}$  und  $10^{\circ}\text{N}-11^{\circ}\text{N}$  zu erkennen. Durch die südlichere Lage des prognostizierten Jets liegen die Gebiete positiver PV-Werte (Abb. 6.8(c)) südlicher. Das in der Analyse bei  $6^{\circ}\text{O}-8^{\circ}\text{O}$  und  $10^{\circ}\text{N}-11^{\circ}\text{N}$  gelegene Maximum liegt in der 24-Stunden-Prognose östlicher ( $11^{\circ}\text{O}-12,5^{\circ}\text{O}$ ,  $9^{\circ}\text{N}-10,5^{\circ}\text{N}$ ). In der 12-Stunden-Prognose war kein PV-Maximum ausmachbar.

Die in der 12-Stunden-Prognose erwähnte Trogachse, die in Lage und Ausdehnung gut mit der

zum Analysezeitpunkt berechneten übereinstimmte, liegt hier bereits etwas weiter im Westen aber noch immer im Bereich von Zelle A2. Bei der relativen Vorticity (Abb. 6.8(d)) haben sich die Bereiche negativer Vorticitywerte vergrößert. Die in der Analyse im Süden der Zelle bei 6°O-7°O und 9°N-10°N situierten lokalen Extrema könnten möglicherweise mit den im Zusammenhang mit dem konvergenten Bodenwindfeld (Abb. 6.8(a)) und daraus resultierenden Vertikalbewegungen (Abb. 6.7(b)) östlich des Systems erwähnten Extrema bei 11°O-13,5°O und 8°N-10°N zusammenhängen, die möglicherweise vom Modell in ihrer Verlagerungsgeschwindigkeit zu langsam modelliert wurden. Wie bereits in der 12-Stunden-Prognose beinhaltet Zelle A1 vom Modell zu hoch berechnete äquipotentielle Temperaturen bei 6,5°O-9°O und 10,5°N-12,5°N. Im Vergleich zur 12-Stunden-Prognose hat der Kern mit deutlich erhöhten Werten zwar flächenmäßig abgenommen, insgesamt besitzt die Zelle jedoch eine höhere äquipotentielle Temperatur im Vergleich zur Analyse.

Zelle B weist etwas zu starke Bodenwinde (Abb. 6.8(a)) auf. Zudem strömen diese aus zu südlichen Richtungen. Nördlich der Zelle ist, wie bereits angedeutet, das Bodenwindfeld ebenfalls zu stark modelliert, so dass der Konvergenzeffekt im Vergleich zur Analyse geringer ausfällt. Im Vergleich zur Analyse sind weder in der Zelle noch nördlich davon Vertikalbewegungsstrukturen (Abb. 6.7(b)) zu erkennen. In 700 hPa ist die prognostizierte Strömungsgeschwindigkeit (Abb. 6.8(b)) leicht erhöht. Bei der spezifischen Feuchte in Bodennähe (Abb. 6.8(a)) weist die Prognose lediglich im westlichen Teil der Zelle erhöhte Werte im Vergleich zur Analyse auf, bei der spezifischen Feuchte in 700 hPa (Abb. 6.8(b)) ist die Prognose ähnlich zur Analyse. Der nordwestliche Teil mit erhöhten Werten fällt jedoch etwas kleinräumiger aus. Das in der Analyse bei 4,5°O-6°O und 4°N-5°N situierte Maximum liegt hier etwas zu weit nordwestlich bei 2,5°O-5°O und 4°N-6°N und hat an Fläche zugenommen. Gekoppelt damit können die Extrema auf der relativen Vorticitykarte (Abb. 6.8(d)) gesehen werden (Analyse: Maximum: 5°O-6°O, 5°N-6°N, Minimum: 6°O-7°O, 4°N-5°N). Diese haben in der Prognose zwar deutlich an Stärke verloren, heben sich jedoch noch immer von der Umgebung bei 2,5°O-7,5°O und 3°N-6,5°N ab. Sowohl bei der PV (Abb. 6.8(c)) als auch der relativen Vorticity (Abb. 6.8(d)) waren die hier besprochenen Extrema bei der 12-Stunden-Prognose noch Analysen-näher modelliert. Die Betrachtung des äquipotentiellen Temperaturfeldes (Abb. 6.7(b)) liefert, dass die Prognose zu niedrige Werte berechnet, der westliche Teil der Zelle demnach kühler ist, als es in der Analyse der Fall ist.



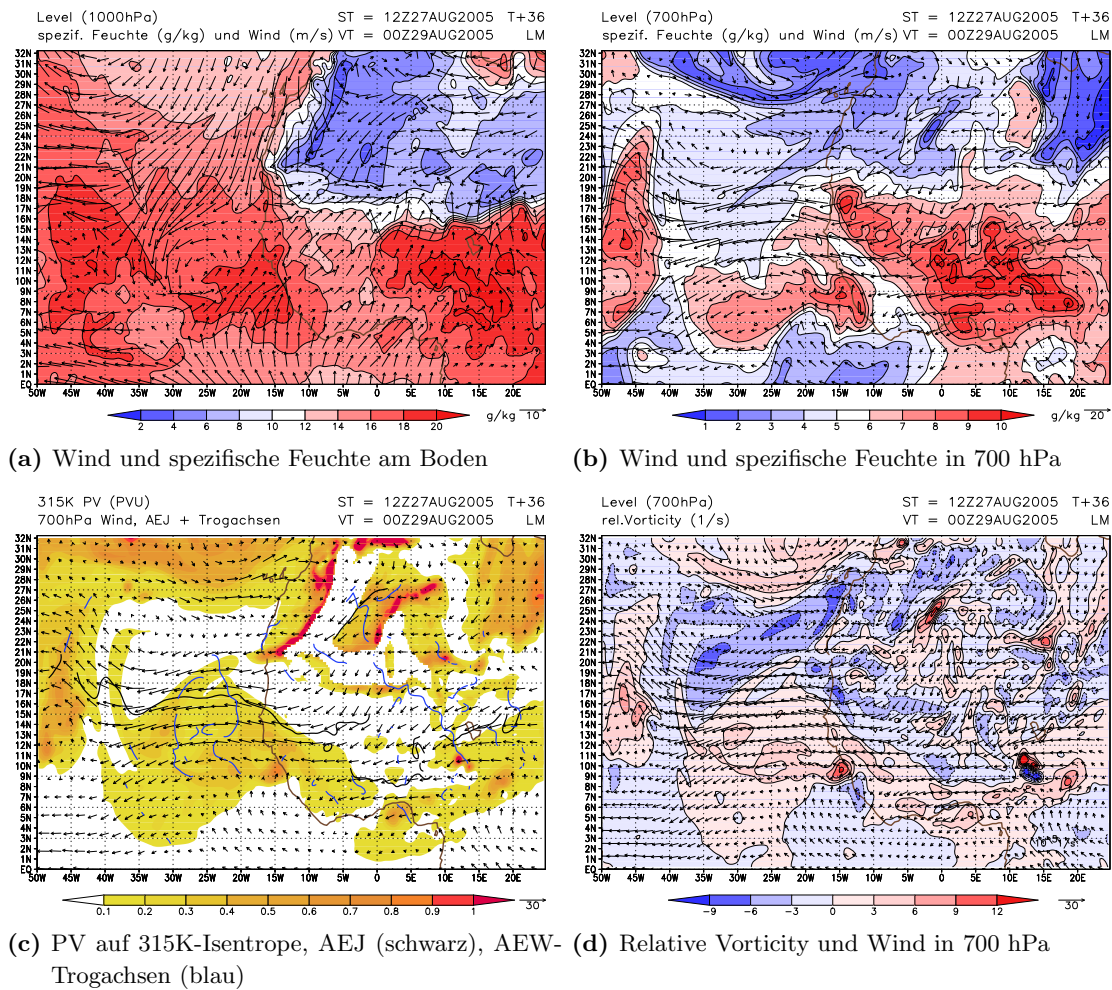


(a) Wind in 1000 hPa (schwarz, Einheit: 10 m/s) und (b) äquipot. Temperatur in 925 hPa und Vertikalwind in 700 hPa (rot, Einheit: 30 m/s)

**Abbildung 6.9:** 36-Stunden-Vorhersage für den 29. August 00UTC. Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Vorhersagen vom 27. August 12UTC verwendet.

## 6.5 36-Stunden-Vorhersage für 29. August 00UTC Startzeitpunkt: 27. August 12UTC

Die Monsunströmung (Abb. 6.10(a)) wird im Golf von Guinea bei  $2^{\circ}\text{W}$ - $8^{\circ}\text{O}$  und  $1^{\circ}\text{N}$ - $3^{\circ}\text{N}$  zu schwach modelliert und strömt im Bereich zwischen  $2^{\circ}\text{W}$ - $8^{\circ}\text{O}$  und  $1^{\circ}\text{N}$ - $8^{\circ}\text{N}$  aus zu südlicher Richtung. Die Monsunwinde, die die Küstengebiete ( $7^{\circ}\text{W}$ - $8^{\circ}\text{O}$ ) überstreifen und ins Landesinnere strömen, werden zu stark dargestellt und kommen gleichmäßig aus südwestlicher Richtung. In der Analyse ist das Windfeld in Küstennähe wesentlich richtungsunterschiedlicher, was zu konvergentem und divergentem Verhalten führt. In 700 hPa (Abb. 6.10(b)) wird die Höhenströmung über dem Golf von Guinea zu gering dargestellt und besitzt zudem eine zu schwache Nordkomponente ( $0^{\circ}\text{W}$ - $10^{\circ}\text{W}$ ,  $0^{\circ}\text{N}$ - $9^{\circ}\text{N}$ ), was mit der Abschwächung des Trogas zusammenhängt, in den Zelle B eingelagert ist. Dieser Effekt wurde bereits bei der 12-/24-Stunden-Prognose beobachtet. Nördlich von Zelle B ( $2^{\circ}\text{W}$ - $10^{\circ}\text{O}$ ,  $5^{\circ}\text{N}$ - $9^{\circ}\text{N}$ ) werden sowohl für das bodennahe Windfeld als auch für die Höhenströmung zu hohe Windgeschwindigkeiten berechnet. Die Windrichtung stimmt jedoch gut mit der zum Analysezeitpunkt überein. Was die spezifische Feuchte auf 1000 hPa (Abb. 6.10(a)) angeht, so ist festzustellen, dass große Teile der Küste im Vergleich zur 12-/24-Stunden-Prognose trockener sind, die im Norden Afrikas situierten trockenen Luftmassen bis zu den Luftmassen geringerer spezifischer Feuchte über dem Golf von Guinea vordringen. In 700 hPa (Abb. 6.10(b)) hat sich die spezifische Feuchte in diesem Gebiet nur wenig verändert. Im Golf von Guinea sind zwischen  $10^{\circ}\text{W}$ - $0^{\circ}\text{W}$  die Werte teilweise zu hoch und die feuchte Luftmassen, die zum Analysezeitpunkt eine sichelförmige Anordnung aufwiesen, stoßen nicht ganz so weit in Richtung Süden vor. Dennoch weist die spezifische Feuchte ein weitere Ausdehnung des Gebietes ( $15^{\circ}\text{W}$ - $21^{\circ}\text{O}$ ,  $4,5^{\circ}\text{N}$ - $19^{\circ}\text{N}$ ) erhöhter Werte auf, als es in der 12-/24-Stunden-Prognose der Fall war. Hier werden vom Modell deutlich zu hohe Bodenwindgeschwindigkeiten (Abb. 6.10(a)) und zwischen  $0^{\circ}\text{O}$ - $2^{\circ}\text{O}$  und  $10^{\circ}\text{N}$ - $15^{\circ}\text{N}$  Winde aus östlichen statt westlichen Richtungen berechnet. In 700 hPa gilt für das



**Abbildung 6.10:** 36-Stunden-Vorhersage für den 29. August 00UTC. Für die dargestellten Parameter wurden ECMWF-Vorhersagen vom 27. August 12UTC verwendet.

Windfeld (Abb. 6.10(b)) eine zu hohe Geschwindigkeit westlich von  $5^{\circ}\text{W}$ , eine zu niedrige östlich  $5^{\circ}\text{W}$ . Das vom System aus gesehen östlich gelagerte Gebiet ( $10^{\circ}\text{O}-20^{\circ}\text{O}$ ,  $10^{\circ}\text{N}-18^{\circ}\text{N}$ ) weist kein einheitliches Bodenwindfeld (Abb. 6.10(a)) mit südlicher Anströmung auf und besitzt zu hohe Windgeschwindigkeiten, sowohl in 1000 hPa als auch in 700 hPa. In diesem Bereich werden die in der Analyse vorhandenen einzelnen Gebiete erhöhter spezifischer Feuchte auf 1000 hPa in ein Gebiet erhöhter spezifischer Feuchte zusammengefasst und zusätzlich vom Modell Zellen noch höherer Werte in dieses Gebiet zwischen  $7^{\circ}\text{O}-20^{\circ}\text{O}$  und  $5^{\circ}\text{N}-13^{\circ}\text{N}$  hineinmodelliert.

Im südlichen Teil von Zelle A1 modelliert das LM zu hohe Bodenwindgeschwindigkeiten (Abb. 6.10(a)) aus zu südlichen Richtungen, daher fällt der Konvergenzeffekt zu gering aus und es kann keine Vertikalbewegung (Abb. 6.9(b)) ausgemacht werden. Beim 700 hPa-Windfeld (Abb. 6.10(b)) sind die Windgeschwindigkeiten zwar etwas zu hoch modelliert, der eigentliche Unterschied zur Analyse, der sich bereits in den vorigen Prognosen andeutete und hier noch verstärkt auftritt, ist die Abschwächung des 700 hPa-Troges über dem Golf von Guinea, was mit einer Strömungsrichtung



einhergeht, die eine zu geringe Nordkomponente besitzt. Zelle A1 wird in der spezifischen Feuchte auf 1000 hPa (Abb. 6.10(a)) zu trocken dargestellt, was mit der Ausdehnung des trockenen Bereichs westlich des Systems zusammenhängt. Es schiebt sich zusätzlich von Nordwesten her ein Gebiet mit noch niedrigeren Werten in die Zelle hinein, was im Vergleich zur Analyse zwar zu kleinräumig ausfällt, aber in der Struktur eine gewisse Ähnlichkeit aufweist. Im Vergleich dazu stimmt die Verteilung der spezifischen Feuchte auf 700 hPa (Abb. 6.10(b)) sowohl von den Werten her als auch in seiner Struktur gut mit der Analyse überein.

Im Vergleich zur Analyse besitzt die Zelle nicht komplett erhöhte PV-Werte (Abb. 6.10(c)). Bei der Analyse liegt südlich an die Zelle angrenzend ein Gebiet ohne erhöhte PV. Hier schiebt sich nun von Südosten her ein Gebiet mit erhöhter PV in die Zelle, da sich der Gebietsstreifen ohne PV bereits weiter in Richtung Nordwesten verlagert hat. Dadurch kommt Zelle A1 mit dem Bereich erhöhter PV in Berührung, der bisher stets im Zusammenhang mit Zelle B erwähnt wurde. Das Maximum, das sich in der Analyse am nördlichen Rand von Zelle B befand, wird vom Modell in der 36-Stunden-Prognose bereits weiter nordwestlich angesiedelt und in seiner Ausdehnung vergrößert dargestellt, so dass Zelle A1 von Südosten her einen Vorstoß erhöhter PV zu verzeichnen hat. Bei der relativen Vorticity (Abb. 6.10(d)) können hingegen Ähnlichkeiten zur Analyse ausgemacht werden. Das lokale Maximum, welches zum Analysezeitpunkt am östlichen Rand der Zelle situiert ist, hat etwas an Größe zugenommen, ist jedoch in Struktur und Wert gleich geblieben und hat sich lediglich etwas zu weit nach Westen vorgeschoben ( $2,5^{\circ}\text{W}$ - $1,5^{\circ}\text{W}$ ,  $6,5^{\circ}\text{N}$ - $8^{\circ}\text{N}$ ). Auch das lokale Maximum, das in der Analyse am südwestlichen Rand der Zelle liegt, wird vom Modell etwas weiter nach Westen ( $6,5^{\circ}\text{W}$ - $2,5^{\circ}\text{W}$ ,  $5^{\circ}\text{N}$ - $7,5^{\circ}\text{N}$ ) gesetzt, stimmt jedoch ansonsten von Werten und Größe nahezu mit der Struktur zum Analysezeitpunkt überein.

In Zelle A2 werden die Bodenwindgeschwindigkeiten (Abb. 6.10(a)) südlich  $12^{\circ}\text{N}$  zwischen  $2,5^{\circ}\text{O}$ - $7^{\circ}\text{O}$  zu gering und mit zu zonaler (westlicher) Komponente dargestellt. Zwischen  $7^{\circ}\text{O}$  und  $9^{\circ}\text{O}$  werden die Bodenwindgeschwindigkeiten zu gering modelliert. Nördlich  $12^{\circ}\text{N}$  herrschen ebenfalls zu hohe Windgeschwindigkeiten in 1000 hPa, welche jedoch wie in der Analyse mit einer leichten Richtungskonvergenz gekoppelt sind. Nördlich von  $11^{\circ}\text{N}$  besitzt die 700 hPa-Höhenströmung (Abb. 6.10(b)) eine zu nördliche Anströmungsrichtung. Bei der spezifischen Feuchte auf 1000 hPa (Abb. 6.10(a)) wird der nördliche Teil der Zelle trockener als zum Analysezeitpunkt dargestellt. Die westliche Begrenzung fällt durch den abgeschwächten Feuchtegradienten nicht so markant aus wie in den vorigen Prognosen. Das Gebiet erhöhter spezifischer Feuchte ist bereits weiter nach Westen propagiert. Der Kern erhöhter spezifischer Feuchte aus der 12-/24-Stunden-Prognose reicht nun bis weit nach Südosten ( $20^{\circ}\text{O}$ ,  $6^{\circ}\text{N}$ ) und ist nicht mehr größtenteils auf die Zelle beschränkt wie in den kürzeren Prognosezeiträumen. In 700 hPa (Abb. 6.10(b)) nimmt die spezifische Feuchte im nördlichen Teil der Zelle zu hohe Werte an, der verhältnismäßig trockene nördliche Rand aus der Analyse wird vom Modell nicht dargestellt. Das kleine Gebiet mit hohen spezifischen Werten im Süden der Zelle (Analyse:  $5^{\circ}\text{O}$ ,  $9,5^{\circ}\text{N}$ - $10^{\circ}\text{N}$ ) erstreckt sich hier über ein Gebiet von  $5^{\circ}\text{O}$ - $7,5^{\circ}\text{O}$  und  $9^{\circ}\text{N}$ - $10^{\circ}\text{N}$ .

