Simulation konvektiven Niederschlags mit hochauflösenden und Klimasimulationen

Diplomarbeit im Fach Meteorologie von

Eva Friederike Hubel

Juli 2013



INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE (KIT)

Referent: Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Korreferent: PD Dr. Michael Kunz

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung						
2	Das Westafrikanische Monsunsystem und Konvektion						
	2.1	Das M	onsunsystem	5			
	2.2	Mesos	kalig Konvektive Systeme	7			
	2.3	Die M	esskampagne AMMA und die Monsunsaison 2006	Ģ			
3	Verv	Verwendete Modell- und Messdaten					
	3.1	Das M	odell COSMO-CLM	11			
		3.1.1	Die Tiedtke-Konvektionsparametrisierung	13			
		3.1.2	Die Antriebsdaten ERA-Interim	14			
	3.2	Die E0	CMWF-Reanalyse	15			
	3.3	Die TI	RMM-Daten	15			
4	Vergleich von Niederschlagsverteilung und - entwicklung für augewählte Zeiträume						
	im Jahr 2006						
	4.1	Die Ni	ederschlagsverteilung im Juli	19			
		4.1.1	Die Niederschlagsverteilung im Jahr 2006	22			
	4.2	Die sy	noptische Lage Ende Juli 2006	23			
	4.3	Analyse der Lage am 25./26. Juli 2006					
		4.3.1	Niederschlagsverteilung	25			
		4.3.2	Synoptische Lage	27			
		4.3.3	Lage der ITD, Bewölkung und Bodenwerte	31			
		4.3.4	MCS-Verfolgung	35			
	4.4	Analys	se der Lage am 31. Juli/01. August 2006	39			
		4.4.1	Niederschlagsverteilung	39			
		4.4.2	Synoptische Lage	40			
		4.4.3	Lage der ITD, Bewölkung und Bodenwerte	44			
		4.4.4	MCS-Verfolgung	48			
5	Dar	stellung	y von MCSs im Modell	53			
	5.1	Fallbe	ispiel in CLM.025 am 31. Juli um 12:00 UTC	53			
	5.2	Fallbe	ispiel in CLM0.22 am 26. Juli um 00:00 UTC	57			

	5.3 Vergleich zwischen Klimasimulationen und CLM.025	59
6	Zusammenfassung	63
A	Abkürzungsverzeichnis	67
	Abbildungsverzeichnis	71
	Literaturverzeichnis	73

1. Einleitung

In Westafrika wurden in den letzten Jahrzehnten starke Schwankungen im jährlichen Niederschlag beobachtet. Seit den 1980ern traten einige extreme Dürreperioden auf und auch in den letzten Jahren wurden negative Anomalien der Niederschläge festgestellt (Fink, 2006). Der Hauptniederschlag in Westafrika fällt während der Monsunsaison zwischen Juni und September eines Jahres. Weil die Wirtschaft der hiervon betroffenen Länder auf deren landwirtschaftlicher Produktion beruht, ist die Versorgung der Bevölkerung in dieser Region stark abhängig von den Niederschlägen in diesen Monaten. Dieser sozio-ökonomische Aspekt und das unzureichende Verständnis der genauen Prozesse des Westafrikanischen Monsunsystems (WAM) haben zu dem Projekt AMMA ("African Monsoon and Multidisciplinary Analyses") geführt, das sich über den Zeitraum von 2001 bis 2009 erstreckte (Redelsperger et al., 2002). Im Jahr 2006 wurden in diesem Rahmen während der Monsunsaison intensive Messungen durchgeführt, die stark auf die Zusammenhänge der Prozesse im Monsunsystem ausgerichtet waren (Lebel et al., 2010). Dadurch liegt in diesem Zeitraum ein großer Datensatz vor, der zum Vergleich mit Simulationen des WAM genutzt werden kann.

Die Schwierigkeit bei der Modellierung liegt hierbei vor allem in der Darstellung der Wechselwirkungen der zeitlichen und räumlichen Skalen im WAM.

Auf der globalen Skala sind die Meeresoberflächentemperaturen von Bedeutung. Der Beginn des Monsuns kann, wie Janicot et al. (2008) zeigen, in Zusammenhang mit der Madden-Julian-Oszillation (MJO) gesetzt werden, ein Phänomen, was im Indischen Ozean entsteht. Auf der regionalen Skala finden ebenfalls Wechselwirkungen zwischen Ozean, Atmosphäre und Land statt, beispielsweise Land-Atmosphäre-Rückkopplungen durch Bodenfeuchte. Die Mesoskala ist am wichtigsten für Westafrika (Redelsperger et al., 2006). Auf dieser Skala entwickeln sich mesoskalig konvektive Syteme ("Mesoscale Convective Systems", MCSs), die für den Hauptniederschlag während der Monsunsaison verantwortlich sind. Sie machen bis zu 80-90 % des jährlichen Niederschlags aus und stehen in engem Zusammenhang mit den synoptisch-skaligen Wellenstörungen (engl.: "African Easterly Waves", AEW) und dem Oststrahlstrom in der mittleren Troposphäre (engl.: "African Easterly Jet", AEJ), zwei wichtige Phänomene des WAM. Konvektion findet auf der kleinsten (lokalen) Skala statt.

Klimamodelle mit einer Auflösung von 20 bis 40 km sind in der Lage, Prozesse bis auf die Mesoskala aufzulösen. Prozesse auf der lokalen Skala dagegen werden parametrisiert. Im Westafrikanischen Monsun Projekt (WAMP) wurde die Fähigkeit von globalen Klimamodellen (engl.: "Global Climate Models", GCMs), den Westafrikanischen Monsun abzubilden, untersucht (vgl. Ruti et al., 2007). Es wurde gezeigt, dass GCMs nicht in der Lage sind, den jahreszeitlichen Ablauf des Niederschlags darzustellen: Der Monsun beginnt zu früh, das Hitzetief über der Sahara (engl.: "Saharan Heat Low", SHL) wird überschätzt und es werden zu viele intensive Niederschlagser-

eignisse modelliert. Zudem wird die Auslösung von Konvektion im Modell meist mit einem Trog der AEW verbunden. Die Wirklichkeit zeigt hier aber einen weit flexibleren Zusammenhang. Nach der AMMA-Messkampagne wurden die vorhandenen Daten genutzt, um in Fallstudien interessante Zeiträume des Jahres 2006 zu simulieren und unter verschiedenen Gesichtspunkten zu betrachten. Eine Fehlerquelle vieler Modelle ist die falsche Repräsentation von Feuchtekonvergenz (Marsham et al., 2013; Garcia-Carreras et al., 2013). Garcia-Carreras et al. (2013) führen dieses Problem auf die unzureichende Darstellung von Dichteströmungen (engl.: "Coldpool") zurück. Die Winde, die aufgrund von Dichteströmungen auftreten, fehlen in GCMs und dadurch fehlt auch die "Belüftung" der SHL-Region. Ein Problem ist auch, dass bei der Parametrisierung jede Gitterbox einzeln betrachtet wird. Dadurch werden die Auf- und Abwinde für jede Gitterbox separat berechnet, auch wenn die Ausdehnung eines MCS und der damit verbundenen Dichteströmung mehrere Gitterboxen umspannt. Diese Limitierungen von GCMs bewirken Fehler auf der großräumigen Skala.

Marsham et al. (2013) haben Simulationen verschiedener Auflösung mit und ohne Konvektionsparametrisierung gegenübergestellt. Die Simulationen unterschieden sich grundsätzlich in der Darstellung des WAM. Die Gründe dafür lagen in den unterschiedlichen Tagesgängen der Feuchtkonvektion. Der explizit berechnete Niederschlag fiel dabei später am Tag, wodurch die Bedeckung am Tag geringer und in der Nacht höher war. Dadurch ergab sich eine größere Erwärmung, der Druckgradient südlich der Sahara nahm ab und somit wurde der Monsun geschwächt. Dies spiegelt gut wieder, wie aus einem Unterschied im Modell auf der Mesoskala, eine komplett unterschiedliche großräumige Zirkulation entstehen kann. Auch in den von Nikulin et al. (2012) betrachteten regionalen Klimamodellen im Rahmen des CORDEX-Projekts ("COordinated Regional climate Downscaling EXperiment") wird die Konvektionsparametrisierung am Tag zu früh ausgelöst.

Am IMK-TRO wurden für das CORDEX-Projekt ebenfalls Klimasimulationen mit zwei verschiedenen Auflösungen gerechnet. Dafür wurde die Klimaversion des COSMO-Modells ("COnsortium for Small-scale MOdeling") des Deutschen Wetterdienstes verwendet (COSMO-CLM), die Simulationen wurden für die Jahre 1989 bis 2009 durchgeführt. Außerdem wurde für das Jahr 2006 am Steinbuch Centre of Computing (SCC) des KIT eine hochauflösende Simulation mit 2,8 km Gitterweite durchgeführt. Diese Simulation wurde mit den gleichen Einstellungen wie die Klimasimulationen implementiert, lediglich das Modellgebiet wurde verkleinert und die Konvektionsparametrisierung wurde für mittelhohe und hochreichende Konvektion ausgeschaltet, da diese bei 2,8 km Gitterweite explizit aufgelöst werden kann. Dadurch wurde ein Datensatz geschaffen, der eine gute Vergleichsmöglichkeit von Simulationen mit und ohne Konvektionsparametrisierung bietet.

In dieser Arbeit sollen die Unterschiede, die in der Niederschlagsverteilung über Westafrika in den verschiedenen Simulationen auftreten, analysiert und wenn möglich auf eine unterschiedliche Modellierung von Prozessen und Phänomenen des WAM zurückgeführt werden. Neben der Auslösung und Entwicklung von MCSs werden die bodennahen Bedingungen und die Lage der innertropischen Konvergenzzone ebenso untersucht, wie die großräumigen Bedingungen mit den AEWs und dem AEJ. Als Vergleichsdaten stehen die Niederschlagsdaten von TRMM ("Tropical

Rainfall Measuring Mission") und die Reanalyse des ECMWF ("European Centre for Medium-Range Weather Forecasts") zur Verfügung.

In Kapitel 2.1 werden zuerst die Grundlagen zum WAM und zu den MCSs erläutert, was die Basis für die späteren Diskussionen und den Vergleich mit Beobachtungen darstellt. Die Daten und das COSMO-Modell mit den hier verwendeten Einstellungen werden in Kapitel 3 beschrieben. Auf die Niederschlagsverteilungen des Monats Juli und des Jahres 2006 wird in Kapitel 4.1 näher eingegangen, gefolgt von zwei ausgewählten Zeiträumen während des Monsuns in diesem Jahr. In diesem Teil werden auch die atmosphärischen Bedingungen genauer untersucht. Ein detaillierter Vergleich einzelner MCSs wird in Kapitel 5 gezogen. Die abschließende Zusammenfassung folgt in Kapitel 6.

2. Das Westafrikanische Monsunsystem und Konvektion

2.1 Das Monsunsystem

Unter Monsun versteht man im Allgemeinen eine sich halbjährig umkehrende Zirkulation durch unterschiedliche Erwärmung von Landmasse und Wasser. Die größte derartige Zirkulation befindet sich in Asien, die zweitgrößte in Westafrika (Fink, 2006). Im Jahresverlauf verändert sich die Position der maximalen Einstrahlung der Sonne und somit auch die dadurch bedingten ausgleichenden Windsysteme. In Westafrika spielt zudem die Position der Innertropischen Konvergenzzone (engl.: "Innertropical Convergence Zone", ITCZ) eine große Rolle. Die nördlichste maximale Einstrahlung ist Ende Juni in der Nordhemisphäre erreicht und auch die ITCZ erreicht klimatologisch Ende Juni ihre nördlichste Position. Damit verbunden ist eine große Einströmung feuchter, relativ kühler Luftmassen aus dem Golf von Guinea ins Landesinnere von Westafrika, die sogenannte Monsunströmung. Diese feuchte, kühle Luft aus Südwesten trifft bei etwa 20° Nord auf warme, trockene Luft aus der Sahara, den Harmattan. Die Konfluenzzone dieser beiden Luftmassen wird als Innertropische Front (engl.: "Intertropical Discontinuity", ITD) definiert und ist ein Indiz für die nördliche Position, also die "Tiefe" der eingedrungenen Monsunströmung ins Landesinnere. Durch die thermische Windbeziehung resultiert dort ein Jet in 600-700 hPa in westliche Richtungen, der AEJ. Ein weiteres charakteristisches Phänomen für den Westafrikanischen Monsun sind die nach Westen propagierenden Wellen in diesen Breiten, die AEWs. Sie entstehen durch barotrope, als auch barokline Instabilitäten, die mit dem AEJ verknüpft sind (Redelsperger et al., 2002). Ein ebenso wichtiger Faktor, der die großräumige Zirkulation in Nordafrika prägt, ist das Hitzetief über der Sahara. An der Südflanke des Hitzetiefs bildet sich außerdem ein hoher Strahlstrom in 200 hPa aus (engl.: "Tropical Easterly Jet", TEJ). Eine Übersicht der oben genannten Phänomene ist in Abb. 2.1 zu sehen.