Durch die südliche Lage des Jets (Abb. nicht gezeigt, zwischen  $4^{\circ}\text{W}$  und  $9^{\circ}\text{O}$  bei ca.  $9^{\circ}\text{N}$ ) und dessen Eigenschaft, PV-arme Gebiete im Norden von PV-reichen Gebieten im Süden zu trennen, besitzt Zelle A2 kaum Bereiche erhöhter PV (Abb. 6.10(c)). Das Maximum aus der Analyse ( $5,5^{\circ}\text{O}$ - $7,5^{\circ}\text{O}$ ,  $10^{\circ}\text{N}$ - $11^{\circ}\text{N}$ ) ist entweder nicht vorhanden oder es hat sich östlich der Zelle bei  $11^{\circ}\text{O}$ -

14,5°O und 9,5°N-11°N zu einem lokalen Doppelmaximum formiert. Bezüglich der Trogachse ist festzustellen, dass diese in ihrer Lage (0°O, 20°N 13°O, 10,5°N) eine starke Neigung aufweist und somit nur noch ansatzweise die Zelle im Norden schneidet. Die negativen relativen Vorticitywerte (Abb. 6.10(d)) nehmen flächenmäßig zu, das zum Analysezeitpunkt bei 5°O-7,5°O und 9,5°N-10,5°N liegende schwache Maximum ist in der Prognose einem Gebiet negativer Vorticity gewichen. Das in der Analyse zwar nicht vorhandene, in der 12-/24-Stunden-Prognose jedoch angedeutete Maximum/Minimum-Paar bei 11°O-14°O und 8,5°N-11°N hat sich nochmals verstärkt und gebietsmäßig vergrößert. Die in der Analyse am südlichen Rand der Zelle liegenden Vertikalbewegungsstrukturen (Abb. 6.9(b)) sind in der 36-Stunden-Prognose nicht erkennbar. Die starken Auf- und Absinkbewegungsstrukturen bei 8°O-15°O und 8,5°N-11°N sind bei der Vorticity (Abb. 6.10(d)) mit extremalen Werten verbunden. Beim Bodenwindfeld (Abb. 6.10(a)) ist in diesem Bereich konvergentes bzw. divergentes Strömen auszumachen. Ebenfalls können die Vertikalbewegungen bei der spezifischen Feuchte in 1000 hPa ausgemacht werden, in denen Absinkbewegungen (Abb. 6.9(b)) mit trockeneren Gebieten und Aufstiegsbewegungen mit Gebieten höherer spezifischer Feuchte im Vergleich zur Umgebung sichtbar werden. Zudem sind mehrere Strukturen im Norden der Zelle (östlich von 6°O, nördlich von 14°N) verzeichnet, die anhand des Bodenwindfeldes gut bestimmt werden können. Zwar zeichnen diese sich weder in der spezifischen Feuchte (Abb. 6.10(a)) noch in der PV (Abb. 6.10(c)) ab, doch in der relativen Vorticity (Abb. 6.10(d)) können leicht erhöhte Werte für Gebiete mit Aufstiegsbewegungen, leicht negative Werte für Gebiete mit Absinkbewegungen ausgemacht werden. Im Vergleich zu den vorigen Prognosen liegt das Gebiet mit höchster äquipotentieller Temperatur (Abb. 6.9(b)) östlich von Zelle A2.

Zelle B weist im südlichen Teil der Zelle zu niedrige Bodenwindgeschwindigkeiten (Abb. 6.10(a)) aus zu südlichen Richtungen auf. Im nördlichen Teil stimmt die Strömungsgeschwindigkeit des Monsuns in etwa mit der zum Analysezeitpunkt überein, doch besitzt der Wind auch hier eine zu südliche Anströmungsrichtung. Dadurch, dass vom Modell im Gebiet nördlich der Zelle deutlich zu hohe Windgeschwindigkeiten ausgegeben werden, wird der Konvergenzeffekt vermindert. In 700 hPa (Abb. 6.10(b)) ist im östlichen Teil der Zelle eine zu südliche Anströmungsrichtung zu verzeichnen, ansonsten stimmt das Windfeld in diesem Gebiet gut mit dem zum Analysezeitpunkt überein. Was Struktur und Werte angeht, weist auch die spezifische Feuchte in 1000 hPa (Abb. 6.10(a)) eine gute Übereinstimmung auf, lediglich im äußersten Südosten werden zu niedrige Werte modelliert. In 700 hPa (Abb. 6.10(b)) sind lediglich im Südwesten die Luftmassen etwas zu trocken. Das in Zusammenhang mit Zelle A2 erwähnte PV-Maximum (Abb. 6.10(c)) wird vom Modell gegenüber der Analyse mit leicht erhöhten Werten ausgegeben und ist in seiner Lage weiter im Westen situiert (1°O-5°O, 4°N-6,5°N), wobei es an Ausdehnung zugenommen hat. Mit dem Maximum sind in der Analyse Bereiche mit negativen relativen Vorticitywerten (Abb. 6.10(d)) gekoppelt, die sich von Nordost nach Südwest durch die Zelle ziehen und ein lokales Minimum bei 6,5°O-7,5°O und 4°N-5°N aufweisen. Dieses wird vom Modell in der Prognose durch ein kleines Gebiet mit schwach negativen Werten bei 8°O-8,5°O und 4,5°N-5,5°N ausgewiesen, welches in ein Gebiet positiver relativer Vorticity eingebettet ist. Durch das schwache richtungskonvergente Verhalten und die einheitlichen Windgeschwindigkeiten in der Zelle fehlen die Vertikalbewegungsstrukturen (Abb. 6.9(b)), die bereits zum Analysezeitpunkt sehr schwach waren.

## Kapitel 7

# Niederschlag

In diesem Kapitel erfolgt der Vergleich des vom LM mit einer Gitterauflösung von  $0,25^\circ$  modellierten Niederschlages im Modellgebiet  $50^\circ\text{W}$ - $24,75^\circ\text{O}$  und  $0^\circ\text{N}$ - $32,25^\circ\text{N}$  mit Niederschlagsschätzungsdaten von Satellitensystemen. Da ein großes Problem in der unzureichenden Realdatengrundlage liegt, wird auf mittels verschiedener Verfahren kombinierte Niederschlagsschätzungen zurückgegriffen. Inwiefern diese Schätzungen der Realität entsprechen, kann keine Aussage gemacht werden.

Es werden die Vorhersagen mit Startzeitpunkt 28.August 00UTC untersucht, da der maximale Niederschlag des Systems zwischen 28.August 12UTC und 29.August 00UTC ausfiel. Um die Zugbahn des Systems zu untersuchen und eine Aussage über den zeitlichen Verlauf des gefallenen Niederschlages zu treffen, erfolgt zunächst eine nähere Betrachtung des über jeweils sechs Stunden akkumulierten Niederschlages zwischen dem 28.August 00UTC und dem 29.August 12UTC, was einem Vorhersagezeitraum von 36 Stunden entspricht. Da TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) für diesen Zeitraum über drei Stunden akkumulierte Niederschlagsschätzungen bereitstellt, können entsprechende Datensätze zum Vergleich herangezogen werden. Es ist jedoch zu beachten, dass bei dem hier angestellten Vergleich die Farbcodierungen nicht übereinstimmen. Die in dieser Arbeit verwendete Niederschlagsskala und damit verbundene Farbwahl wurde der von NOAA-CPC angepasst.

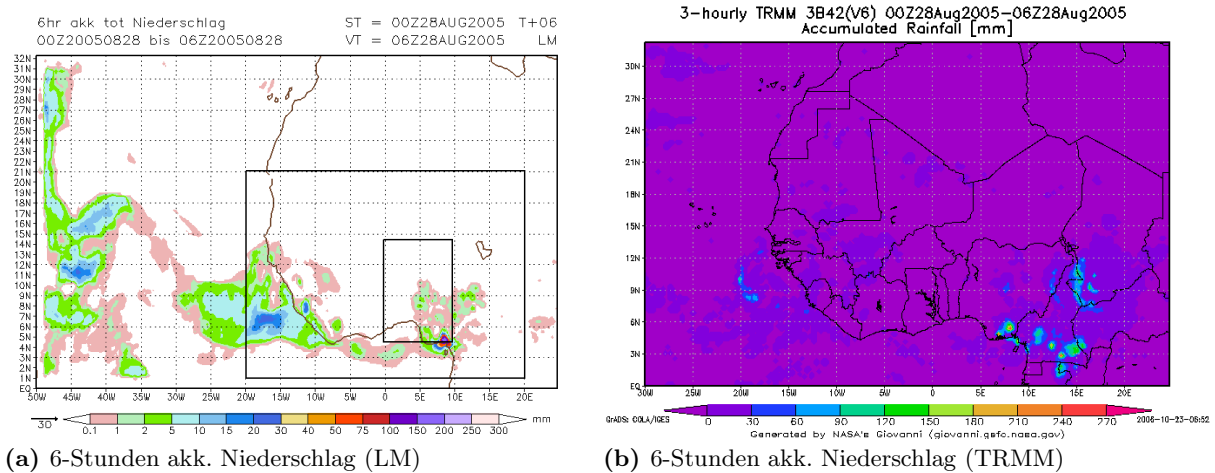
Anschließend erfolgt die Betrachtung des akkumulierten Niederschlages über 24 Stunden, und zwar vom 28. August 00UTC-Termin bis zum 29.August 00UTC-Termin. TRMM<sup>1</sup> ist eine gemeinsame Mission der NASA und der japanischen Raumfahrtagentur JAXA mit dem Ziel, die Niederschläge in den Tropen zu überwachen und zu studieren. Das Niederschlagsradar ist in der Lage, dreidimensionale Karten von Sturmstrukturen zu erstellen. Die Messungen enthalten Informationen über die Intensität, Verteilung und Art des Regens, die Sturmtiefe und die Höhe, in welcher sich der Schnee in Regen umwandelt. Der passive Mikrowellensensor hat die Aufgabe, große Mengen an Informationen über den Niederschlag auf einer weiten Fläche unter dem Satelliten aufzuzeichnen. Dazu wird die Menge an Mikrowellenstrahlung, die in jeder Minute von der Erde und ihrer Atmosphäre emittiert wird, aufgezeichnet. Dies ermöglicht dem Instrument, sowohl die Menge an Wasserdampf und Wasser in den Wolken, als auch die Intensität des Niederschlages zu ermitteln. Der Scanner für sichtbares Licht und Infrarotstrahlung (VIRS) nimmt den Niederschlag in einer sehr indirekten Weise wahr. VIRS zeichnet die von der Erde abgegebene Strahlung in fünf unterschiedlichen

---

<sup>1</sup>Quelle: <http://trmm.gsfc.nasa.gov/>

Spektren auf, die vom sichtbaren Licht bis zur Infrarotstrahlung reichen (0,63 bis 12 Mikrometer). Mit der Intensität der Strahlung in den verschiedenen Spektren lässt sich die Helligkeit (sichtbares Licht und nahes Infrarot) oder die Temperatur (Infrarot) der Quelle feststellen.

Für die über 24 Stunden akkumulierte Niederschlagsverteilung zwischen dem 28. August 06UTC-Termin und 29. August 06UTC-Termin liegt sowohl eine Schätzung von TRMM als auch von NOAA CPC (National Oceanic and Atmospheric Administration Climate Prediction Center) vor. Die NOAA-CPC-Schätzungen stützen sich auf vier Quellen: Es befinden sich ca. 1000 Messstationen auf dem afrikanischen Kontinent, von denen jedoch aufgrund mangelnder Wartung sowie Fehlermeldungen weniger als die Hälfte zum Einsatz kommen. Die Messdaten werden mittels GTS (Global Telecommunication System) zum Knotenpunkt übertragen, an dem alle Daten zusammenlaufen. Die zweite Ressource, auf die sich die Schätzung stützt, ist AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit). Dieser Algorithmus befindet sich in einem Instrument eines polumlaufernden Satelliten und erstellt vier Mal am Tag Feuchte- und Temperaturprofile der Atmosphäre auch innerhalb und unterhalb der Wolken. Des Weiteren fließt die geschätzte Regenrate auf Datenbasis des SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) ein, eines im Mikrowellenbereich arbeitenden Satelliteninstrumentes, welches Aussage über Feuchte, Wolkenwassergehalt, Niederschlagsrate, Windgeschwindigkeit an der Meeresoberfläche, Schneebedeckung, Wassergehalt des Schnees und Bodenfeuchte macht. Auch hier werden vier Mal am Tag Datensätze mit einer horizontalen Auflösung von  $0,25^\circ$  generiert. Zuletzt kommt noch ein Algorithmus hinzu, welcher mittels GPI-Technik (GOES Precipitation Index) auf Infrarotbasis die Temperatur der Wolkenobergrenze berechnet. Dies geschieht jede halbe Stunde mit einer horizontalen Auflösung von 5km. GPI wurde entwickelt, um in erster Linie Niederschlagsschätzungen über tropischen Regionen erstellen zu können, in Gebieten, in denen konventionelle Bodenmessungstechnik nicht eingesetzt werden kann. Zudem stehen für diesen Zeitraum Modellläufe der Dry-Run-Partner bereit, die zum Vergleich hinzugezogen werden können.



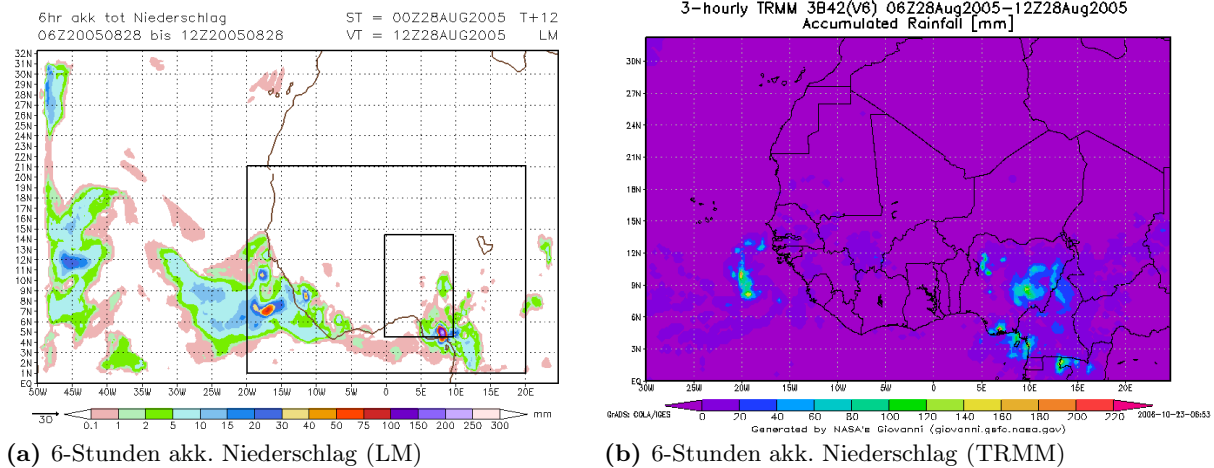
**Abbildung 7.1:** Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag zwischen 28.August 00UTC und 28.August 06UTC. Modellergebnis (links), TRMM-Schätzung (rechts)

## 7.1 Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag 28.August 00UTC - 28.August 06UTC

Über dem afrikanischen Kontinent gibt es zwei unterschiedliche Arten von Konvektionsverlagerung: die clusterförmige Mesoskalige-konvektive-Komplex<sup>2</sup>-Struktur und die linienartige Squall Line<sup>3</sup>-Struktur. Hier wird eine clusterförmigen Niederschlagsstruktur zwischen 5°O-14°O und 3°N-11°N (siehe Satellitenbild) deutlich. Die MCC-Struktur ist bei TRMM (Abb. 7.1(b)) großflächiger und erstreckt sich gerade in östlichen Richtungen wesentlich weiter als bei dem vom LM modellierten Gebiet (Abb. 7.1(a), 6°O-22°O, 1°N-14°N). Betrachtet man die dem MCC vorgelagerte Zone (7°W-5°O), so ist festzustellen, dass die im Wasserdampfkanal als trocken aufgenommene Zone auch vom Modell (Abb. 7.1(a)) ohne Niederschlag dargestellt wird. Dies wird auch von den TRMM-Schätzungen (Abb. 7.1(b)) bestätigt, wonach sich westlich des MCC eine trockene Zone bis ca. 7°W anschließt. Östlich des MCC befindet sich im Modellergebnis ein Bereich mit kleinen Gebieten geringer akkumulierter Niederschlagsmengen (20°O-24°O, 4°N-7°N). Bei TRMM zeigen sich östlich des kleinen Nestingebietes zwei SL-förmige Niederschlagsgebiete (Abb. 7.1(b), 12,5°O-15°O, 7°N-12°N), das westliche wird vom LM (Abb. 7.1(a)) ebenfalls modelliert, jedoch zum einen mit nicht so hohen Werten, zum anderen besitzt es nicht diese längliche/gestreckte Gebietsform. An der Küste, im Grenzgebiet von Nigeria und Kamerun (8,5°O-9,5°O, 4°N-5°N), befindet sich beim modellierten Niederschlag eine Zelle, in der eine erhebliche Menge Niederschlag ausgegeben wird. Der hierbei akkumulierte Wert beläuft sich auf 150-200 mm/6h (Abb. 7.1(a)). Jedoch muss darauf hingewiesen werden, dass Kamerun eine sehr bergige Orographie besitzt wie beispielsweise den Kamerunberg mit knapp über 4000 Metern Höhe direkt an der Küste (9°O, 4°N) und das Massif du Manengouba mit 2400 Metern Höhe. Es ist davon auszugehen, dass gerade bei der starken Südwestmonsunströmung Orographieeffekte unmittelbar an der Küste zum Tragen kom-