Die Bedingungen, die sich aufgrund des Monsuns ausbilden, führen zu einer thermodynamischen Situation, die zur Bildung von mesoskalig konvektiven Systemen führen kann. Die Luftmassen aus dem Süden mit der aus dem Meer herantransportierten Feuchte (engl.: "Monsoon Layer", ML) liegen dabei unter der trockenen heißen Luft aus der Sahara (engl.: "Saharan Air Layer", SAL). Dadurch wird zunächst eine konvektive Sperrschicht gebildet, die potentielle Labilität ist aber sehr hoch. Durch den darüber liegenden AEJ aus Osten existiert eine große Windscherung. Wenn das SHL den Jet so beeinflusst, dass dieser aus nordöstlicher Richtung weht, werden die bevorzugten Bedingungen für die Entstehung von MCSs noch verstärkt. Die sehr trockene Luft in der Höhe verstärkt zudem die Abwinde in Cumulonimbus und sorgt für eine Dichteströmung am Boden (Fink, 2006). Nicht nur großskalige Bedingungen beeinflussen die Entstehung und Ent

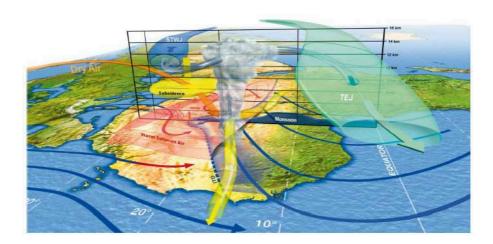


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung des Westafrikanische Monsunsystem mit den charakteristischen meteorologischen Phänomenen (rot: SAL, blau: ML, gelb: AEJ, grün: TEJ, blaue gestrichelte Linie: ITD) (Lafore et al., 2010)

wicklung von MCSs. Auch die Bedingungen in der Grenzschicht und Oberflächenbeschaffenheiten spielen eine wichtige Rolle (siehe z.B. Adler et al., 2011; Gantner und Kalthoff, 2010; Klüpfel et al., 2011). Taylor et al. (2011) haben Bodenfeuchtedaten von 2006-2010 hinsichtlich der Konvektionsauslösung betrachtet. Nach ihrer Studie ist die Wahrscheinlichkeit konvektiver Auslösung über starken Bodenfeuchte-Gradienten doppelt so hoch wie über homogenen Oberflächen.

Parker et al. (2005) erklären die Entstehung des AEJ durch thermodynamische Unterschiede der aufeinandertreffenden Luftmassen. Im Süden ist die Atmosphäre nahezu feuchtadiabatisch geschichtet, im Norden trockenadiabatisch. In der Region der Luftmassengrenze bildet sich dadurch ein Strahlstrom aus, der sich in 600-700 hPa befindet. Die maximale Geschwindigkeit beträgt nach Fink (2006) 20 m s⁻¹, im Gebietsmittel 8 m s⁻¹. Durch die konträren meridionalen Temperaturgradienten von ML und SAL dreht der Temperaturgradient über der Grenzschicht der Sahara und die Ostwinde werden durch die thermischen Windbeziehung mit der Höhe schwächer (Fink, 2006). Eng verknüpft mit dem AEJ sind die AEWs. Deren Wellenlänge beträgt zwischen 2000 und 4000 km (Lafore et al., 2010) und die Phasengeschwindigkeit liegt bei 8 m s⁻¹. Das Entstehungsgebiet ist zwischen 20° O und 30° O.

Es besteht eine starke Kopplung zwischen AEWs und der Auslösung von Konvektion. Während früherer Studien (z. B. GATE ("GARP¹ Atlantic Tropical Experiment", 1974) wurde die Wechselwirkung eingehend untersucht (Reed et al., 1977). Die Auslösung findet über Land bevorzugt trogvorderseitig statt, über dem Atlantik verschiebt sich die Auslösung in den Trog. Die genauen Zusammenhänge sind aber noch nicht voll verstanden.

Der Beginn des Monsuns ist eine Folge einer plötzlichen Verlagerung der ITCZ von einer quasistationären Position bei 5° N im Mai und Juni auf eine quasi-stationäre Position bei 10° N im Juli

¹GARP: Global Atmospheric Research Program

und August. Als klimatologischen Wert haben Sultan und Janicot (2003) den 24. Juni mit einer Standardabweichung von ± 8 Tage ermittelt. Datengrundlage waren die Jahre 1968 bis 2005. Zu Beginn des Monsuns kommt es zehn Tage lang zu einer Übergangsphase, bevor die konvektive Aktivität voll ausgeprägt ist. Das Zentrum des Monsuns und somit der Konvektion befindet sich während des Sommers zwischen 10° N und 12° N (Janicot et al., 2008).

2.2 Mesoskalig Konvektive Systeme

Houze (1993) und Houze, Jr. (2004) definieren ein mesoskalig konvektives System als eine Ansammlung von Gewitterstürmen, die zusammen ein Wolkensystem und eine geschlossene Fläche bilden, die in der Horizontalen eine Ausdehnung größer als 100 km besitzt. Darunter können verschiedene Formen fallen. So sind Gewitterlinien, tropische Zyklonen, mesoskalig konvektive Komplexe (engl.: "Mesoscale Convective Complex", MCC), oder Polartiefs Unterarten von MCSs. Angetrieben werden alle durch synoptische Steuerung. So entstehen sie oft in Zusammenhang mit Kalt- oder Höhenfronten, im Warmsektor eines Tiefs oder vorderseitig eines Höhentrogs. In Westafrika sind MCSs von großer Bedeutung, da sie bis zu 80-90% des Gesamtniederschlag ausmachen (Fink, 2006). Die Entstehung beginnt mit vielen konvektiven Einzelzellen, die sich als Gruppe anordnen, wachsen, verschmelzen und so ein geschlossenen Niederschlagsgebiet bilden. Mit der Zeit existieren Einzelzellen in allen Entwicklungsstadien nebeneinander. Die älteren Zellen bilden ein stratiformes Niederschlagsgebiet, die neuen Zellen ein konvektives. Der Anteil von stratiformem Niederschlag am Gesamtniederschlag beträgt 25 bis 50 %, denn obwohl die Intensität geringer ist, ist die Ausdehnung groß. Wenn sich keine neuen Einzelzellen im Komplex bilden, zerfällt das System.