<sup>2</sup>Mesoskaliger konvektiver Komplex = MCC

<sup>3</sup>Squall Line = SL



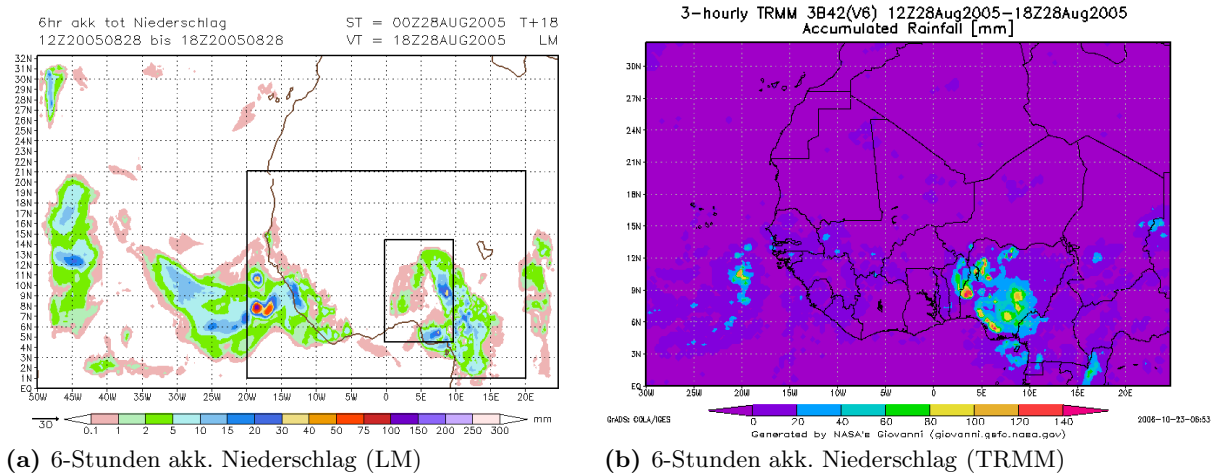
**Abbildung 7.2:** Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag zwischen 28.August 06UTC und 28.August 12UTC. Modellergebnis (links), TRMM-Schätzung (rechts)

men. Die Küstenzelle liegt bei der TRMM-Schätzung (Abb. 7.1(b)) ebenfalls vor, ist hier jedoch weiter nördlich situiert ( $7,5^{\circ}\text{O}-8,5^{\circ}\text{O}$ ,  $5^{\circ}\text{N}-6^{\circ}\text{N}$ ). Es schließt sich südlich von diesem Gebiet ein niederschlagsfreier Bereich (Abb. 7.1(b),  $7,5^{\circ}\text{O}-8^{\circ}\text{O}$ ,  $4,5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{N}$ ) an. Unmittelbar an der Küste Nigerias/Kameruns, im Golf von Guinea, zeigt TRMM ein weiteres Niederschlagsgebiet ( $7,5^{\circ}\text{O}-9^{\circ}\text{O}$ ,  $4^{\circ}\text{N}-4,5^{\circ}\text{N}$ ), welches auch vom Modell (Abb. 7.1(a)) erfasst wird, allerdings sind auch hier die akkumulierten Werte der LM-Berechnung deutlich niedriger. Im Zentrum Nigerias gibt es ein Gebiet (Abb. 7.1(b),  $6^{\circ}\text{O}-9^{\circ}\text{O}$ ,  $7,5^{\circ}\text{N}-10,5^{\circ}\text{N}$ ), welches mit dem LM-Gebiet (Abb. 7.1(a)) bei  $5^{\circ}\text{O}-6^{\circ}\text{O}$  und  $7,5^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{N}$  in Verbindung gebracht werden kann.

## 7.2 Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag 28.August 06UTC - 28.August 12UTC

Die großräumige Struktur verlagert sich nicht Richtung Westen, es findet jedoch eine Ausdehnung nach Süden statt (Abb. 7.2(a),  $5^{\circ}\text{O}-14^{\circ}\text{O}$ ,  $1^{\circ}\text{N}-11^{\circ}\text{N}$ ). Nun sind auch Teile Kameruns, Äquatorialguineas und Gabons ( $10^{\circ}\text{O}-14^{\circ}\text{O}$ ,  $1^{\circ}\text{N}-6,5^{\circ}\text{N}$ ) im Einzugsgebiet des MCC. Die Mengen belaufen sich in diesem Bereich auf 10-15mm/6h. Im Vergleich dazu hat sich bei TRMM (Abb. 7.2(b)) das Niederschlagsgebiet deutlich vergrößert und erstreckt sich nun von  $4^{\circ}\text{O}-18^{\circ}\text{O}$  und  $0^{\circ}\text{N}-13^{\circ}\text{N}$ .

Die Küstenzelle, welche beim ersten Akkumulationszeitschritt bei ( $8,5^{\circ}\text{O}-9,5^{\circ}\text{O}$ ,  $4^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{N}$ ) situiert war, weist nun im LM (Abb. 7.2(a)) eine Zunahme der gefallenen Niederschlagsmenge (200-250mm/6h) auf. Die Zelle hat sich im Vergleich zum vorigen Zeitpunkt jedoch weiter nach Westen verlagert und liegt nun bei  $8^{\circ}\text{O}-9^{\circ}\text{O}$  und  $4^{\circ}\text{N}-5,5^{\circ}\text{N}$ . Bei TRMM (Abb. 7.2(b)) hat sich die Küstenzelle ebenfalls weiter nach Westen verlagert ( $7^{\circ}\text{O}$ ,  $4,5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{N}$ ). Jedoch hat sich ein niederschlagsreiches Gebiet vor der Küste Kameruns im Golf von Guinea gebildet ( $7,5^{\circ}\text{O}-10,5^{\circ}\text{O}$ ,  $2^{\circ}\text{N}-4,5^{\circ}\text{N}$ ), welches vom Modell (Abb. 7.2(a)) ebenfalls dargestellt wird, sich jedoch nicht so weit Rich-

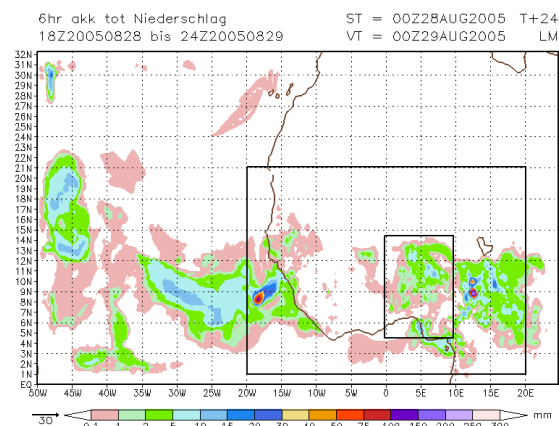


**Abbildung 7.3:** Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag zwischen 28.August 12UTC und 28.August 18UTC. Modellergebnis (links), TRMM-Schätzung (rechts)

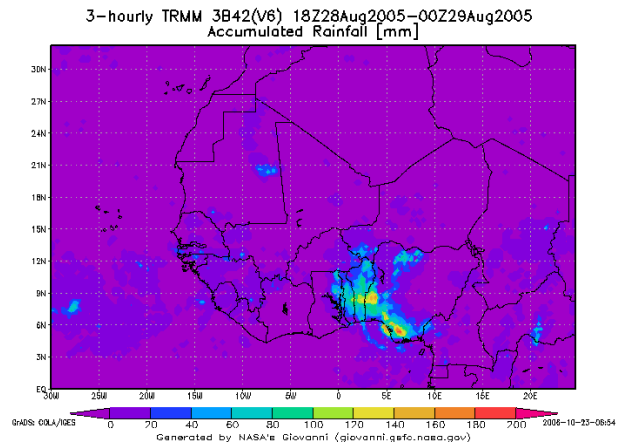
tung Süden erstreckt und mit deutlich geringeren Mengen an Niederschlag verbunden ist. Im Osten sind beim Modellergebnis (Abb. 7.2(a)) bereits neue niederschlagsbringende Gebiete ( $23^{\circ}\text{O}-24^{\circ}\text{O}$ ,  $12^{\circ}\text{N}-14,5^{\circ}\text{N}$  und  $19,5^{\circ}\text{O}-22,5^{\circ}\text{O}$ ,  $6,5^{\circ}\text{N}-8^{\circ}\text{N}$ ) zu erkennen. Diese Zellen sind mit Niederschlagsmengen zwischen 2-5 mm/6h verknüpft. Die im vorigen Zeitschritt (00UTC - 06UTC) in Abbildung 7.2(b)) als SL angedeuteten Niederschlagsgebiete haben sich in der TRMM-Schätzung weiter nach Westen verlagert und an Ausdehnung zugenommen ( $8^{\circ}\text{O}-14,5^{\circ}\text{O}$ ,  $6^{\circ}\text{N}-11^{\circ}\text{N}$ ). Dieses Gebiet wird im LM kleinräumiger und weiter im Westen modelliert ( $7,5^{\circ}\text{O}-9^{\circ}\text{O}$ ,  $8^{\circ}\text{N}-10,5^{\circ}\text{N}$ ). TRMM weist auch ein niederschlagsreiches Gebiet bei  $5^{\circ}\text{O}$  und  $10^{\circ}\text{N}-12^{\circ}\text{N}$  auf, was vom Modell zwar erkannt, aber mit erheblich zu geringen Werten dargestellt wird. Das Gebiet westlich der mit dem MCC verknüpften Niederschlagsstruktur weist in beiden Abbildungen (7.2(a)) und 7.2(b)) eine regenfreie Zone auf. Hier stimmen demnach Modellergebnis und Schätzung gut überein.

### 7.3 Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag 28.August 12UTC - 28.August 18UTC

Insgesamt nimmt die mit dem MCC-verbundene modellierte Niederschlagsstruktur gebietsmäßig zu (Abb. 7.3(a),  $1^{\circ}\text{O}-16^{\circ}\text{O}$ ,  $0,5^{\circ}\text{N}-13,5^{\circ}\text{N}$ ), ebenso wie der akkumulierte Niederschlag großräumig im gesamten Gebiet. Bei TRMM (Abb. 7.3(b)) dehnt sich das MCC von  $2^{\circ}\text{O}-12^{\circ}\text{O}$  und  $2^{\circ}\text{N}-13^{\circ}\text{N}$  aus. Es formiert sich zudem im Modellergebnis (Abb. 7.3(a)) ein Gebiet mit verstärktem Niederschlag ( $7^{\circ}\text{O}-9^{\circ}\text{O}$ ,  $7^{\circ}\text{N}-11^{\circ}\text{N}$ ) und einer Niederschlagszelle bei ca.  $9^{\circ}\text{O}$  und  $9^{\circ}\text{N}-9,5^{\circ}\text{N}$  (30-40 mm/6h). Diese ist auch bei TRMM erkennbar, wobei die niederschlagsreichen Gebiete etwas südlicher als im Modell liegen (Abb. 7.3(b),  $8^{\circ}\text{O}-9^{\circ}\text{O}$ ,  $7^{\circ}\text{N}-9^{\circ}\text{N}$ ). Durch das Propagieren und Ausdehnen des Systems Richtung Westen nimmt beim Modell (Abb. 7.3(a)) die niederschlagsfreie Zone zwischen Westküste und System ( $15^{\circ}\text{W}-1^{\circ}\text{O}$ ) an Ausdehnung ab. Dies ist auch bei TRMM erkennbar, wo die Verlagerung der mit dem MCC verbundenen Niederschlagsstruktur das trockene Gebiet westlich



(a) 6-Stunden akk. Niederschlag (LM)



(b) 6-Stunden akk. Niederschlag (TRMM)

**Abbildung 7.4:** Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag zwischen 28.August 18UTC und 29.August 00UTC. Modellergebnis (links), TRMM-Schätzung (rechts)

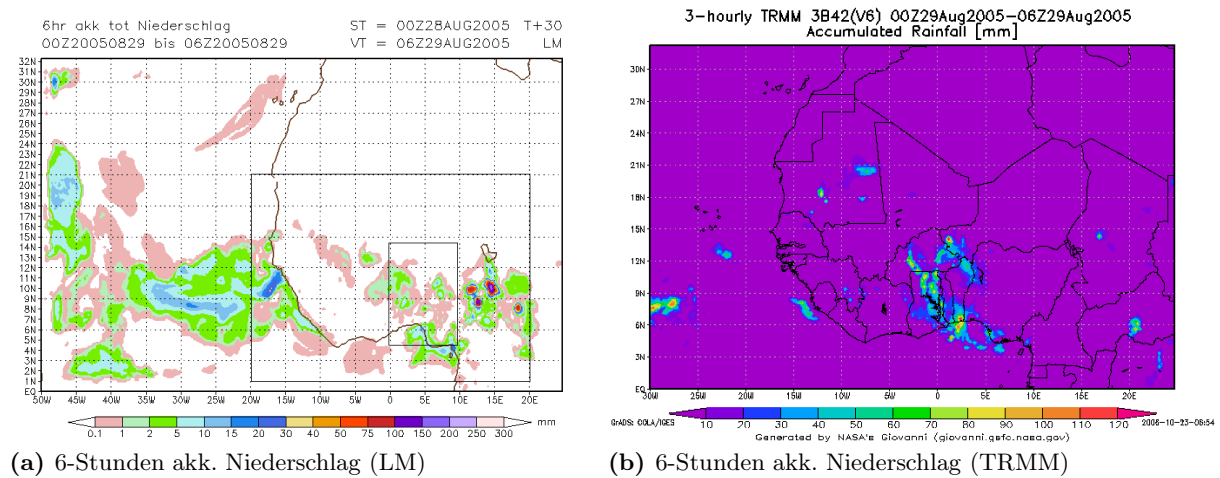
davon verkleinert.

Zwar sind beim Modell noch erhöhte akkumulierte Niederschlagsmengen in Verbindung mit der ehemals nigerianischen Küstenzelle ausmachbar, aber kein derlei ausgeprägtes Intensitätsmaximum mehr wie in den beiden vorangegangenen Zeiträumen. Bei TRMM hat die Menge an ausgefallenem Niederschlag an der nigerianischen Küste ebenfalls abgenommen und sich weiter nach Westen verlagert (Abb. 7.3(b), 4,5°O-7°O, 5°N-7°N). Zudem zeigen sich neue Niederschlagsgebiete bei 7,5°O-9°O und 6°N-9°N. Das Gebiet mit den hohen akkumulierten Niederschlagswerten an der Westgrenze Nigerias und Ostgrenze Benins (Abb. 7.3(b), 3°O-4°O, 8°N-9,5°N) wird strukturell vom Modell (Abb. 7.3(a)) erfasst, weist jedoch zu geringe Werte gegenüber der Schätzung auf.

## 7.4 Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag 28.August 18UTC - 29.August 00UTC

Das mit dem MCC verbundene großräumige modellierte Niederschlagsgebiet (Abb. 7.4(a)) propagiert weiter in Richtung Westen und weist nun Niederschlagsregionen bis 5°W auf. Es erfolgt eine Aufteilung der Niederschlagsgebiete in einen nördlichen Teil (4°W-9°O, 7°N-13°N) mit maximalen Niederschlagsmengen von 10-15 mm/6h, einen südlichen Teil an der Küste Nigerias (3°O-11°O, 3°N-6,5°N) mit Niederschlagsmengen zwischen 10 und 15 mm/6h und eine von Osten her anziehende großräumige und partiell regenreiche Struktur (11°O-22°O, 4°N-13°N). In dieser zeichnen sich deutlich Gebiete mit sehr hohen Niederschlagsmengen ab (12,5°O, 8,5°N-9°N und 12,5°O, 10°N). Bei TRMM (Abb. 7.4(b)) bleibt die einheitliche Struktur vorhanden. Sie liegt nun nahezu vollständig im Nestinggebiet (1°W-10°O, 4°N-14°N) und weist hohe Niederschlagsraten im Bereich Südnigerias (4°O-7°O, 5°N-6°N) und an der Westgrenze Nigerias (2°O-4°O, 8°N-9°N) auf. Es sind die Gebiete, in denen bereits beim vorigen Zeitschritt vermehrt Niederschlag über 6 Stunden ausfiel.





**Abbildung 7.5:** Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag zwischen 29.August 00UTC und 29.August 06UTC. Modellergebnis (links), TRMM-Schätzung (rechts)

Die modellierten Niederschlagsmengen am nigerianischen Küstenstreifen (Abb. 7.4(a),  $4^{\circ}\text{O}-10^{\circ}\text{O}$ ) betragen zwischen 10-15 mm/6h, ein lokales Maximum wie bei den vorigen Zeiträumen ist jedoch nicht mehr auszumachen. Das westlich des Systems liegende trockene Gebiet verringert seine Ausdehnung, verlagert sich nun aber bis an die Atlantikküste. Auffällig: während der betrachteten 24 Stunden fällt kaum Niederschlag an der Küste zwischen  $5^{\circ}\text{W}$  und  $5^{\circ}\text{O}$  aus. Dieser trockene Küstenstreifen ist auch bei TRMM (Abb. 7.4(b)) vorhanden, allerdings führt im Vergleich zu den Modellergebnissen die Verlagerung des MCC zu vermehrtem Niederschlag auch in Küstengegend. Betrachtet man im Modellergebnis (Abb. 7.4(a)) das regenreiche Gebiet, welches von Osten zum MCC aufschließt, so wurde bereits auf die beiden regenreichen Zellen ( $(12,5^{\circ}\text{O}, 8,5^{\circ}\text{N}-9^{\circ}\text{N})$  und  $(12,5^{\circ}\text{O}, 10^{\circ}\text{N})$ ) hingewiesen. Die südliche der beiden Zellen besteht zu gleichen Teilen aus skaligem und konvektivem Anteil, die nördliche wird rein durch das Konvektionsschema berechnet (Abb. nicht gezeigt). Dieses von Osten her aufschließende niederschlagsreiche Gebiet wird von TRMM nicht wiedergegeben. Zwar entstehen einzelne konvektive Zellen (Abb. 7.3(b)) bei  $20^{\circ}\text{O}-21^{\circ}\text{O}$  und  $4^{\circ}\text{N}-5,5^{\circ}\text{N}$  und  $22^{\circ}\text{O}, 15^{\circ}\text{N}$ , aber im Vergleich zum LM liegen diese nicht in einem Bereich erhöhter akkumulierter Niederschläge.