Eine besondere Form eines MCS ist die Gewitterlinie. Die konvektive Aktivität ist dabei auf ein schmales, einige 100 km langes Band begrenzt, in dem viele konvektive Einzelzellen zu finden sind. Dahinter schließt sich ein stratiformes Niederschlagsgebiet an. Ein Vertikalschnitt einer Gewitterlinie ist in Abb. 2.2 dargestellt. Im konvektiven Bereich treten starke Aufwinde auf, welche die feucht-warme Luft vertikal beschleunigen, sodass die Luftmassen durch ihre Trägheit sogar die Tropopause erreichen können. Dies wird im Englischen als "overshooting top" bezeichnet und kann zur Einmischung trockener Luft an der Oberseite der Wolke führen.

An der Vorderseite der konvektiven Zellen kommt es zum Schmelzen, Verschmelzen oder Sublimieren von gefrorenen Niederschlagsteilchen. Dadurch kühlt sich die Luft ab und es entstehen Abwinde. Die resultierenden Schauer in der unteren Troposphäre führen ebenfalls zu starken Abwindbereichen.

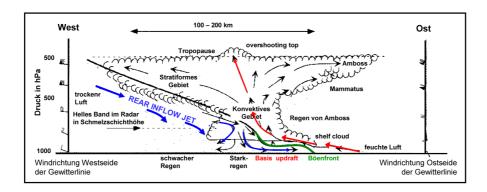


Abbildung 2.2: Vertikalschnitt durch einer nach Osten ziehenden Gewitterlinie (Kunz, 2009).

Durch die Aufwinde im konvektiven Bereich und der dort resultierenden Divergenz, sinkt der hydrostatische Druck. Dies führt zum Einströmen von kühler, trockener Luft aus dem stratiformen Bereich (engl.: "Rear Inflow Jet"). Die Luft schiebt sich unter die warmen Luftmassen im konvektiven Bereich und erhält so die konvektive Aktivität aufrecht. Außerdem entwickelt sich dadurch eine Böenfront an der Vorderseite des Systems. Hier findet man die höchsten Windgeschwindigkeiten im MCS von bis zu 100 km h⁻¹. Ein zusätzliches Phänomen ist die Böenwalze an der Spitze. Die Reibung der Kaltluft am Boden führt zu einem Wirbel und durch das niedrigere Kondensationsniveau der Kaltluft bildet sich eine Wolke (engl.: "Shelf Cloud").

Im stratiformen und konvektiven Bereich des MCS finden mit der Zeit auch verschiedene Erwärmungs - und Abkühlungsprozesse statt. Der konvektive Teil erfährt eine Erwärmung. Zwar findet sowohl Kondensation, wie auch Abkühlung durch die Abwinde statt, aber laut Houze, Jr. (2004) überwiegt die Kondensationswärme. Im Gegensatz dazu erfährt der stratiforme Bereich eine Abkühlung in der unteren Troposphäre. In oberen Bereichen findet ebenfalls durch die Kondensation von Niederschlagsteilchen eine Erwärmung statt. Fallen die Niederschlagteilchen in eine Schicht trockener, heißer Luft (z.B. die SAL), findet Verdunstung statt und es kommt zur Abkühlung und zu starken Abwinden durch die resultierende Dichteströmung. Diese kann durch die Scherung an der Vorderseite neue Konvektion auslösen, wenn die aufsteigenden warmen Luftmassen das Niveau der freien Konvektion erreichen. In Bodennähe resultiert unterhalb des MCS ein Gebiet mit niedriger Temperatur und geringer Feuchte. Als kombinierte Größe aus diesen beiden Größen kann die äquivalent potentielle Temperatur gebildet werden. In guter Näherung (vgl. Holton, 2004) ist sie gegeben durch:

$$\theta_e \approx \theta \exp\left(\frac{L_c q_s}{c_p T}\right).$$
 (2.1)

Dabei bezeichnet θ die potentielle Temperatur, L_c die Kondensationswärme, q_s die spezifische Feuchte und T die Temperatur. Sie dient als Maß für die vorhandene statische Energie der Luft und kann ebenfalls als Maß für die Stabilität der Atmosphäre genutzt werden. Nimmt sie mit der Höhe ab, liegen trockenere, kältere Luftmassen über warmen, feuchten. Die Schichtung ist also instabil und die Auslösung von Konvektion ist wahrscheinlich. Nimmt θ_e mit der Höhe zu, ist die Atmosphäre stabil geschichtet.

2.3 Die Messkampagne AMMA und die Monsunsaison 2006

AMMA war eine internationale Messkampagne, die in verschiedenen Phasen von 2001 bis 2009 in Westafrika durchgeführt wurde. Das übergreifende Ziel war ein besseres Verständnis des Westafrikanischen Monsunsystems. Dies wurde unter verschiedenen Gesichtspunkten verfolgt. Dabei war auch die sozio-ökonomische Betrachtung der Auswirkungen des WAM wichtig (vgl. Redelsperger et al., 2006). Demnach ist die Variabilität des WAM eng verknüpft mit der Nahrungssicherung, der Gesundheit und Demographie in den betroffenen Ländern. Die Beobachtungen während AMMA sollen genutzt werden, um die Vorhersage des Monsuns und die Entscheidungsprozesse in Zukunft zu verbessern. Dazu müssen die Einflüsse des WAM auf das physikalische, chemische und biologische Umfeld auf regionaler, wie auch auf globaler Skala verstanden werden. Bei AMMA handelte es sich also um eine multidisziplinäre Kampagne, die sich mit der Atmosphäre und dem Ozean und mit den dort stattfindenden physikalischen, chemischen und biologischen Prozessen befasste.