## 7.5 Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag 29.August 00UTC - 29.August 06UTC

Die Niederschlagssumme des MCC hat beim Modellergebnis stark abgenommen (Abb. 7.5(a)) und sich weiter Richtung Westen ( $5^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{O}$ ,  $2^{\circ}\text{N}-15^{\circ}\text{N}$ ) verlagert. Auch bei TRMM hat sich die Struktur weiter Richtung Westen verlagert und reicht jetzt von  $3^{\circ}\text{W}-5^{\circ}\text{O}$  und  $3^{\circ}\text{N}-14^{\circ}\text{N}$ . Das modellierte Niederschlagsgebiet bei  $5^{\circ}\text{W}-1^{\circ}\text{W}$  und  $12^{\circ}\text{N}-14^{\circ}\text{N}$  (Abb. 7.5(a), Mali) hatte sich bereits in den 6 Stunden zuvor angedeutet und ist nahezu stationär geblieben. Bei der TRMM-Schätzung wird eine niederschlagsreiche Struktur zwischen  $3^{\circ}\text{W}-2^{\circ}\text{W}$  und  $10,5^{\circ}\text{N}-13,5^{\circ}\text{N}$  gezeigt. Die vom LM model-

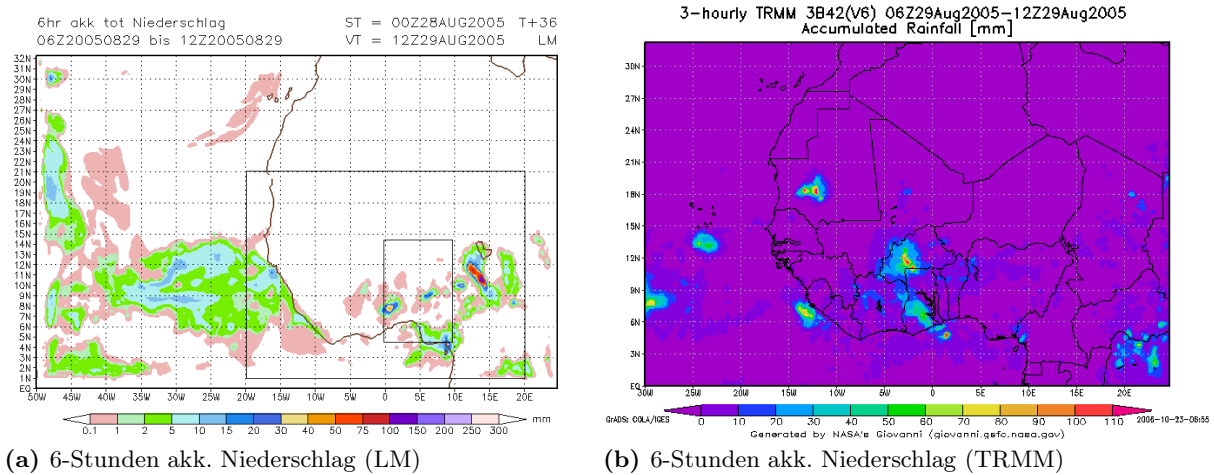
lierte Struktur bei  $3,5^{\circ}\text{W}$ - $0^{\circ}\text{W}$  und  $8^{\circ}\text{N}$ - $12,5^{\circ}\text{N}$  ist möglicherweise mit der TRMM-Struktur bei  $2^{\circ}\text{W}$ - $0^{\circ}\text{W}$  und  $7^{\circ}\text{N}$ - $11^{\circ}\text{N}$  in Verbindung zu bringen. Dieses Gebiet liegt bei TRMM südlicher und ist einer trockenen Zone vorgelagert.

Beim LM schließt ein regenreiches Gebiet im Osten an. Im Nestinggebiet selbst nimmt die Summe an akkumuliertem Niederschlag ab (Abb. 7.5(a)), vereinzelt sind Gebiete mit leicht erhöhten Werten gegenüber der Umgebung auszumachen, doch zu den bereits in den vorigen Zeiträumen erwähnten niederschlagsbringenden Zellen kann kaum noch ein Zusammenhang hergestellt werden. Eine Zelle liegt bei  $1,5^{\circ}\text{O}$ - $2,5^{\circ}\text{O}$  und  $8^{\circ}\text{N}$ - $9^{\circ}\text{N}$ , zwei weitere im Gebiet zwischen  $6^{\circ}\text{O}$ - $7,5^{\circ}$  und  $9^{\circ}\text{N}$ - $11^{\circ}\text{N}$  (Abb. 7.5(a)). Auch bei TRMM sind zwei niederschlagsreiche Gebiete zwischen  $0^{\circ}\text{O}$ - $4,5^{\circ}\text{O}$  zu erkennen, wobei diese im Vergleich zur LM-Zelle nördlicher situiert sind (Abb. 7.5(b),  $10^{\circ}\text{N}$ - $14^{\circ}\text{N}$ ). An der nigerianischen Küste ( $2^{\circ}\text{O}$ - $10^{\circ}\text{O}$ ) ist während des gesamten betrachteten Zeitraums eine nahezu konstante Niederschlagsmenge von 5-15 mm/6h (Abb. 7.5(a)) zu erkennen. Es kristallisiert sich jedoch in diesen 6 Stunden eine neue Zelle im Bereich des Kamerunberges ( $9^{\circ}\text{O}$ ,  $4^{\circ}\text{N}$ ) heraus, was von TRMM bestätigt wird. Jedoch schiebt sich der nördliche Teil der Niederschlagsstruktur des MCC in den trockenen vorgelagerten Gebieten immer weiter Richtung Atlantik vor, so dass die in den ersten 18 Stunden noch niederschlagsfreie Gegend (Abb. 7.5(a),  $15^{\circ}\text{W}$ - $5^{\circ}\text{W}$ ,  $11^{\circ}\text{N}$ - $17^{\circ}\text{N}$ ) zunehmend akkumulierte Niederschlagssummen aufweist. Bei TRMM zieht das gesamte MCC einheitlich Richtung Westen, die Vorstöße der Regenbiete im nördlichen Teil des Systems werden nicht bestätigt. Die beim LM von Osten her anziehenden Zellen haben sich in Größe und Niederschlagssumme verstärkt, es fand jedoch im Vergleich zum vorigen Zeitraum keine Verlagerung in Richtung Westen statt. Bei TRMM zeichnet sich kein neues Niederschlagsgebiet östlich des MCC ab, es entstehen jedoch zwei Zellen (Abb. 7.5(b),  $16,5^{\circ}\text{O}$ ,  $14,5^{\circ}\text{N}$  und  $20^{\circ}\text{O}$ ,  $6^{\circ}\text{N}$ ), die beide vom LM nicht erfasst werden. Hingegen weist das LM Niederschlagsstrukturen im Bereich von  $10^{\circ}\text{O}$ - $15^{\circ}\text{O}$  und  $6^{\circ}\text{N}$ - $12^{\circ}\text{N}$  (Abb. 7.5(a)) auf, die bei der TRMM-Schätzung nicht vorhanden sind.

## 7.6 Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag 29. August 06UTC - 29. August 12UTC

Die im LM (Abb. 7.6(a)) mit der MCC-Struktur verbundenen niederschlagbringenden Gebiete haben sich gebietsmäßig stark verkleinert. Insbesondere haben sich die nördlichen Teile der Struktur nahezu aufgelöst, womit sich nördlich  $11^{\circ}\text{N}$  niederschlagsfreie Gebiete ergeben. Die westliche Begrenzung liegt bei ca.  $6^{\circ}\text{W}$ . Der südliche Teil mit Fokus im Bereich der nigerianischen/kamerunischen Küstengebiete und des Golf von Guinea ( $2^{\circ}\text{O}$ - $11^{\circ}\text{O}$ ,  $1^{\circ}\text{N}$ - $7^{\circ}\text{N}$ ) hat sich im Vergleich zum vorigen Zeitraum kaum verändert. Bei TRMM ist weiterhin eine Verlagerung Richtung Westen erkennbar. Bis auf den südlichsten Teil des Systems sind die Niederschlagsgebiete aus dem Nestinggebiet herausgezogen (Abb. 7.6(b)). Die nördliche Begrenzung der TRMM-Struktur liegt bei ca.  $14^{\circ}\text{N}$ , die südliche bei  $4^{\circ}\text{N}$ . Einzelne kleinere Zellen im Osten des Systems (Abb. 7.6(b),  $0^{\circ}\text{O}$ - $5^{\circ}\text{O}$ ,  $10^{\circ}\text{N}$ - $12^{\circ}\text{N}$ ) erschweren eine Abgrenzung in diesem Bereich. Auch die westliche Abgrenzung ist nicht deutlich, da sich neue Zellen (Abb. 7.6(b),  $8^{\circ}\text{W}$ - $5^{\circ}\text{W}$ ,  $7^{\circ}\text{N}$ - $9^{\circ}\text{N}$ ) gebildet haben. Das Küstengebiet Nigrias ist im Vergleich zum LM trocken dargestellt.

Die im LM modellierte Niederschlagsmenge am Kamerungebirge (Abb. 7.6(a),  $9^{\circ}\text{O}$ ,  $4,5^{\circ}\text{N}$ ) findet jedoch bei der TRMM-Schätzung Bestätigung. Die vom LM modellierte Zelle, die sich im vori-



**Abbildung 7.6:** Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag zwischen 29. August 06 UTC und 29. August 12 UTC. Modellergebnis (links), TRMM-Schätzung (rechts)

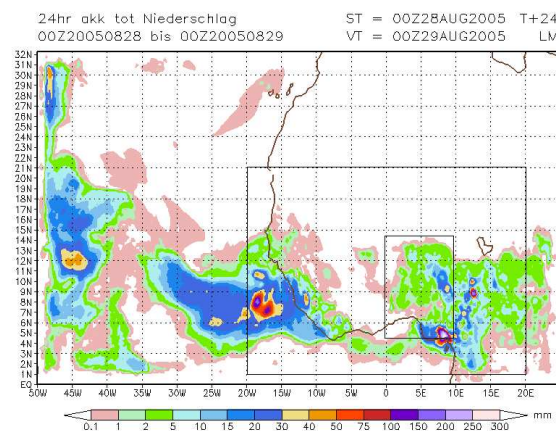
gen Akkumulationszeitschritt bei  $1,5^{\circ}\text{O}-2,5^{\circ}\text{O}$  und  $8^{\circ}\text{N}-9^{\circ}\text{N}$  befand, weist jetzt bei  $0^{\circ}\text{O}-1^{\circ}\text{O}$  und  $7,5^{\circ}\text{N}-8^{\circ}\text{N}$  mit  $40-50\text{ mm}/6\text{h}$  deutlich höhere Werte an akkumuliertem Niederschlag auf. In diesem Bereich weist TRMM keinen Niederschlag auf. Es besteht jedoch die Möglichkeit, dass die niederschlagsreiche Struktur (Abb. 7.6(b),  $3^{\circ}\text{W}-2^{\circ}\text{W}$ ,  $11^{\circ}\text{N}-12,5^{\circ}\text{N}$ ) vom LM zu langsam modelliert und daher zu weit im Osten berechnet wurde. Die niederschlagsreichen Zellen bei TRMM (Abb. 7.6(b),  $1^{\circ}\text{O}$ ,  $5^{\circ}\text{N}$  und  $3^{\circ}\text{W}$ ,  $12^{\circ}\text{N}$ ) liegen bei den LM-Berechnungen in trockenen Gebieten. Die Abweichung zwischen Modell und Schätzung nimmt in den östlich des MCC gelagerten Gebieten zu. Zudem scheint die Verlagerungsgeschwindigkeit vom Modell zu langsam reproduziert zu werden.

## 7.7 Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag 28. August 00 UTC - 29. August 00 UTC

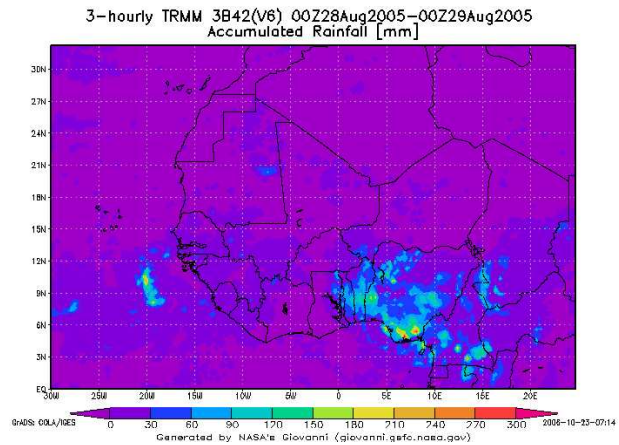
Summiert man die ersten vier Zeitperioden der jeweils über 6 Stunden akkumulierten Niederschlagsbilder auf, so erhält man den über 24 Stunden akkumulierten Niederschlag für den Zeitraum 28. August 00 UTC bis 29. August 00 UTC. An dieser Stelle sollen die wichtigsten Punkte noch einmal zusammengefasst werden, die sich zwischen dem 28. August 00 UTC und 29. August 00 UTC herauskristallisieren.

Bei der Nord-Süd-Ausdehnung weist der modellierte Niederschlag eine gute Übereinstimmung mit TRMM auf. Auch das trockene Gebiet vorderseitig des MCC wird gut dargestellt. Es ist nur festzustellen, dass die vom LM berechnete Struktur nicht so schnell Richtung Westen propagiert wie es auf den TRMM-Abbildungen gezeigt wird. Auch belaufen sich die Niederschlagsmengen im LM großflächig auf deutlich geringere Werte im Vergleich zu TRMM.

Es zeichnet sich die nigerianische Küstenzelle (Abb. 7.7(a),  $7^{\circ}\text{O}-9,5^{\circ}\text{O}$ ,  $4^{\circ}\text{N}-5,5^{\circ}\text{N}$ ) mit Niederschlagsmengen von  $250-300\text{ mm}/24\text{h}$  ab. Diese hohen Niederschlagsmengen fielen fast komplett im Zeitraum zwischen 28. August 00 UTC und 28. August 12 UTC aus. TRMM zeigt zwei küstennahe



(a) 24-Stunden akk. Niederschlag (LM)



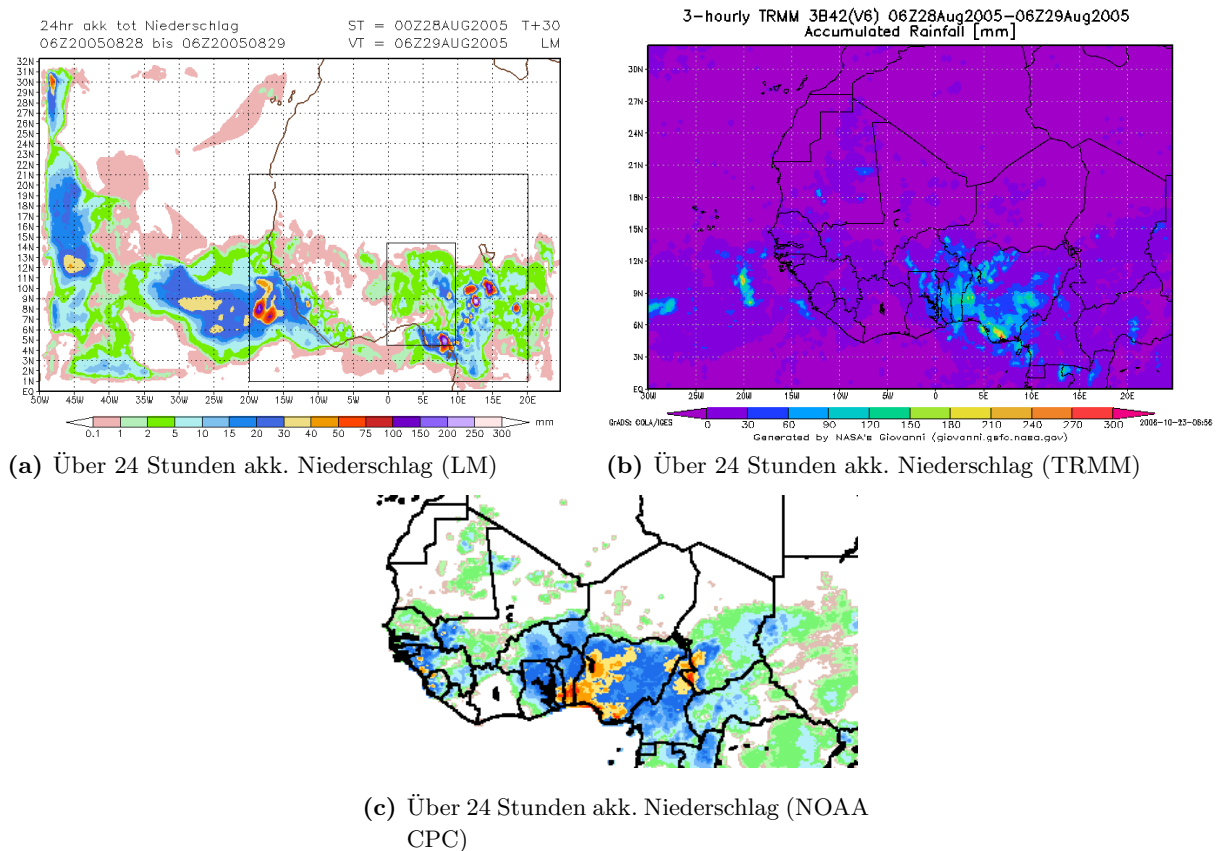
(b) 24-Stunden akk. Niederschlag (TRMM)

**Abbildung 7.7:** Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag zwischen 28. August 00UTC und 29. August 00UTC. Modellergebnis (links), TRMM-Schätzung (rechts)

Maxima in Nigeria (Abb. 7.7(b)),  $7^{\circ}\text{O}-8,5^{\circ}\text{O}$ ,  $4,5^{\circ}\text{N}-6^{\circ}\text{N}$ ), wobei das östlich gelegene nicht unmittelbar an der Küste des Golf von Guinea, sondern im Vergleich zu den LM-Berechnungen nördlicher situiert ist. Die Höhe des akkumulierten Schätzwertes stimmt mit jeweils 250-300 mm/24h überein. Das bei TRMM westlich gelegene Gebiet an der Küste Nigerias (Abb. 7.7(b),  $6^{\circ}\text{O}-7^{\circ}\text{O}$ ,  $4,5^{\circ}\text{N}-5,5^{\circ}\text{N}$ ) mit geschätzten Niederschlagsmengen um die 250-300 mm/24h wird vom Modell nicht in Form einer sich von der Umgebung abhebenden Zelle erfasst. Hier werden großräumig Werte von 20-30 mm/24h modelliert.