Das Projekt wurde in drei Phasen durchgeführt, eine genaue Beschreibung der Durchführung findet man bei Lebel et al. (2010). Die erste Phase, (Long Term Observing Period, LOP), begann im Jahr 2001 und endete 2009. Sie diente der Untersuchung der jahresübergreifenden Variabilität des WAM. Die zweite Phase (Enhanced Observing Period, EOP) dauerte 3 Jahre und begann 2005. Der jährliche Zyklus der Oberflächen- und atmosphärischen Bedingungen auf lokaler bis regionaler Skala standen dabei im Fokus. Außerdem fanden zusätzlich Messungen im Ozean statt. In der dritten Phase im Jahr 2006 (Special Observing Period, SOP) wurden mittels intensiver Messungen detailliert die Prozesse und Wettersysteme in den verschiedenen Phasen des Monsuns dokumentiert. Diese vier Phasen des Monsuns sind: (1) das Trockenstadium (Januar - Februar), (2) der Beginn des Monsuns (15. Mai - 30 Juni), (3) der Höhepunkt des Monsuns (1. Juli - 14. August) und (4) der späte Monsun (15. August - 15. September). Insgesamt wurden 2006 hunderte von Instrumenten in Westafrika installiert, sechs Flugzeuge verschiedener Institutionen wurden eingesetzt und insgesamt wurden noch nie so viele Radiosonden in dieser Region gestartet wie in diesem Jahr (Agustí-Panareda et al., 2010).

Das Jahr 2006 zeichnete sich durch einen späten Start des Monsuns aus, die konvektive Aktivität war aber nahe am klimatologischen Wert (Janicot et al., 2008). Wie in Kapitel 2.1 beschrieben liegt der klimatologische Start des Monsuns am 24. Juni (mit \pm 8 Tage Standardabweichung). 2006 begann der Monsun am 5. Juli, also mit einer zehntägigen Verspätung zum Mittel, und war am 20. Juli voll entwickelt. Janicot et al. (2008) bringen den verspäteten Beginn in Zusammenhang mit der Madden-Julian-Oszillation (MJO) im Indischen Ozean und Westpazifik. Demnach trat am 10. Juli eine MJO-Struktur über dem Indischen Ozean auf, wodurch das Aufsteigen von Tiefenwasser im Golf von Guinea 10-15 Tage zu spät stattfand. Dieses Aufsteigen von Tiefenwasser im Golf von Guinea ist ein Schlüsselfaktor des WAM, da dadurch der Temperaturkontrast zu den Landmassen vergrößert wird.

Nach dem verspäteten Beginn des Monsuns war die Konvektion in Westafrika nahezu durchschnittlich. Auffallend war eine positive Anomalie des Niederschlags nördlich von 15 °N. Die

größte Aktivität war im August und September. Eine automatische MCS-Verfolgung ergab, dass die meisten Systeme in der Sahel-Zone (zwischen $10\,^\circ\text{N}$ und $15\,^\circ\text{N}$) entstanden, und dort auch der meiste Niederschlag fiel. Die Kriterien für ein MCS waren hierbei eine Ausdehnung von über $5000\,\text{km}^2$, Temperaturen der Wolkenoberseite von unter - $40\,^\circ\text{C}$ und Zuggeschwindigkeiten von mehr als $10\,\text{m}\,\text{s}^{-1}$. Nach den Analysen von Mathon et al. (2002) sind diese Systeme verantwortlich für $90\,\%$ des Niederschlags in der zentralen Sahel-Region.

AEWs wurden mittels der meridionalen Windgeschwindigkeits-Komponente im entsprechenden Niveau identifiziert. Die Klimatologie zeigt die höchste Anzahl von AEWs im Juli. 2006 wurden die meisten im August und September beobachtet. Insgesamt traten 27 AEWs auf, im Vergleich dazu wurden 2004 31 AEWs gezählt und im Jahr 2005 28 AEWs.

3. Verwendete Modell- und Messdaten

In dieser Arbeit sollen drei verschiedene COSMO-CLM-Simulationen im Hinblick auf die Niederschlagsverteilung genauer untersucht werden. Im Rahmen des CORDEX-Projekts wurden am IMK-TRO für ganz Afrika Klimasimulationen mit einer horizontalen Auflösung von $0,44\,^\circ$ und 0,22 ° im Zeitraum vom 01.01.1989 bis zum 01.01.2009 gerechnet. Zusätzlich stehen Simulationen (ebenfalls mit COSMO-CLM gerechnet) mit einer Auflösung von 0,025° (ca. 2,8 km) zur Verfügung, die für das Jahr 2006 am SCC (Steinbuch Centre of Computing) für Nordafrika durchgeführt wurden. Alle Läufe wurden sechsstündig von ERA-Interim-Daten angetrieben, die verwendete Modellversion ist cosmo_4.8_clm. Neben den unterschiedlichen Auflösungen ist ein Hauptunterschied die Konvektionsparametrisierung in den beiden Klimaläufen. Ein weiterer ist das Modellgebiet, was bei den beiden Klimasimulationen ganz Afrika und im Osten auch noch die arabische Halbinsel beinhaltet. Bei dem hochauflösenden Lauf mit 2,8 km-Gitterweite beschränkt sich das Modellgebiet auf Nordafrika (vgl. Abb. 3.1). Zum Vergleich der Simulationen mit den realen Bedingungen werden Reanalysen von ECMWF und TRMM-Niederschlagsdaten herangezogen. Eine Beschreibung der verschiedenen Datensätze und Modelle befindet sich im folgenden Kapitel und in der Tabelle 3.1. Nachfolgend werden die Modellläufe entsprechend ihrer Auflösung als CLM0.44, CLM0.22 und CLM.025 bezeichnet, die Bezeichnung "Klimaläufe" bzw. "Klimasimulationen" bezieht sich auf die zwei grob aufgelösten Simulationen (CLM0.22 und CLM0.44).

3.1 Das Modell COSMO-CLM

Das COSMO-CLM ist ein regionales Klimamodell und eine Modifikation des vom Deutschen Wetterdienst (DWD) operationell betriebenen COSMO-Vorhersagemodells. Das Vorläufermodell war das Lokalmodell (LM) des DWD. Es wurde 2007 von COSMO abgelöst und ist speziell für die meso- β - und meso- γ -Skala konzipiert. COSMO-EU ist die operationell betriebene Version mit einer Auflösung von 7 km, Datenassimilation und Europa als Simulationsgebiet. Bei COSMO-DE handelt es sich um das Kürzestfristvorhersagemodell mit einer Auflösung von 2,8 km im Bereich von Deutschland. COSMO-CLM ist die Klimaversion ohne vorgegebene Auflösung oder Simulationsgebiet. Es werden dafür aktuelle Vegetationsparameter verwendet, aber keine Datenassimilation durchgeführt (Meißner et al., 2009). Da die Prozesse auf den meso- β - und meso- γ -Skalen berechnet werden sollen, ist die hydrostatische Approximation nicht mehr zulässig. Das Modell ist demnach nicht-hydrostatisch und voll kompressibel. Die zugrunde liegenden Gleichungen sind die dreidimensionale Bewegungsgleichung, die prognostische Druck- und Temperaturgleichung sowie die prognostische Gleichung für die drei Phasen des Wassers. Da numerische Fehler minimiert werden sollen, zieht man von diesen Gleichungen einen Grundzustand ab, der

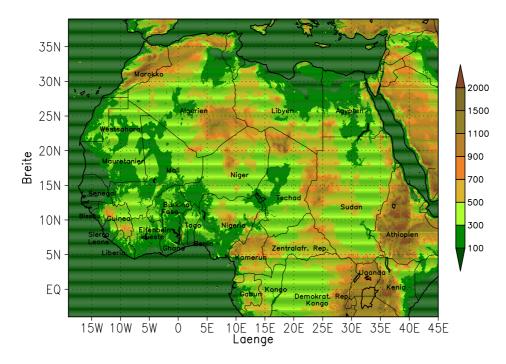


Abbildung 3.1: Das Modellgebiet von CLM.025 mit Orographie und Länderbezeichnungen.

eine Referenzatmosphäre beschreibt. Diese ist trocken, hydrostatisch, horizontal homogen, zeitlich konstant und vertikal geschichtet. Zieht man die Referenzatmosphäre von den vier oben genannten Gleichungen ab und transformiert sie in ein Kugelkoordinatensystem, ergeben sich die zu lösenden Gleichungen des Modells. Oft wird das Kugelkoordinatensystem zusätzlich rotiert, um die Konvergenz der Meridiane zu minimieren. Da das hier betrachtete Modellgebiet um den Äquator liegt, müssen die Koordinaten nicht rotiert werden. Die Vertikalkoordinate ist geländefolgend und zeitunabhängig. Zur Diskretisierung der Gleichungen werden zentrierte finite Differenzen verwendet. Dazu werden die Modellvariablen auf einem Arakawa-C-Gitter angeordnet. Skalare Größen wir Temperatur, Feuchte, Druck, etc. befinden sich in der Mitte der Gitterbox, die Komponenten des Geschwindigkeitsvektors in der Mitte der jeweiligen Seitenfläche (vgl. Abb. 3.2). Bei der zeitlichen Diskretisierung wird der Zeitschritt durch Schwere- und Schallwellen, die in einer kompressiblen Atmosphäre Teil der Lösung sind, stark begrenzt. Deswegen werden die schnellen Prozesse mit einem kleineren Zeitschritt berechnet als die Advektionsprozesse (Baldauf et al., 2009). Nicht alle in der Atmosphäre stattfindenden Prozesse können im Modell aufgelöst werden. Unabhängig von der horizontalen Auflösung sind dies mikroskopische Prozesse wie Wolkenmikrophysik und vertikale turbulente Diffusion oder Strahlung. Abhängig von der Auflösung wird auch ein Konvektionsschema verwendet. Bei dem Vergleich der verschiedenen Modellläufe in dieser Arbeit stellt die Konvektionsparametrisierung neben der horizontalen Auflösung einen entscheidenden Unterschied dar.

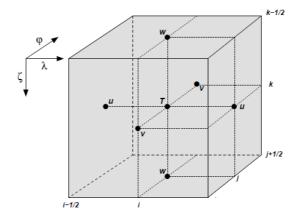


Abbildung 3.2: Anordnung von Modellvariablen in COSMO auf einem Arakawa-C-Gitter (Doms, 2011)

3.1.1 Die Tiedtke-Konvektionsparametrisierung

Um die subskaligen Prozesse im Modell zu berücksichtigen, ist es notwendig, diese Prozesse zu parametrisieren. Dazu gehören Konvektionsprozesse ebenso wie Strahlung oder Wolkenmikrophysik. In den Klimaläufen der Auflösung 0,22° und 0,44° ist das Tiedtke-Schema die implementierte Parametrisierung für Feuchtkonvektion. Eine Beschreibung findet man in der Dokumentation des COSMO-Modells (Doms et al., 2011), aber auch bei Tiedtke (1989).

In diesem Schema wird zwischen drei Arten der Konvektion unterschieden: der flachen, mittelhohen und hochreichenden Konvektion, wobei aus der flachen Konvektion per Definition kein Niederschlag fällt und pro Gitterpunkt nur eine Form von Konvektion auftreten kann. Die Unterschiede liegen dabei bei der Entstehung und der vertikalen Ausdehnung der entstehenden Wolken und Instabilitäten.

Flache Konvektion entsteht durch instabile Schichtung in der Grenzschicht, wobei die Feuchte, die dafür nötig ist, hauptsächlich aus der Evaporation kommt.

Bei der mittelhohen Konvektion wird die Atmosphäre in höheren Schichten nach Instabilitäten untersucht und ab dem Niveau der untersten Instabilität ein virtuelles Luftpaket trockenadiabatisch zum Hebungskondensationsniveau geführt, wo das Modell dann die Wolkenuntergrenze setzt. Die Hebung erfolgt hier dynamisch. Dies tritt oft in Warmsektoren oder im Bereich von Warmfronten ein, wenn in unteren Schichten eine Inversion vorherrscht, die freie Hebung verhindert.

Bei hochreichender Konvektion kommt der Feuchtenachschub durch großskalige Feuchteadvektion und -konvergenz. Flache und hochreichende Konvektion werden durch freie Konvektion ausgelöst und ab dem Niveau der freien Konvektion berechnet. Bei mittelhoher Konvektion wird das Hebungskondensationsniveau als Wolkenuntergrenze angenommen.