Die nigerianische Küste zeigt zwischen  $4^{\circ}\text{O}$  und  $10^{\circ}\text{O}$  großräumig akkumulierte Niederschlagswerte um 20-30 mm/24h (Abb. 7.7(a)). Im Vergleich zu den Küstenregionen von Benin und Togo ( $2^{\circ}\text{W}-4^{\circ}\text{O}$ ), in denen während der vorangegangenen 24 Stunden vom Modell kein Niederschlag berechnet wurde, liegt die Küste Nigerias nahezu senkrecht zur Anströmungsrichtung des Monsuns und bietet mit zusätzlichen Triggereffekten durch Orographie im angrenzenden Kamerun gute Möglichkeiten zur Niederschlagsentwicklung. Bei TRMM belaufen sich die Schätzungen an der Küste (Abb. 7.7(b),  $12,5^{\circ}\text{W}-1^{\circ}\text{W}$ ) nahezu überall auf Werte größer als Null.

Die modellierte Niederschlagszelle im Landesinneren Nigerias ( $7^{\circ}\text{O}-11^{\circ}\text{O}$ ,  $8^{\circ}\text{N}-11^{\circ}\text{N}$ ) weist Werte zwischen 30-40 mm/24h auf, wobei der Niederschlag fast ausschließlich zwischen 12UTC und 18UTC ausfiel. Die im Landesinneren Nigerias situierte Zelle wird auch von TRMM (Abb. 7.7(b),  $7,5^{\circ}\text{O}-11^{\circ}\text{O}$ ,  $7^{\circ}\text{N}-11^{\circ}\text{N}$ ) erfasst. Allerdings sind die Schätzungen bei TRMM wesentlich höher. Die östlich des Systems gelegenen Niederschlagsgebiete ( $11^{\circ}\text{O}-16^{\circ}\text{O}$ ,  $6^{\circ}\text{N}-11^{\circ}\text{N}$ ) kommen durch das Bilden und anschließende westliche Propagieren neuer konvektiver Zellen zustande. Wie bei den über 6 Stunden akkumulierten Niederschlagsresultaten bereits festgestellt wurde, ist gerade in den östlich des MCC gelegenen Gebieten die Ähnlichkeit zu den TRMM-Schätzungen nicht gegeben.



**Abbildung 7.8:** Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag zwischen 28.August 06UTC und 29.August 06UTC. Modellergebnis (oben links), TRMM-Schätzung (oben rechts), NOAA CPC-Schätzung (unten) (Skala entspricht bei NOAA CPC der LM-Skala)

## 7.8 Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag 28.August 06UTC - 29.August 06UTC

Vergleicht man die Abbildung für den über 24 Stunden akkumulierten Niederschlag vom 28.August 00UTC - 29.August 00UTC mit den akkumulierten Werten, welche zwischen dem 28.August 06UTC und 29.August 06UTC geschätzt wurden, so sind keine allzu großen Veränderungen erkennbar.

Es ist festzustellen, dass sich die westliche Grenze der vom LM modellierten MCC-Struktur um  $5^\circ$  verschoben hat. Bei der Akkumulation über 24 Stunden, gestartet ab dem 00UTC-Zeitpunkt, lag sie bei ca.  $1^\circ\text{O}$ , hier liegt sie nun bei  $4^\circ\text{W}$  (Abb. 7.8(a)). Bei der nördlichen Begrenzung des MCC sind keine Unterschiede auszumachen. Auch die trockene Küstenregion ( $1,5^\circ\text{W}$ - $3^\circ\text{O}$ ) ist nahezu gleich geblieben. Zudem zeigt sich bei beiden Abbildungen noch deutlich die dem MCC vorgelagerte Zone niederschlagsfreier Gebiete. Östlich des MCC (Abb. 7.8(a),  $10^\circ\text{O}$ - $20^\circ\text{O}$ ) nehmen Anzahl und Niederschlagsmenge der konvektiven Zellen zu. Die nigerianische Küstenzelle (Abb. 7.8(a),  $8^\circ\text{O}$ ,

5°N) fällt von den Werten her etwas geringer aus, die meridional verlaufende Küste bei 5°O weist eine leichte Zunahme an akkumuliertem Niederschlag auf, auch die im Zentrum Nigerias bei 9°O und 9°N gelegene Zelle hat geringfügig höhere Werte.

Zieht man nun die Schätzungen von TRMM (Abb. 7.8(b)) und NOAA CPC (Abb. 7.8(c)) hinzu, so wird deutlich, dass die nördliche Begrenzung des Systems bei allen drei Abbildungen bei ca. 14°N liegt. Im Süden liefert NOAA CPC (Abb. 7.8(c)) über dem Golf von Guinea keine Werte, die Begrenzung des Systems ist also küstenfolgend. Das LM (Abb. 7.8(a)) weist ab ca. 2°N verstärkt regenreiche Gebiete auf, TRMM (Abb. 7.8(b)) ab ca. 3°N. Die östliche Begrenzung ist wie bereits angedeutet für das LM nur schwer definierbar, da, wie bei den über 6 Stunden akkumulierten Niederschlagsabbildungen gezeigt, bereits ein neues niederschlagsreiches Gebiet von Osten her zum System aufgeschlossen hat, was eine Abgrenzung erschwert. Somit weist die Modellausgabe akkumulierte Niederschlagsmengen bis 20°O auf. Bei NOAA CPC liegen östlich des MCC ebenfalls niederschlagsbetroffene Gebiete, eine östliche Begrenzung kann demnach nur bei 18°O erahnt werden. TRMM weist niederschlagsreiche Gebiete bis ca. 14°O auf. In allen Abbildungen gut dargestellt ist die dem System vorgelagerte Zone niederschlagsfreier Gebiete. Betrachtet man die trockenen Küstengebiete, so zeigt sich, dass NOAA CPC (Abb. 7.8(c)) und TRMM (Abb. 7.8(b)) eine gute Übereinstimmung aufweisen (NOAA CPC: Abb. 7.8(c), 10°W-1,5°W, TRMM: Abb. 7.8(b), 9°W-0,5°W). Beim LM hat sich das System nicht so weit Richtung Westen verlagert, daher liegt der trockene Küstenstreifen hier bei 5°W-2,5°O.

Die nigerianische Küstenzelle (Abb. 7.8(a), 8°O, 5°N) liegt im Vergleich zu TRMM (Abb. 7.8(b), 6,5°O, 5°N) und NOAA CPC (Abb. 7.8(c), 7,5°O, 5°N-6°N) etwas zu weit östlich. Allerdings zeigen die drei Abbildungen erhöhte akkumulierte Niederschlagsmengen im Küstenbereich Südnigerias. Das im LM berechnete Niederschlagsgebiet bei 2°O und 8,5°N könnte mit der TRMM-Struktur bei 2,5°O-4°O und 8°N-9°N in Verbindung gebracht werden. Bei NOAA CPC liegen in diesem Bereich zwar ebenfalls erhöhte akkumulierte Werte vor, das eigentliche Maximum liegt jedoch bereits in Benin und Togo (Abb. 7.8(c), 1°O-3°O, 7°N). Die LM-Zelle im Landesinneren Nigerias (Abb. 7.8(a), 9°O, 9°N), welche in ein niederschlagsreiches Gebiet (5°O-10°O, 8°N-12°N) eingebettet ist, weist zumindest auch bei der TRMM-Schätzung einen Bereich (Abb. 7.8(b), 8°O-11°O, 7,5°N-9°N) erhöhten akkumulierten Niederschlages auf. Bei NOAA CPC liegt ein Gebiet erhöhten akkumulierten Niederschlages bei 14°O-16°O und 8°N-12°N. Ähnlich dazu gibt das LM eine Niederschlagszelle mit erheblichen Mengen bei 15°O und 10°N aus. Bei TRMM sind in diesem Gebiet keine erhöhten Werte verzeichnet, jedoch westlich davon bei 12°O-13°O und 7,5°N-10°N. Diese Struktur ist wiederum nicht bei NOAA CPC vorhanden, das LM weist hingegen zwei Zellen mit erheblichen Niederschlagsmengen bei 11°O-13°O und 8°N-10°N auf.

Es lässt sich feststellen, dass auch bei den Schätzungen von TRMM und NOAA CPC Unterschiede sowohl bei der Lage von Gebieten mit verstärktem Niederschlag als auch in der Höhe der akkumulierten Niederschlagsmenge vorhanden sind. Die Ähnlichkeit in der MCC-Struktur ist jedoch unverkennbar und kann somit als Vergleichsbasis für das Modellergebnis verwendet werden. Nach diesem Vergleich ist anzunehmen, dass das Modell Niederschlagsstrukturen mit der großräumigen Strömung zu langsam verlagert und daher erhöhte Mengen an Niederschlag gegenüber den Vergleichsdaten zu weit östlich modelliert.



# Kapitel 8

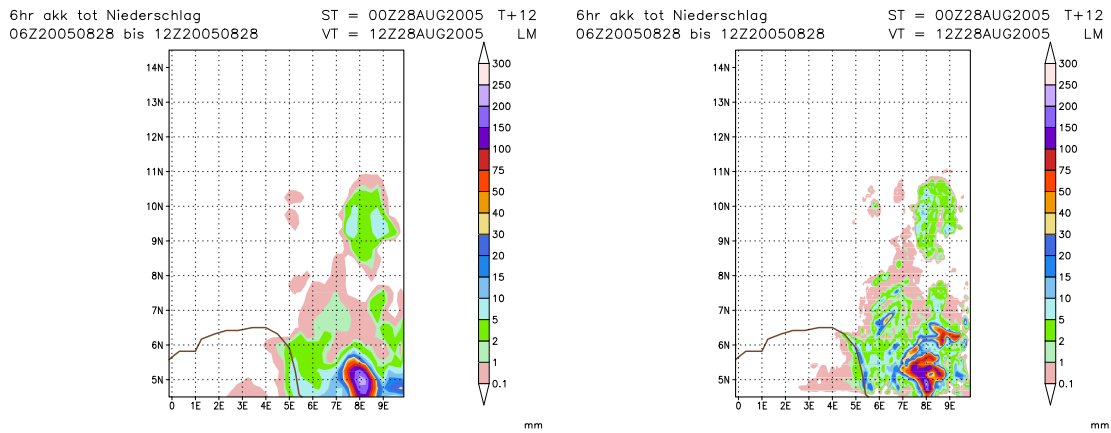
## Nesting

In diesem Kapitel erfolgt die Untersuchung eines im Modellgebiet ( $50^{\circ}\text{W}$ - $24,75^{\circ}\text{O}$ ,  $0^{\circ}\text{N}$ - $32,25^{\circ}\text{N}$ ) gelegenen Nests mit einer Auflösung von  $0,0625^{\circ}$  (7 km). Hierbei werden der Niederschlag und die bereits bei den Prognosen betrachteten Parameter untersucht. Zudem wird der mit der Auflösung  $0,25^{\circ}$  (28 km) berechnete Niederschlag für das selbe Gebiet zum Vergleich herangezogen. Der totale Niederschlag wurde für beide Auflösungen in seine Anteile (skalig + konvektiv) zerlegt. Hierbei soll untersucht werden, inwiefern sich die Anteile bei einer Auflösungserhöhung ändern.

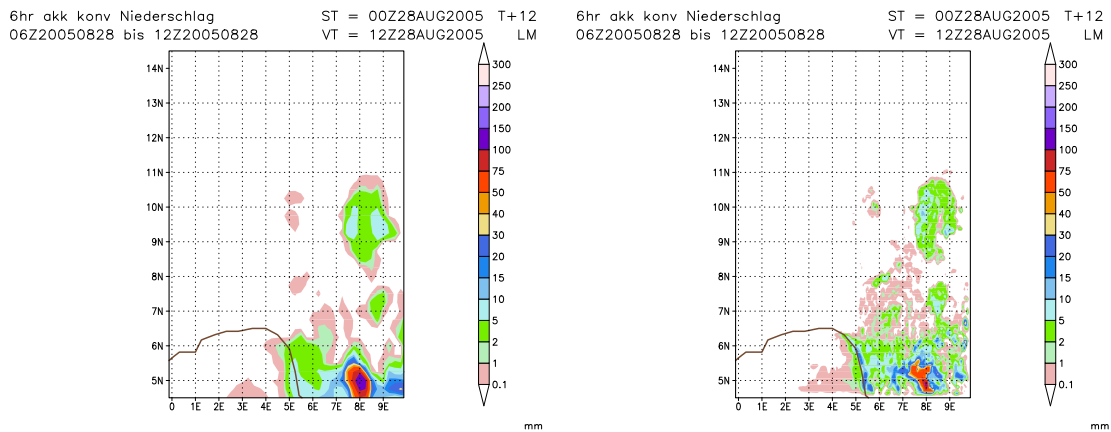
Es wurde ein Nest erstellt, wobei die bereits vorhandenen Daten ( $0,25^{\circ}$ -Auflösung) mit entsprechenden Landnutzungsdaten zunächst auf  $0,125^{\circ}$  und anschließend auf  $0,0625^{\circ}$  interpoliert wurden. Das betrachtete Modellgebiet erstreckt sich - aufgrund nicht vorliegender  $0,0625^{\circ}$ -Landnutzungsdaten östlich  $10^{\circ}\text{O}$  - von ca.  $0^{\circ}\text{O}$ - $10^{\circ}\text{O}$  und  $4,5^{\circ}\text{N}$ - $14,5^{\circ}\text{N}$ . Hierbei wurden aus dem 72-Stunden-Nesting-Lauf die über 6 Stunden akkumulierten Niederschläge vom 28.August 06UTC - 28.August 12UTC, 28.August 12 - 28.August 18UTC und 28.August 18UTC - 29.August 00UTC ausgewählt.

### 8.1 6 Stunden akkumulierter Niederschlag im Nest 28.August 06UTC - 28.August 12UTC

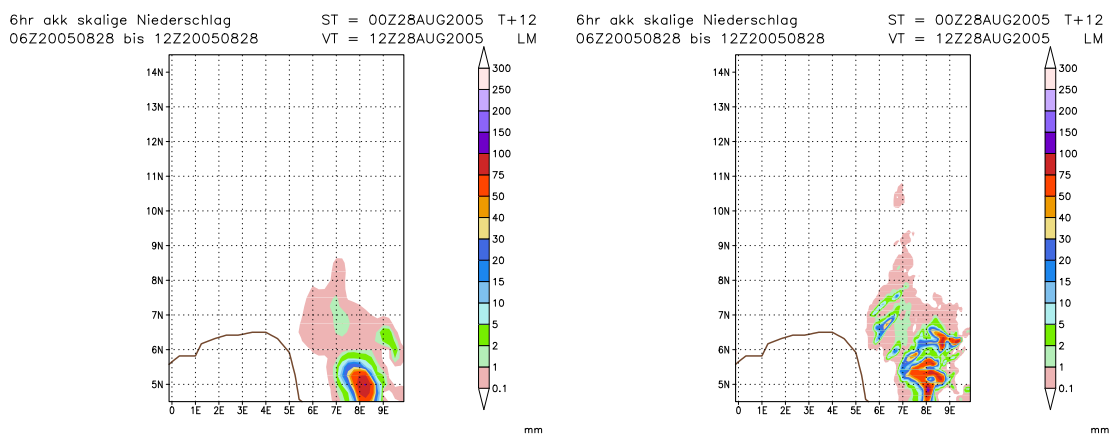
Vergleicht man die Niederschlagsbilder der beiden Auflösungen miteinander, so ist festzustellen, dass bei beiden Auflösungen das regenreiche Gebiet an der Küste Kameruns (Abb. 8.1(a):  $7^{\circ}\text{O}$ - $9^{\circ}\text{O}$ ,  $4,5^{\circ}\text{N}$ - $6^{\circ}\text{N}$ ) existiert, wobei dieses Gebiet im Nest (Abb. 8.1(b)) nur mit Vorsicht zu genießen ist, da am Modellrand die Randeffekte des Modellierprozesses zum Tragen kommen. Dieses Gebiet, im Folgenden mit Gebiet 1 (G1) bezeichnet, wird im Nest (Abb. 8.1(b)) deutlich strukturierter dargestellt. Die Niederschlagsmengen entsprechen in etwa den Werten, die auch die grobe Auflösung (Abb. 8.1(a)) liefert, allerdings schiebt sich das niederschlagsreiche Gebiet hier etwas weiter nach Norden ( $6^{\circ}\text{N}$ ). Nordöstlich schließt sich an diese regenreiche Küstenzelle ein weiterer niederschlagsreicher Bereich an (G2)(Abb. 8.1(b)), der bei der geringen Auflösung (Abb. 8.1(a)) in einem Gebiet niedriger akkumulierter Mengen liegt ( $8^{\circ}\text{O}$ - $9,5^{\circ}\text{O}$ ,  $6^{\circ}\text{N}$ - $6,5^{\circ}\text{N}$ ). Dies gilt auch für Gebiet 3 (G3) bei  $6^{\circ}\text{O}$ - $6,5^{\circ}\text{O}$  und  $6,5^{\circ}\text{N}$ - $7^{\circ}\text{N}$  (Abb. 8.1(a)). Das Nest zeigt hier eine Zelle, die in den vorangegangenen 6 Stunden zu einer akkumulierten Niederschlagsmenge von ca. 40-50 mm/6h geführt hat. In beiden Auflösungen flächenmäßig ähnlich ist das Niederschlagsgebiet G4 bei  $7,5^{\circ}\text{O}$ - $9,5^{\circ}\text{O}$  und  $8,5^{\circ}\text{N}$ - $11^{\circ}\text{N}$  zu erkennen. Hier zeigt zwar das Nest deutlich mehr Struktur, die Niederschlagsmengen entspre-



(a) 6-Stunden akk. tot. Niederschlag ( $0,0625^\circ$ -Auflösung) (b) Über 6 Stunden akk. tot. Niederschlag ( $0,25^\circ$ -Auflösung)



(c) Über 6 Stunden akk. konv. Niederschlag ( $0,25^\circ$ -Auflösung) (d) Über 6 Stunden akk. konv. Niederschlag ( $0,0625^\circ$ -Auflösung)



(e) Über 6 Stunden akk. skalig. Niederschlag ( $0,25^\circ$ -Auflösung) (f) Über 6 Stunden akk. skalig. Niederschlag ( $0,0625^\circ$ -Auflösung)

**Abbildung 8.1:** Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag zwischen 28.August 06UTC und 28.August 12UTC. Oben der totale Niederschlag, in der Mitte der konvektive Anteil, unten der skalige Anteil.  $0,25^\circ$ -Auflösung (links) -  $0,0625^\circ$ -Auflösung (rechts).



chen sich jedoch in beiden Auflösungen.