Die allgemeinen Voraussetzungen dieses Massenflussschemas sind folgende: Es wird angenommen, dass eine konvektive Zelle die gleichen Eigenschaften habe wie ein Ensemble von Zellen. Dieses Ensemble wird also, wenn Konvektion durch das Modell ausgelöst wird, in der ganzen Gitterzelle angenommen. Dabei werden Aufwinde und Abwinde mit Einmischung und Ausmischung berechnet. Es geht dabei die bei Kondensation entstehende latente Wärme ebenso ein wie

evaporatives Kühlen. Die Regenrate ist abhängig vom Wassergehalt im Aufwindbereich und der Höhe. Sie ist gegeben durch die Integration der Formel für die Massenerhaltung von Regenwasser:

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho(g_p - e_d - e_p) \tag{3.1}$$

Dabei ist g_p die Umwandlungsrate von Wolkenwasser in Niederschlag, e_d die Evaporation von Niederschlag im Abwind und e_p ist die Evaporation von Niederschlag unter der Wolkenuntergrenze. Die Dichte der Luft ist ρ , P der konvektive Niederschlag und z die Höhe.

Eine wichtige Schließungsbedingung für flache und hochreichende Konvektion ist die Erhaltung der vertikal integrierten Feuchte. Der vertikale Transport setzt sich zusammen aus turbulentem, konvektivem und skaligem, advehiertem Fluss. Die linke Seite des Gleichung 3.2 stellt den Quellterm der spezifischen Feuchte dar.

$$\{M_u(q_u^v - q^v) + M_d(q_d^v - q^v)\}_{z_b} = -\int_{z_c}^{z_b} \left(\rho \mathbf{v} \cdot \nabla q^v + \frac{\partial F^{q^v}}{\partial z}\right) dz$$
(3.2)

 F^{q^v} ist der vertikale turbulente Fluss der spezifischen Feuchte, z_b die Wolkenuntergrenze z_s die Höhe des Terrain, M_u ist der aufwärts und M_d der abwärtsgerichtete Massenfluss. Wird die rechte Seite größer Null, wird Konvektion berechnet. Bei hochreichender Konvektion überwiegt der erste Term auf der rechten Seite, bei flacher Konvektion kommt die Feuchte hauptsächlich aus dem vertikalen Fluss der Feuchte, also aus dem zweiten Term.

Mittelhohe Konvektion wird durch diese Schließungsbedingung definiert:

$$(M_u)_{z_b} = (\rho w)_{z_b} \tag{3.3}$$

Das bedeutet, der Massenfluss an der Wolkenuntergrenze wird gleichgesetzt mit dem vertikalen skaligen Transport. Dies wiederum impliziert, dass die komplette vertikal advehierte Feuchte für die Formation von konvektiver Bewölkung verwendet wird.

3.1.2 Die Antriebsdaten ERA-Interim

ERA-Interim ist eine ECMWF-Reanalyse. Die Daten wurden bei allen Modellläufen, die in dieser Arbeit untersucht werden, als Antriebsdaten verwendet. Bei einer Reanalyse werden mittels eines meteorologische Vorhersagemodells und assimilierter Daten vergangene Zeitspannen analysiert. Dabei wird nur eine Version von assimilierten Daten und eine aktuelle Version des Modells verwendet, sodass keine Veränderungen aufgrund verschiedener Assimilationsmethoden auftreten. Dabei ist eine Voraussetzung, dass die Reanalyse die Beobachtungen richtig wiedergibt. Allerdings können die Ausgabewerte des Modells nicht als Beobachtung aufgefasst werden (Dee et al., 2011). Der Datensatz von ERA-Interim beginnt am 1. Januar 1989, also am Startzeitpunkt der hier betrachteten Klimaläufe. Die horizontale Auflösung beträgt 0,75°.

	CORDEX2.8	CORDEX 0.22	CORDEX 0.44	ECMWF
Gitter	0,025°	0,22 °	0,44 °	0,25°
Länge (verfügbar)	19° W-45° O	19,36° W-45,32° O	19,36° W-45,32° O	20° W-50° O
Breite (verfügbar)	3,975° S-39,025° N	4,4° S-39,16° N	4,4° S-39,16° N	5° S-41° N
Länge (gesamt)	19° W-45° O	29,04° W-64,68° O	29,04° W-64,68° O	-
Breite (gesamt)	3,975° S-39,025° N	50,16° S-46,54° N	50,16° S-46,54° N	-
Start	01.01.2006	01.01.1989	01.01.1989	01.05.2006
Ende	01.01.2007	01.01.2009	01.01.2009	30.09.2006
Antrieb	ERA-Interim	ERA-Interim	ERA-Interim	-
Intervall Antrieb	6 h	6 h	6 h	-
Zeitschritt	25 s	120 s	240 s	-
KonvPar.	Tiedtke-Schema	Tiedtke-Schema	Tiedtke-Schema	-
	(für flache Kon-			
	vektion)			
Drucklevel	22 (1000-50 hPa)	8 (925-200 hPa)	8 (925-200 hPa)	25 (1000-1 hPa)
Modelllevel	-	35	35	91

Tabelle 3.1: Zusammenstellung der Daten und Modelle

3.2 Die ECMWF-Reanalyse

Während AMMA im Jahr 2006 wurden viele Radiosondenaufstiege durchgeführt, die in die Vorhersagemodelle eingebracht wurden. Allerdings sind bei der Übermittlung viele Probleme aufgetreten, weswegen die Daten nicht sofort einfließen konnten. Deshalb hat man eine Reanalyse durchgeführt, in die alle Aufstiege integriert werden konnten. Auch Daten von Pilotballonen, SYNOP-Stationen, Flugzeug-Messungen und Satelliten-Daten flossen in die Analyse mit ein. Da der Rechenlaufwand für die Berechnung sehr hoch ist, wurde die Periode auf 01. Mai bis 30. September 2006 beschränkt. Die Ausgabedaten liegen in 91 Modellschichten und einer horizontalen Auflösung von 0,25° vor. Dieser Datensatz wird in der Folge als "beste Wahrheit" und als Referenz für die Modellläufe verwendet.

3.3 Die TRMM-Daten

Die ECMWF-Reanalyse beinhaltet keine Niederschlags-Daten, daher wird für den Vergleich mit den Modellen ein Niederschlagsprodukt benötigt. TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) bietet 3-stündige Niederschlagsdaten in einer Auflösung von 0,25°. TRMM ist ein Projekt der NASA ("National Aeronautics and Space Administration"), um Niederschlag in den Tropen zu erfassen.

Um das dreistündige Niederschlagsprodukt zu berechnen, wird eine Kombination aus verschiedenen Messungen von unterschiedlichen Satelliten verwendet.