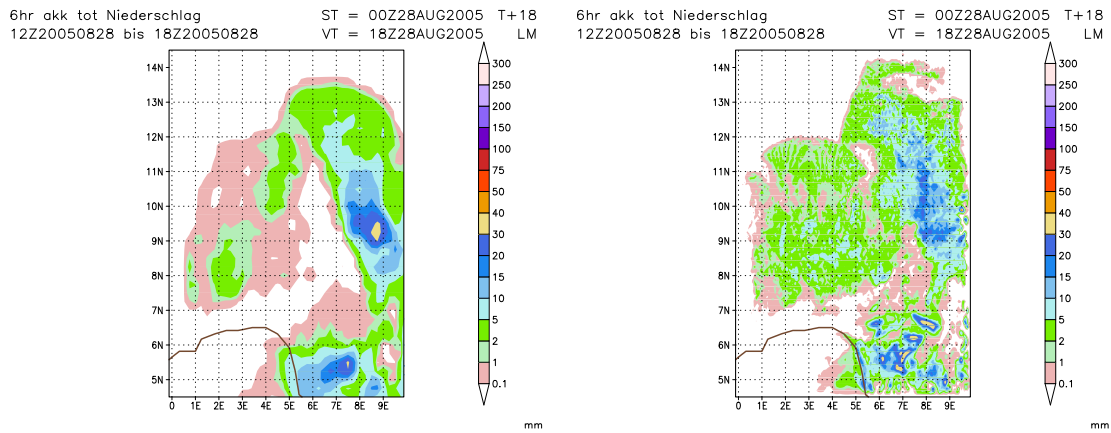
Insgesamt sieht man, dass das Nest im Vergleich zur  $0,25^\circ$ -Auflösung bei den Niederschlagsgebieten wesentlich mehr Struktur aufweist. Zudem ist bemerkenswert, dass, wenn man sich die Anteile anschaut, in die der totale Niederschlag aufgesplittet werden kann, der konvektive Niederschlag einen deutlich größeren Flächenanteil trägt als der skalige. Das bedeutet, dass der Großteil des Niederschlages mittels Parametrisierungsschema modelliert wird. Dies ist sowohl bei der groben (Abb. 8.1(c)) als auch der feinen Auflösung (Abb. 8.1(d)) erkennbar. Die Küstenzelle G1 setzt sich in beiden Modellierungen gleichermaßen aus einem Anteil konvektiven und einem Anteil skaligen Niederschlags zusammen, wobei der skalige bei der höheren Auflösung überwiegt. Bei der niedrigeren Auflösung wird G1 zu einem größeren Anteil mittels Parametrisierung berechnet. Der Niederschlag aus G2 und G3 wird auf Gitterskala (Abb. 8.1(e) und Abb. 8.1(f)) ausgegeben und erhält keinen nennenswerten Beitrag durch das Konvektionsschema. Hingegen wird G4 in beiden Auflösungen rein konvektiv (Abb. 8.1(c) und Abb. 8.1(d)) dargestellt. Hier greift also sowohl bei der 28 km-, als auch bei der 7 km-Auflösung noch das Parametrisierungsschema.

## 8.2 Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag im Nest 28. August 12UTC - 28. August 18UTC

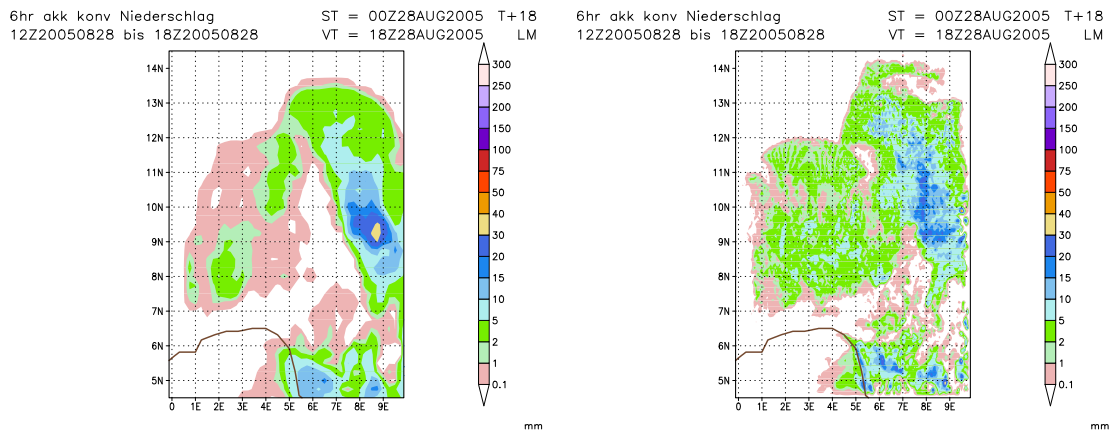
Es zeigt sich bei diesem Akkumulationszeitschritt ein deutlicher Unterschied zwischen den beiden Auflösungen (Abb. 8.2(a) und Abb. 8.2(b)). Das Niederschlagsgebiet nimmt nördlich  $7^\circ\text{N}$  deutlich an Ausdehnung zu und erstreckt sich nun fast über das komplette Modellgebiet. Der Bereich G5 zwischen  $5^\circ\text{O}$ - $8^\circ\text{O}$  und  $6,5^\circ\text{N}$ - $11^\circ\text{N}$  wird bei der  $0,25^\circ$ -Auflösung (Abb. 8.2(a)) ohne Niederschlag, bei der  $0,0625^\circ$ -Auflösung (Abb. 8.2(b)) mit Niederschlag dargestellt. Des Weiteren ist die Struktur zwischen  $1^\circ\text{O}$ - $5,5^\circ\text{O}$  und  $7^\circ\text{N}$ - $12^\circ\text{N}$  im Nest (Abb. 8.2(b)) mit höheren Werten verzeichnet. Die  $0,25^\circ$ -Auflösung (Abb. 8.2(a)) zeigt bei  $8,5^\circ\text{O}$ - $9^\circ\text{O}$  und  $9^\circ\text{N}$ - $9,5^\circ\text{N}$  ein Niederschlagsgebiet (G6) mit höheren Werten, als es bei der  $0,0625^\circ$ -Auflösung der Fall ist. Demnach müssen sich mit dem Nesting die Instabilitätskriterien zur Auslösung von Konvektion ändern. Dies ist auch bei der kleinen Zelle bei  $7,5^\circ\text{O}$  und  $5,5^\circ\text{N}$  der Fall. Bei der hohen Auflösung (Abb. 8.2(b)) liegt in Zusammenhang mit diesem Niederschlagsgebiet die Niederschlagszelle westlicher ( $7^\circ\text{O}$ ,  $5,5^\circ\text{N}$ - $6^\circ\text{N}$ ). In diesem Gebiet zeigt die  $0,0625^\circ$ -Auflösung noch weitere regenreiche Gebiete (G7:  $5,5^\circ\text{O}$ - $8,5^\circ\text{O}$ ,  $5^\circ\text{N}$ - $7^\circ\text{N}$ ), welche gerade zwischen  $6^\circ\text{N}$  und  $7^\circ\text{N}$  bei der groben Auflösung im Bereich sehr niedriger Niederschlagsmengen liegen. Demnach ist hier bei der hohen Auflösung das Instabilitätskriterium erfüllt, welches zur Auslösung von Konvektion und somit zu weiteren regenreichen Zellen führt. Bei der Aufteilung in skaligen und konvektiven Anteil sind wie zuvor bei der  $0,25^\circ$ -Auflösung (Abb. 8.2(e)) lediglich erhöhte Niederschlagsmengen auf Gitterskala im Bereich der Küste ( $5,5^\circ\text{O}$ - $8^\circ\text{O}$ ,  $4,5^\circ\text{N}$ - $7^\circ\text{N}$ ) zu erkennen, der Rest wird fast ausschließlich mittels Parametrisierung berechnet. Bei der  $0,0625^\circ$ -Auflösung (Abb. 8.2(f)) zeigt sich im Niederschlagsgebiet G7 die Niederschlagsmodellierung auf Gitterskala. Der Rest, sowohl das großflächige Niederschlagsgebiet, in das die Zellen eingebettet sind, als auch die niederschlagsreiche Struktur nördlich  $7^\circ\text{N}$  wird mittels Parametrisierungsschema modelliert.

Bei der  $0,0625^\circ$ -Auflösung zeichnet sich bei der nördlichen Begrenzung der Niederschlagsstruktur ( $1^\circ\text{O}$ - $5,5^\circ\text{O}$ ,  $12^\circ\text{N}$ - $14^\circ\text{N}$ ) ein markanter Gradient ab, welcher bei der groben Auflösung wesentlich

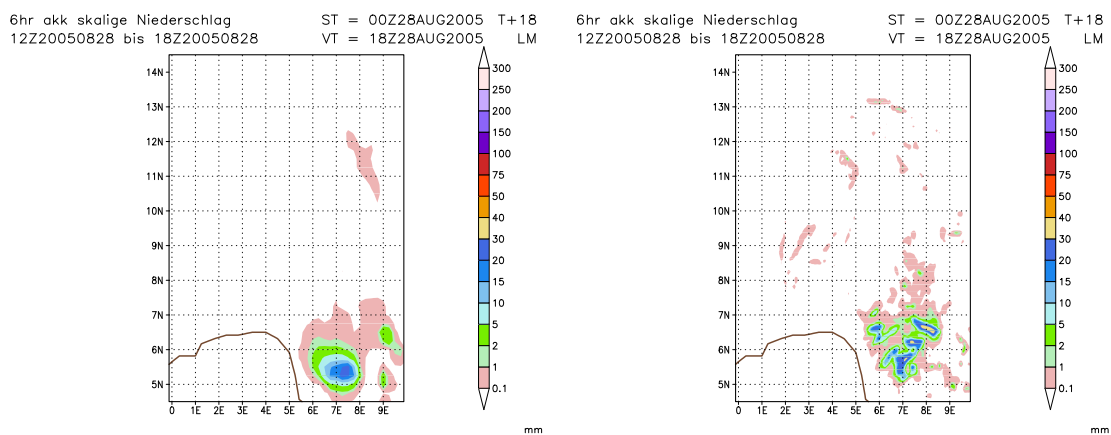
7&2. Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag im Nest 28.August 12UTC - 28.August 18UTC



(a) Über 6 Stunden akk. tot. Niederschlag ( $0,25^\circ$ -Auflösung) (b) Über 6 Stunden akk. tot. Niederschlag ( $0,0625^\circ$ -Auflösung)



(c) Über 6 Stunden akk. konv. Niederschlag ( $0,25^\circ$ -Auflösung) (d) Über 6 Stunden akk. konv. Niederschlag ( $0,0625^\circ$ -Auflösung)



(e) Über 6 Stunden akk. skalig. Niederschlag ( $0,25^\circ$ -Auflösung) (f) Über 6 Stunden akk. skalig. Niederschlag ( $0,0625^\circ$ -Auflösung)

**Abbildung 8.2:** Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag zwischen 28.August 12UTC und 28.August 18UTC. Oben der totale Niederschlag, in der Mitte der konvektive Anteil, unten der skalige Anteil.  
 $0,25^\circ$ -Auflösung (links) -  $0,0625^\circ$ -Auflösung (rechts).

abgeschwächter dargestellt wird. Dieser wird später in Zusammenhang mit den Umgebungsparametern untersucht.

### 8.3 Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag im Nest 28. August 18UTC - 29. August 00UTC

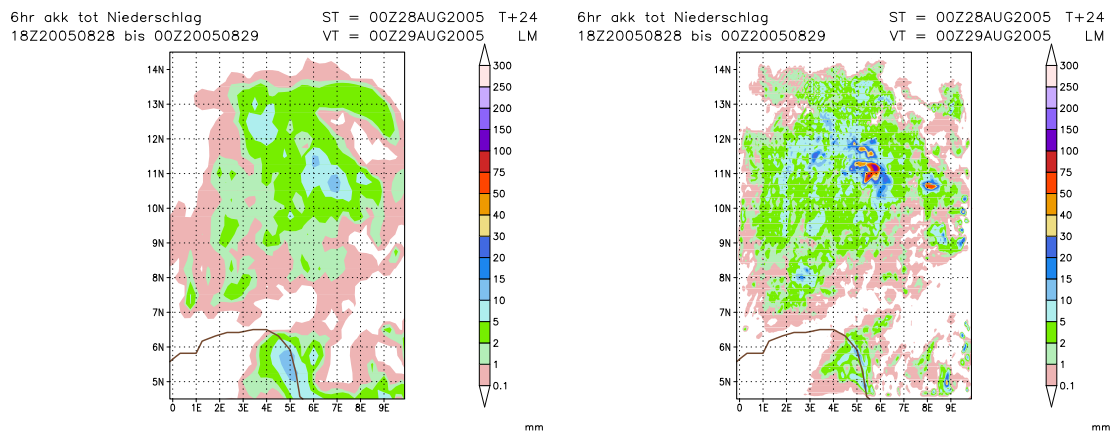
Im Vergleich zum vorigen Zeitschritt ist das Niederschlagsgebiet nördlich  $7^{\circ}\text{N}$  weiter nach Westen gewandert, bedeckt jedoch immer noch einen großen Teil des Modellausschnittes. Von der ehemals sehr starken nigerianischen Küstenzelle ist bei diesem Akkumulationszeitsschritt nicht mehr viel vorhanden. An der Küste ( $4,5^{\circ}\text{O}$ - $5,5^{\circ}\text{O}$ ) kann bei beiden Auflösungen ein Gebiet mit erhöhten Niederschlagsmengen ausgemacht werden. Die  $0,0625^{\circ}$ -Auflösung (Abb. 8.3(b)) zeigt partiell leicht erhöhte Mengen ( $5^{\circ}\text{O}$  und  $5,5^{\circ}\text{O}$ ). Das großflächige Niederschlagsgebiet nördlich  $7^{\circ}\text{N}$  zeigt bei der  $0,0625^{\circ}$ -Auflösung eine deutliche Zunahme im Bereich G8 zwischen  $5^{\circ}\text{O}$ - $6^{\circ}\text{O}$  und  $10,5^{\circ}\text{N}$ - $12^{\circ}\text{N}$  und bei G9  $8^{\circ}\text{O}$ - $8,5^{\circ}\text{O}$  und  $10,5^{\circ}\text{N}$ - $11^{\circ}\text{N}$ . Hier sind durch das Nesting auf  $0,0625^{\circ}$  Niederschlagsgebiete entstanden, die sowohl einen skaligen als auch einen konvektiven Anteil besitzen (Abb.8.3(f) und Abb.8.3(d)). Der skalige Anteil überwiegt jedoch gegenüber dem durch Parametrisierung berechneten Niederschlag. Auch bei der groben Auflösung ist im Bereich dieser starken Zellen ein Niederschlagsgebiet verzeichnet, das auch auf Modellskala berechnet, aber nur schwach ausgegeben wird. Großflächig gesehen wird der Niederschlag nördlich  $7^{\circ}\text{N}$  mittels Konvektionsparametrisierung berechnet. Die Zelle im Süden ( $9^{\circ}\text{O}$ ,  $5^{\circ}\text{N}$ ) wird nur zu einem kleinen Teil auf Gitterskala modelliert.

### 8.4 Erste Untersuchungen der Niederschlagsstrukturen anhand ausgewählter Parameter

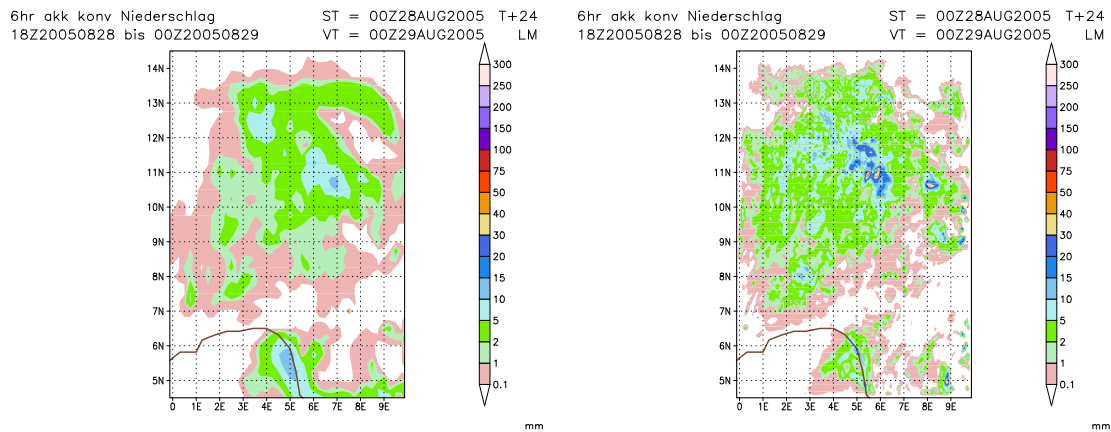
Es werden nun noch einige der bereits bei den Prognosen untersuchten Parameter hinzugezogen, um die Entwicklung des starken Gradienten, welcher sich zwischen 12UTC und 18UTC als nördliche Begrenzung des Niederschlagsgebietes ( $1^{\circ}\text{O}$ - $5,5^{\circ}\text{O}$ ,  $12^{\circ}\text{N}$ - $14^{\circ}\text{N}$ ) abzeichnet, zu untersuchen. Da es sich um den akkumulierten Niederschlag einer 6-Stunden-Periode handelt, müssen jeweils die Parameter zum Anfangs- und Endzeitpunkt der Akkumulationsperiode hinzugezogen werden. Hierbei wird der Fokus auf die spezifische Feuchte in 1000 hPa, das Bodenwindfeld und die Vertikalgeschwindigkeiten gelegt. Die Untersuchung erfolgt für die Zeiträume 28. August 12UTC - 28. August 18UTC und 28. August 18UTC - 29. August 00UTC.

Für das Niederschlagsgebiet G6, für das bei der  $0,25^{\circ}$ -Auflösung höhere akkumulierte Niederschlagsmengen als beim Nest zu verzeichnen sind, ist bei T+12 im Bodenwindfeld (Abb. 8.5(a)) eine klare Konvergenz mit erhöhten spezifischen Feuchtwerten auszumachen. Das niederschlagsfreie Gebiet G5 ist in der spezifischen Feuchte besser bei T+24 zu erkennen. Demnach ist G6 in den ersten Stunden des Akkumulationszeitschrittes ausgefallen, G5 in den letzten Stunden. Die eigentlich interessante Struktur, welche als Triggermechanismus für die Bildung von Niederschlagszellen zwischen dem 28. August 18UTC und 29. August 00UTC dient, befindet sich zwischen  $1^{\circ}\text{O}$  und  $5^{\circ}\text{O}$  bei  $12^{\circ}\text{N}$  (Abb. 8.5(b)). Hier treffen die durch die feuchte Monsunströmung entstandenen Gebiete hoher spezifischer Feuchte südlich von  $12^{\circ}\text{N}$  auf die trockenen Gebiete geringer spezifischer

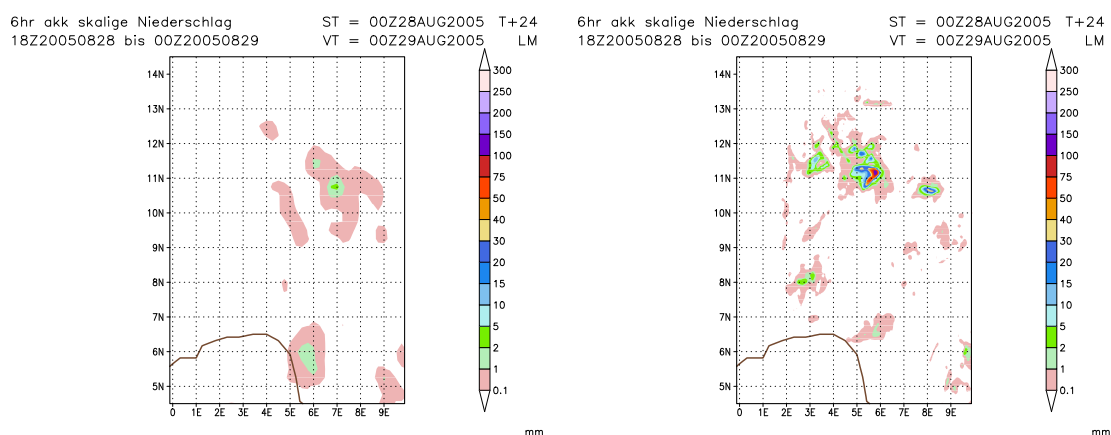
Feuchte nördlich  $12^{\circ}\text{N}$ . Dies ist bei beiden Auflösungen zu sehen, jedoch zeichnet sich der Gradient in der Abbildung mit der  $0,0625$ -Auflösung deutlich stärker ab, was von den höheren Windgeschwindigkeiten aus Südwesten herrührt, welche insbesondere bei  $2^{\circ}\text{O}$ - $4^{\circ}\text{O}$  und  $12^{\circ}\text{N}$  offensichtlich sind. Es entsteht ein scharfer Gradient, welcher sich bei allen Parametern (Abb: nicht gezeigt) abzeichnet. Trotz dieser starken Richtungskonvergenz, welche zu starken Vertikalbewegungen (Abb. 8.5(d)) in diesem Gebiet führt, zeichnet sich in diesem Bereich lediglich ein Gradient zwischen geringen Niederschlagsmengen im Süden und einer niederschlagsfreien Zone im Norden ab. Ebenfalls wird deutlich, dass sich im Vergleich zu den mit den Niederschlagszellen im Süden verbundenen Vertikalbewegungen (G7), welche bei T+12 (Abb. 8.4(d)) deutlich dargestellt sind, die Vertikalbewegungen im Norden erst bei T+18 (Abb. 8.5(d)) erfasst werden. Da beim folgenden Zeitpunkt (T+24) im Nest eine Niederschlagszelle G8 bei  $5^{\circ}\text{O}$ - $6^{\circ}\text{O}$  und  $10,5^{\circ}\text{N}$ - $12^{\circ}\text{N}$  ausgemacht werden kann, ist davon auszugehen, dass die starken Vertikalgeschwindigkeiten als Auslösemechanismus wirksam wurden. Auch bei T+24 (Abb. 8.6(d)) sind Vertikalgeschwindigkeiten im Bereich G8 erkennbar, verbunden mit einer starken Richtungskonvergenz des Bodenwindfeldes bei T+18 (Abb. 8.5(d)) in diesem Bereich. Hierbei ist festzuhalten, dass die Vertikalbewegungsstruktur bei T+18 wesentlich linienförmiger verläuft als bei T+24, wo sich viele kleine Vertikalbewegungsstrukturen im Bereich  $0^{\circ}\text{O}$ - $6,5^{\circ}\text{O}$  und  $10^{\circ}\text{N}$  -  $14,5^{\circ}\text{N}$  gebildet haben. Auch die spezifische Feuchte am Boden zeigt für die  $0,0625$ -Auflösung eine ähnliche Struktur zum Niederschlagsfeld. Es tritt zwar ebenfalls Richtungskonvergenz in 1000 hPa bei der  $0,25$ -Auflösung auf, aber der Niederschlag nimmt verhältnismäßig kleine Werte an.



(a) Über 6 Stunden akk. tot. Niederschlag ( $0,25^\circ$ -Auflösung) (b) Über 6 Stunden akk. tot. Niederschlag ( $0,0625^\circ$ -Auflösung)

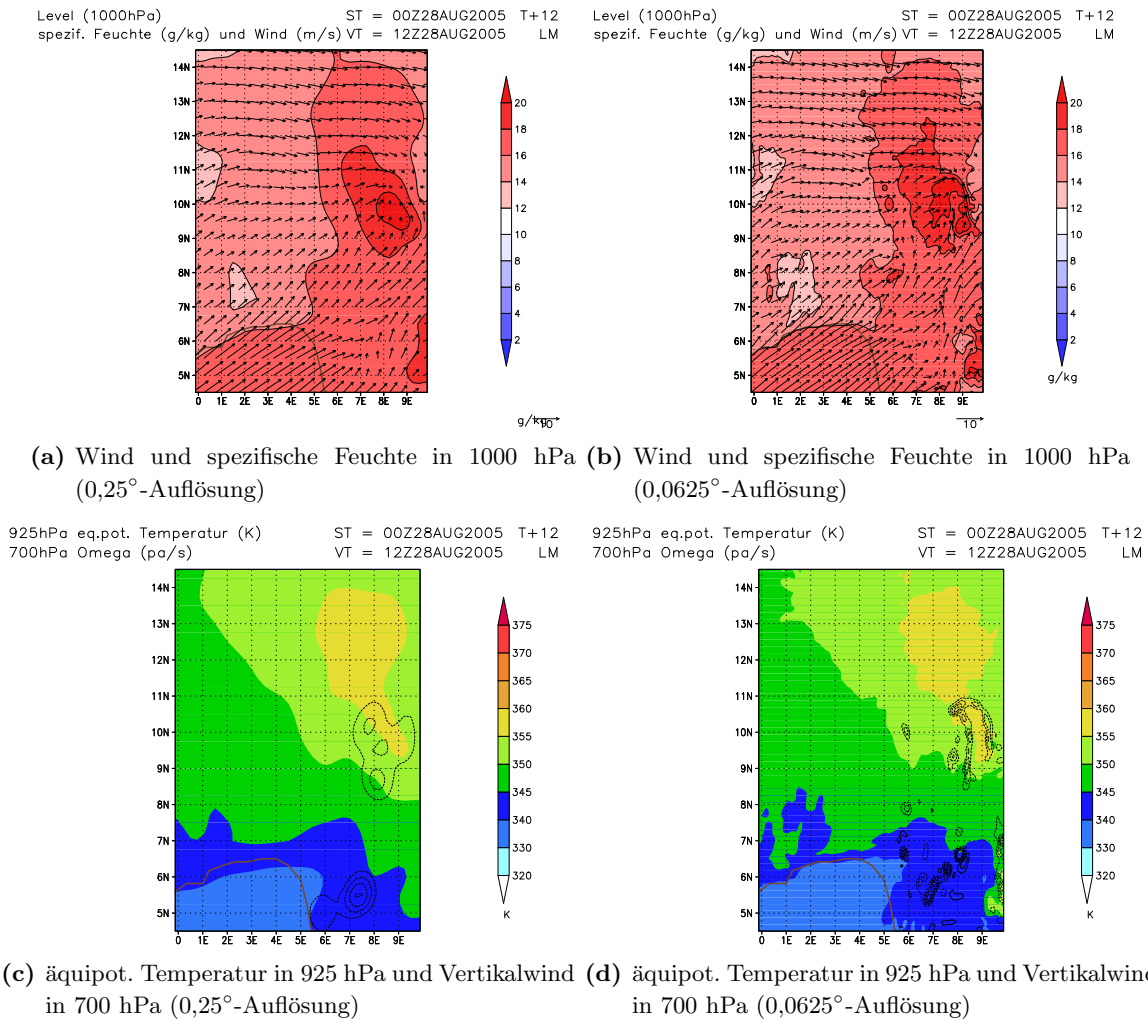


(c) Über 6 Stunden akk. konv. Niederschlag ( $0,25^\circ$ -Auflösung) (d) Über 6 Stunden akk. konv. Niederschlag ( $0,0625^\circ$ -Auflösung)

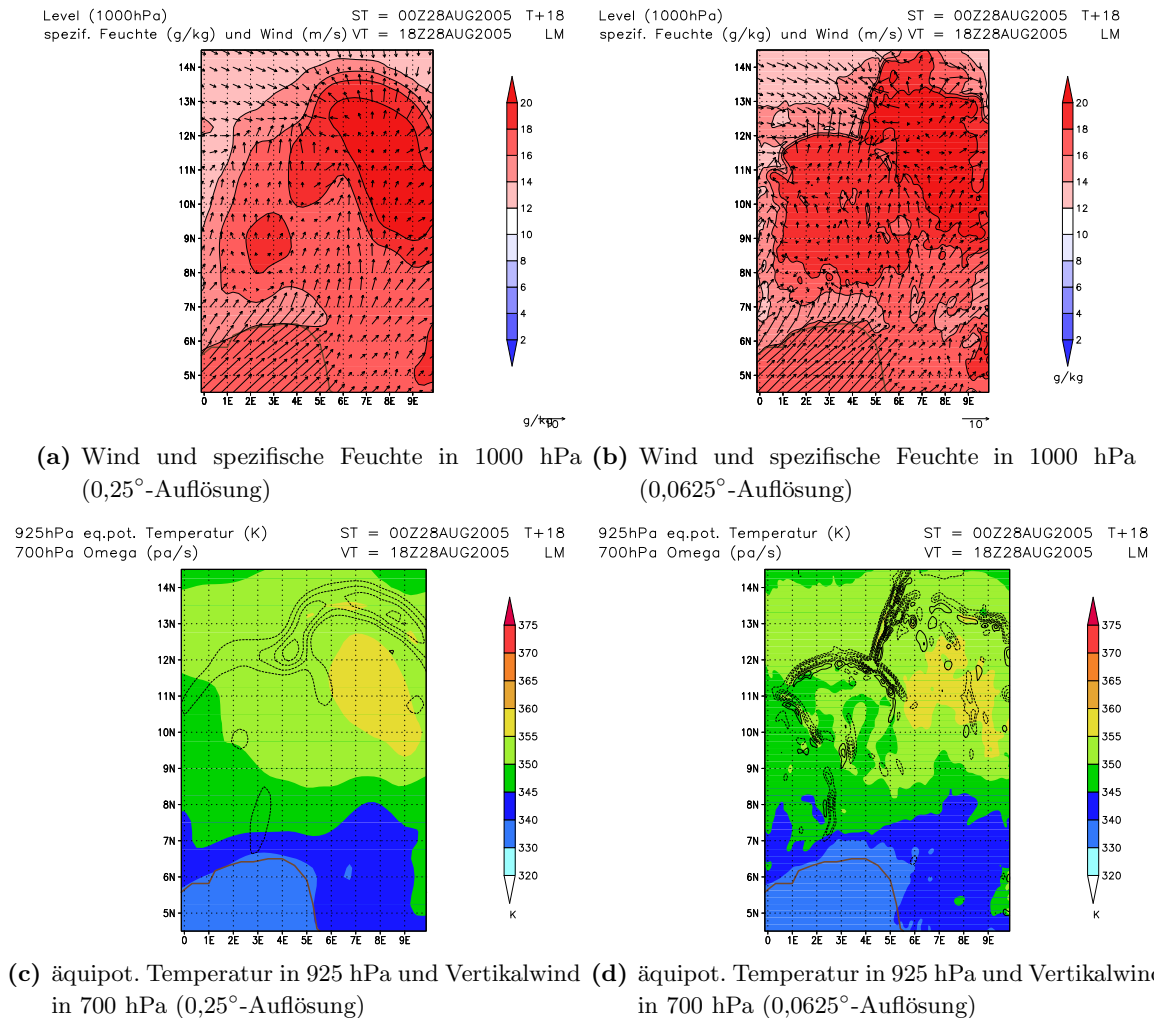


(e) Über 6 Stunden akk. skalig. Niederschlag ( $0,25^\circ$ -Auflösung) (f) Über 6 Stunden akk. skalig. Niederschlag ( $0,0625^\circ$ -Auflösung)

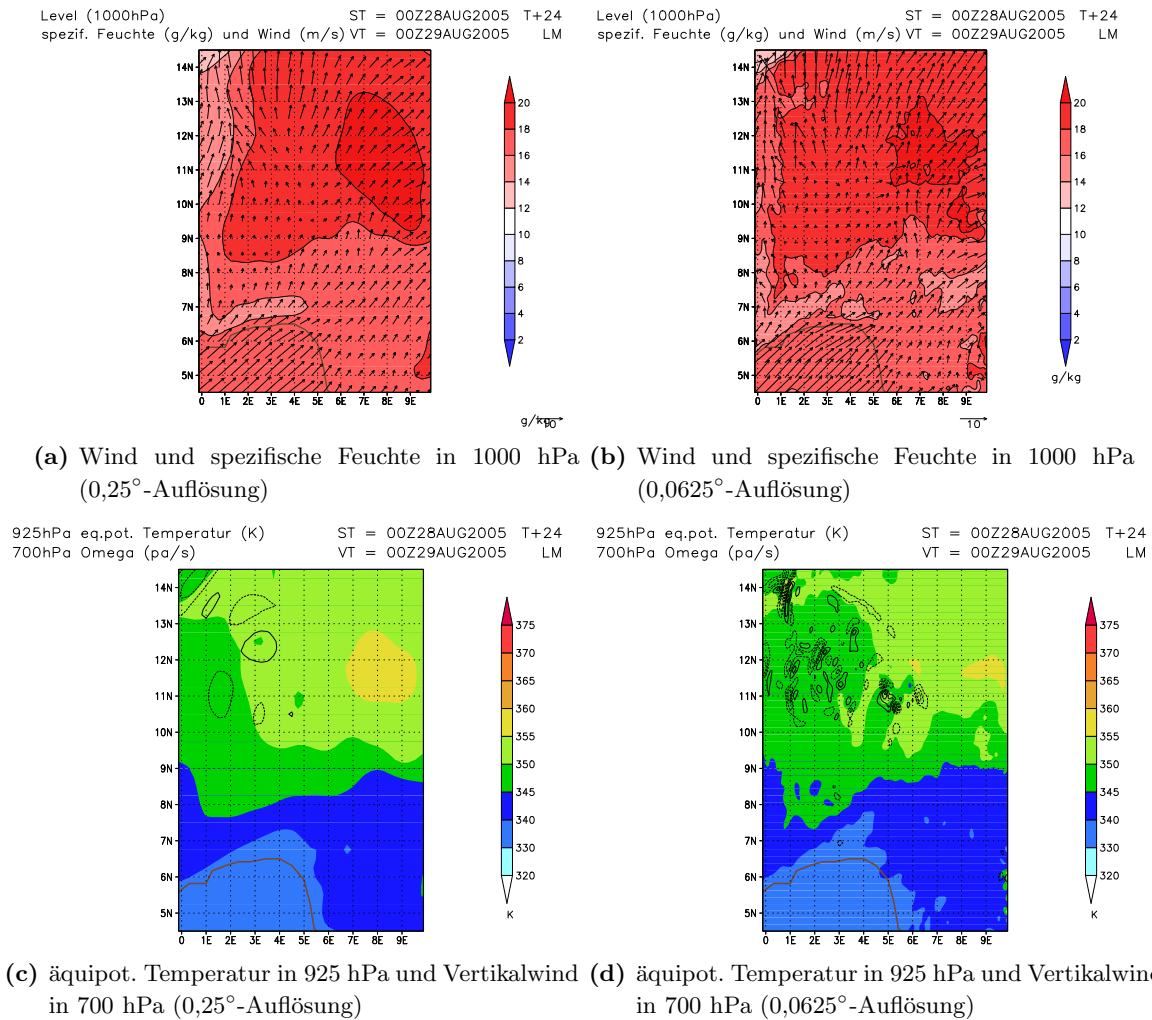
**Abbildung 8.3:** Über 6 Stunden akkumulierter Niederschlag zwischen 28.August 18UTC und 29.August 00UTC. Oben der totale Niederschlag, in der Mitte der konvektive Anteil, unten der skalige Anteil.  $0,25^\circ$ -Auflösung (links) -  $0,0625^\circ$ -Auflösung (rechts).



**Abbildung 8.4:** 12-Stunden-Vorhersage für das Bodenwindfeld, die spezifische Feuchte auf 1000 hPa, die Vertikalgeschwindigkeit in 700 hPa und die äquipotentielle Temperatur auf 925 hPa für den 28. August 12UTC.  
0,25°-Auflösung (links) - 0,0625°-Auflösung (rechts).



**Abbildung 8.5:** 18-Stunden-Vorhersage für das Bodenwindfeld, die spezifische Feuchte auf 1000 hPa, die Vertikalgeschwindigkeit in 700 hPa und die äquipotentielle Temperatur auf 925 hPa für den 28. August 18UTC. 0,25°-Auflösung (links) - 0,0625°-Auflösung (rechts).



**Abbildung 8.6:** 24-Stunden-Vorhersage für das Bodenwindfeld, die spezifische Feuchte auf 1000 hPa, die Vertikalgeschwindigkeit in 700 hPa und die äquipotentielle Temperatur auf 925 hPa für den 29. August 00UTC. 0,25°-Auflösung (links) - 0,0625°-Auflösung (rechts).



# Kapitel 9

## Zusammenfassung

Im Rahmen von AMMA (Afrikanischer Monsun: Multidisziplinäre Analysen) wurden in dieser Arbeit Modellergebnisse untersucht, welche anhand des Lokal-Modells (LM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) erstellt wurden. Hierbei sollten anhand von ECMWF-Daten erstellte 12-, 24- und 36-stündige Prognosen mit den dazugehörigen Analysen für den 28. August 12UTC und 29. August 00UTC verglichen werden. Insbesondere wurde der Fokus auf spezielle Merkmale Westafrikas wie den westafrikanischen Monsun (WAM) und die Darstellung eines Mesokaligen konvektiven Systems (MCS/MCC) gelegt.

Es stellte sich heraus, dass insbesondere das bodennahe Windfeld südlich des Jets mit zu hohen Windgeschwindigkeiten modelliert wurde. Je länger die Vorhersagezeit war, umso größer wurden die Abweichungen. Teilweise zeigte sich für den Monsun eine zu südliche Anströmungsrichtung im Bereich der nigerianischen Küste.

Beim Windfeld in 700 hPa konnte sowohl eine zu hohe Geschwindigkeit als auch eine Abschwächung der meridionalen Windkomponente, welche die Struktur der African Easterly Waves (AEW) abschwächte, festgestellt werden.

Des Weiteren gab es deutliche Abweichungen bei der Vorhersage von spezifischen und relativen Feuchtefeldern. Hier zeigte sich, dass teilweise trockenere Gebiete zum Analysezeitpunkt prinzipiell noch trockener und großflächiger dargestellt wurden, Gebiete erhöhter spezifischer Feuchte im Vergleich zum Analysezeitpunkt jedoch einen noch feuchteren Kern besaßen. Im Gegensatz dazu stellte sich beim monsunalen Einströmungsgebiet an der Küste Nigerias eine Gebietsverkleinerung der bodennahen feuchten Luftschichten dar. Es zeigte sich zudem, dass Gebiete erhöhter spezifischer Feuchte, welche sich in der Analyse noch in Form einzelner konvektiver Zellen abzeichneten, in den Prognosen teilweise zu einem Gebiet erhöhter spezifischer Feuchte zusammengefasst wurden. Bei der Vorticity stimmte die 12-Stunden-Vorhersage mit dem Modellergebnis noch gut überein, mit zunehmendem Vorhersagezeitraum differierten jedoch sowohl Lage als auch Intensität der betrachteten Maxima und Minima. Bei den Vorhersagen für den 29. August 00UTC fiel auf, dass die Gebiete nördlich des Jets keine erhöhten PV-Werte aufwiesen, da die potentielle Temperatur zu hoch und die 315K-Isentrope demnach nicht mehr oberhalb der Erdoberfläche modelliert wurde. Die in Verbindung mit der Küstenzelle stehende Vertikalbewegungsstruktur zeigte am 28. August 12UTC für die 12-Stunden-Vorhersage eine verhältnismäßig gute Übereinstimmung, sie befand sich lediglich etwas zu weit nördlich. Bei der 24-Stunden-Vorhersage war hingegen eine deutlich Ab-

weichung auszumachen. Auch hier hatte das LM große Schwierigkeiten, das System mit richtiger Geschwindigkeit und Zugrichtung zu modellieren.

Insgesamt lässt sich feststellen, dass außer beim PV-Parameter nördlich des Jets eine gute Übereinstimmung zwischen Analyse und Prognose herrscht. Im Süden zeigt das Modell Schwierigkeiten bei der Verlagerungsgeschwindigkeit des Systems.

Der zweite Teil bestand aus dem Vergleich des vom LM modellierten und über 24 Stunden akkumulierten Niederschlages mit Schätzungen von TRMM- und NOAA CPC-Datensätzen. Hierbei war festzustellen, dass bei der Begrenzung der mit der MCC verbundenen niederschlagsbringenden Struktur im Norden und Süden eine gute Übereinstimmung zu erkennen war. Sowohl beim Modellergebnis als auch in den Schätzungen gut zu erkennen war die niederschlagsfreie Zone, westlich des MCC gelegen. Allerdings wurde hier ersichtlich, dass das LM im Vergleich zu TRMM und NOAA CPC die Niederschlagsstruktur zu langsam Richtung Westen verlagerte. Bei der östlichen Begrenzung gab es hingegen Schwierigkeiten, da vom LM im Laufe der Akkumulationszeit weitere konvektive Zellen östlich des Systems modelliert wurden und diese im Laufe der Zeit zum System aufschlossen. Teilweise konnten auch bei NOAA CPC Niederschläge östlich der Struktur ausgemacht werden.

Wenn auch im Modellergebnis im Vergleich zu den beiden anderen Abbildungen etwas zu weit östlich angesiedelt, so war die nigerianische Küstenzelle doch in allen drei Abbildungen mit deutlich erhöhten akkumulierten Niederschlagsmengen erkennbar. Hierbei zeigte sich auch, dass sich die Schätzungen zwischen TRMM und NOAA CPC teilweise in Situierung der Zellen als auch akkumulierten Niederschlagsmengen unterschieden. Da die Ähnlichkeit der MCC-Struktur in beiden Schätzungen jedoch unverkennbar war, konnten diese als Vergleich herangezogen werden. Weitere Vergleichsmöglichkeiten lagen über dem betrachteten Gebiet nicht vor.

Der letzte Schwerpunkt lag auf der Untersuchung eines mit einer Auflösung von  $0,0625^\circ$  erstellten Nests. Hierbei sollte sowohl Aufschluss darüber erzielt werden, inwiefern sich skaliger und konvektiver Niederschlagsanteil im Vergleich zur groben Auflösung ( $0,25^\circ$ ) änderte. Des Weiteren sollten erste Untersuchungen bezüglich eines Zusammenhangs zwischen Niederschlag und Umgebungsparametern unternommen werden.

Bei der Untersuchung des Niederschlags ergab sich wie erwartet eine deutlich stärkere Strukturierung der Niederschlagsgebiete in Zusammenhang mit der erhöhten Auflösung. Zudem zeigte sich gerade beim Akkumulationszeitschritt zwischen dem 28. August 12UTC und 28. August 18UTC eine Zunahme der akkumulierten Niederschlagsmengen in der nordwestlichen Hälfte des betrachteten Gebietes. Im Gegensatz dazu lieferte die  $0,25^\circ$ -Auflösung beim selben Akkumulationszeitschritt bei  $9^\circ\text{O}$  und  $9^\circ\text{N}$  höhere Niederschlagsmengen als das Nesting, was zu der Annahme führte, dass sich mit dem Nesting auch die Instabilitätskriterien für die Auslösung von Konvektion änderten. Bei der Differenzierung zwischen skaligem und konvektivem Niederschlagsanteil, konnte keine deutliche Zunahme des skaligen Anteils mit der erhöhten Auflösung ausgemacht werden.

Bezüglich der ersten Untersuchung der im Nest betrachteten Parameter konnte festgestellt werden, dass gerade im Bodenwindfeld verstärkte Konvergenzen zu einem markanteren Feuchtegradienten und zu ausgebildeten Vertikalbewegungsstrukturen führten, als es bei der  $0,25^\circ$ -Auflösung ersicht-

lich wurde. Es konnten erste Zusammenhänge zwischen der spezifischen Feuchte, dem Bodenwindfeld und dazugehörigen Niederschlagsstrukturen aufgezeigt werden. Nähere Untersuchungen waren im zeitlichen Rahmen dieser Arbeit nicht möglich.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass es im Rahmen dieser Arbeit schwierig ist, Schlüsse zu ziehen, warum die Prognosen und die Analysen gerade in Hinsicht auf die Verlagerungsgeschwindigkeit, der Darstellung der Feuchtefelder und der Verstärkung von Vorticityfeldern voneinander differieren. In Anbetracht dessen sollten weitere Anstrengungen unternommen werden, die die Dynamik des Modells untersuchen, um Möglichkeiten zur Klärung dieser Differenzen aufzuzeigen und zu beheben. Zudem sollte verstärkt der Zusammenhang zwischen Umgebungsparametern und Niederschlag herausgearbeitet werden, sowohl in der  $0,25^\circ$ -Auflösung als auch im Nesting. Weiterführend wäre es interessant, die hier berechneten Ergebnisse mit Modellergebnissen verschiedener Modelle, die auf dieselbe Fallstudie angewandt wurden, zu vergleichen.



# Literaturverzeichnis

- [1] Berry, G. J., and C. D. Thorncroft, 2005: Case study of an intense African Easterly Wave. *Monthly Weather Review*, **133**, 752-766.
- [2] Berry, G. J., C. D. Thorncroft and T. Hewson, 2005: African Easterly Waves during 2004 - Analysis using objective techniques. 44 pp.
- [3] Burpee, R. W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**, 77-90.
- [4] Cook, K. H., 1999: Generation of the african easterly jet and its role in determining west african precipitation. *Journal of Climate*, **11**, 283-297.
- [5] Cotton, W. R., Blanchard, D. O., Brown, J. M., 1998: Mesoscale Circulation Growth under Conditions of Weak Inertial Instability. *Monthly Weather Review*, **126**, 118-140.
- [6] Doms, G., and U. Schättler, 2002: A description of the nonhydrostatic Regional Model LM. Part I: Dynamics and Numerics. Consortium for Small-Scale Modelling (Cosmo). Download möglich von: <http://www.cosmo-model.org>.
- [7] Fink, A., 2006: Das westafrikanische Monsunsystem. *Promet*, **3/4**, 114-122.
- [8] Kiladis, G. N., C. D. Thorncroft, and N. M. J. Hall, 2005: A new Perspective of African Easterly Waves, Part I: Observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, (accepted subject revisions).
- [9] Kunz, M., C. Hauck, und C. Kottmeier, 2004: Meteorologische Naturgefahren, Skript zur Vorlesung WS 2003/04, Institut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe, 115 pp.
- [10] Kuo, H. L., 1965: On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **22**, 40-63.
- [11] Kraus, H., Ebel, U., 2003: Risiko Wetter. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, , 79-118.
- [12] Laing, A., and Fritsch, J. M., 1993: Mesoscale convective complexes over the Indian monsoon region. *Journal of Climate*, **6**, 911-919.
- [13] Laing, A., and Fritsch, J. M., 1996: The global population of mesoscale convective complexes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **123**, 389-405.

- [14] Maddox, R., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **123**, 389-405.
- [15] Mathon, V., Diedhiou, A., Laurent, H., 2002: Relationship between easterly waves and mesoscale convective systems over the Sahel. *Geophysical Research Letters*, **29/8**.
- [16] Mathon, V., Laurent, H., 2001: Lifecycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 337-406.
- [17] Mathon, V., Laurent, H., Lebel, T., 2002: Mesoscale Convective System Rainfall in the Sahel. *Journal of Applied Meteorology*, **41**, 1081-1092.
- [18] Paeth, H., 2006: Das Monsunklima in Asien.. *Promet*, **3/4**, 98-113.
- [19] Parker, D. J., C. D. Thorncroft, R. R. Burton and A. Diongue-Niang, 2005: Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET2000 experiment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 1461-1482.
- [20] Pytharoulis, I., and C. Thorncroft, 1999: The Low-Level Structure of African Easterly Waves in 1995. *Monthly Weather Review*, **61**, 1374-1387.
- [21] Redelsperger, J.-L., Dionuge, A., Diedhiou, A., Ceron, J.-P., Gueremy, J.-F., 2002: Multiscale description of a Sahelian synoptic weather system representative of the west African monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128**, 1229-1257.
- [22] Reed, R. J., D. C. Norquist, and E. E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Monthly Weather Review*, **105**, 334-342.
- [23] Schirmer H., Buschner, W., Cappel, A., Matthäus, H. G., Schlegel, M., 1987: Meyers kleines Lexikon Meteorologie. *Meyers Lexikonverlag*.
- [24] Schönwiese, C.-D., 2003: Klimatologie. **2**, 161-180.
- [25] Simmons, A. J., 1977: A note on the instability of the African easterly jet. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **34**, 1670-1674.
- [26] Tiedtke, M., 1989: A Comprehensive Mass Flux Scheme for Cumulus Parameterization in Large-Scale Models. *Monthly Weather Review*, **117/8**, 1779-1800.
- [27] Thorncroft, C. D., and B. J. Hoskins, 1994a: An idealized study of African easterly waves. Part I: A linear view. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **120**, 953-982.
- [28] Thorncroft, C. D., and M. Blackburn, 1999: Maintenance of the African easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **125**, 763-786.
- [29] Thorncroft, C. D., and K. Hodges, 2001: African easterly wave variability and its relationship to Atlantic tropical cyclone activity. *Journal of Climate*, **14**, 1166-1179.

- 
- [30] Thorncroft, C. D., D. J. Parker, R. R. Burton, M. Diop, J. H. Ayers, H. Barjat, S. Devereau, A. Diongue, R. Dumelow, D. R. Kindred, N. M. Price, M. Saloum. C. M. Taylor, and A. M. Tompkins, 2003: The JET2000 Project: Aircraft Observations of the African Easterly Jet and African Easterly Waves. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **84**, 337-351.





# Danksagungen

Großer Dank gilt meiner Diplomarbeitsbetreuerin Prof. Dr. Sarah Jones für das Ermöglichen der Arbeit und die umfangreiche Betreuung.

Vielen Dank auch an Herrn Prof. Dr. Christoph Kottmeier für die Übernahme des Korreferats.

Großen Dank gilt Frau Birnmeier und Frau Schönbein, den guten Seelen des 13.Stocks.

Vielen Dank an Herrn Brückel, Bele, Hans und Steffi Wassermann für die vielen kleinen und großen PC- und Programmierhilfen und an Doris für die vielen Datenbeschaffungen.

Des Weiteren geht ein riesen großes Dankeschön an Michael Kunz für die Beantwortung kurzer und langer Fragen und an Juliane für die umfangreichen Literaturtipps.

Spezieller Dank gilt Micha und Ralph, Michael und Michaela, für aufbauende Kaffeegespräche.

Ein großes Dankeschön an meine Kommilitonen Stefan, Steffi, Maxi und Nicole. Da ich mich nicht entscheiden konnte, ob ich die vielen Sachen chronologisch oder alphabetisch ordnen soll, gibt es ein allumfassendes „Muchas gracias por todo!“.

Spa'si:ba Ernst.

Vor allem möchte ich mich bei dem Mann bedanken, der mir in vielen schwierigen Situationen meines Studiums zur Seite stand und in den letzten Tagen und Wochen alle Kräfte mobilisiert hat: Herzlichen Dank, Frank.

Und zu guter Letzt möchte ich mich von ganzem Herzen bei meiner Mom, meinem Dad und meinen drei Geschwistern für die finanzielle, tatkräftige und liebevolle Unterstützung bedanken.



# Erklärung

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

Ich bin damit einverstanden, dass diese Arbeit in die Bibliothek eingestellt wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, den 13. November 2006