Auf Satelliten mit niedriger Erdumlaufbahn (engl.: "Low Earth Orbits", LEOs) sind passive Mi-

krowellensensoren angebracht. Die dort empfangene Strahlung ist stark von Hydrometeoren, die an der Erdoberfläche zu Niederschlag führen, abhängig. Die räumliche und zeitliche Auflösung ist aufgrund der Umlaufbahnen gering. Obwohl insgesamt acht LEOs¹ mit passiven Mikrowellensensoren kombiniert messen, decken sie im Bereich 50 °N bis 50 °S nur 80 % der Fläche ab (Huffman et al., 2007). Ein physikalisch basierter Algorithmus berechnet aus den beobachteten Strahlungen von TMI, SSM/I und AMSR-E die beste Kombination aus tausenden modell-generierten Strahlungen von Mikrowellen-Kanälen. Daraus gewinnt man vertikale Profile von Hydrometeoren und kann daraus Niederschlagsraten abschätzen. Aus den AMSU-B-Messungen werden die 89 und 150 Ghz-Kanäle genutzt und der Eis-Wasser-Pfad (engl,: "Ice Water Path", IWP) daraus errechnet. Außerdem werden Oberflächenmessungen durchgeführt. Aus der Kombination der beiden Messwerte kann wiederum die Regenrate durch ein Wolkenmodell gewonnen werden. Hier gibt es die Einschränkung, dass die maximale stündliche Niederschlagsmenge 30 mm beträgt. Für alle Mikrowellenmessungen gilt, dass man aus Wolken ohne Eisphase keine Information über Niederschlag erhält.

Eine zweite Datenquelle für das TMPA-Produkt stellen geostationäre Satelliten ("Geosyncronous Earth Orbits", GEOs) dar. Diese zeichnen Infrarot-Daten mit der Wellenlänge $10.7~\mu m$ auf. Die so gemessenen Strahlungstemperaturen (engl,: "Brightness Temperatures", T_b) werden wegen der Ablenkung zum Zenith-Winkel bei der Messung korrigiert. Durch die Kombination von unterschiedlichen Satelliten ist es auch notwendig, eine Korrektur aufgrund verschiedener Kalibrierungen der Sensoren durchzuführen. Die Limitierung der Daten der GEOs besteht nicht wie bei den Mikrowellen-Messungen in der räumlichen und zeitlichen Auflösung, sondern in der gemessenen Größe an sich. Die Strahlungstemperatur wird an der Oberseite der Wolken gemessen, bezieht sich also auf die Temperatur an der Oberseite der Wolke und entsprechend auf die Wolkenhöhe. Die Korrelation zu Niederschlag auf feinen Raum/Zeit-Skalen ist relativ gering, bei größeren Skalen ist die Korrelation zum Niederschlag gut (ab einem Tag und einem $2.5~x~2.5^{\circ}$ -Gitter) (Huffman et al., 2007).

Weitere Quellen, die zur Berechnung des Niederschlagsprodukts genutzt werden, sind monatliche Regenmessungs-Analysen (Global Precipitation Climatology Project, GCPC und Climate Assessment and Monitoring System, CAMS) und ein kombiniertes Instrument auf dem TRMM-Satelliten, bestehend aus einem Mikrowellensensor und einem Niederschlagsradar (TRMM Combined Instrument, TCI).

Der Algorithmus, um das TMPA-Produkt zu erstellen kombiniert alle oben genannten Daten und läuft in vier Schritten ab:

- Die Niederschlags-Abschätzungen durch Mikrowellensensoren werden kalibriert und kombiniert.
- Mit den kalibrierten Mikrowellen-Daten werden Niederschlags-Abschätzungen durch die Infrarot-Daten erzeugt.

¹TMI: Microwave Imager auf dem TRMM-Satelliten

AMSR-E (N15, N16, N17): Advanced Microwave Sounding Unit-B (AMSU-B)

SSM/I (F13, F14, F15): Special Sensor Microwave Imager

AMSR-E: Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observing System

3.3. Die TRMM-Daten

- 3. Die beiden erzeugten Datensätze werden kombiniert.
- 4. Letztlich werden die Regenmessungen eingebunden, um den Datensatz zu komplettieren.

Für Westafrika wurden, besonders für den Zeitraum während der Messperiode von AMMA, TRMM-Daten mit Messungen und anderen Niederschlagsprodukten verglichen. Roca et al. (2010) haben verschiedene Produkte auf unterschiedlichen zeitlichen Skalen im Jahr 2006 untersucht. TRMM zeigt dabei eine gute Übereinstimmung mit den Messungen, sowohl vor, als auch nach dem Beginn des Monsuns. Allerdings neigt es zu einer Überschätzung bei sehr starkem Niederschlag. Auf der täglichen Skala verhält es sich, verglichen mit den anderen in der Studie betrachteten Niederschlagsprodukten, am besten und erfasst das Maximum des Niederschlags zur gleichen Zeit wie auch die Beobachtungen. Tompkins und Adebiyi (2012) werten Niederschlagsdaten für die Monsunphase in Westafrika für die Jahre 2006-2010 aus. Der Vergleich mit anderen Produkten zeigt hier, dass TRMM Niederschlag aus hochreichenden Systemen unterschätzt. Als Grund wird die fehlende Sensitivität von TRMM auf Eiswolken genannt. Dies wird ebenfalls als Grund angenommen, warum TRMM im Norden (nördlich 10° N) weniger Niederschlag erfasst als andere Produkte, denn in den Monaten des Monsuns werden in dieser Region viele intensive Systeme beobachtet.

4. Vergleich von Niederschlagsverteilung und entwicklung für augewählte Zeiträume im Jahr 2006

Im Folgenden sollen die Unterschiede der Niederschlagsverteilung in den verschiedenen Modellen untersucht werden. Dazu werden hauptsächlich zwei Zeitspannen im Juli und August 2006 betrachtet, an denen die Entstehung, Verteilung, und Struktur von Niederschlag in Zusammenhang mit meteorologischen Parametern und den synoptischen Bedingungen gesetzt wird. In Kapitel 5 wird die Struktur modellierter MCSs verglichen. Niederschlagsdaten standen für diese Arbeit für den gesamten Monat Juli zur Verfügung, detaillierte Untersuchungen wurden für einzelne Tage (25., 26., 31. Juli und 1. August 2006) durchgeführt.

4.1 Die Niederschlagsverteilung im Juli

Die Niederschlagssumme der verschiedenen Datensätze ist im Modellgebiet von CLM.025 in Abb. 4.1 dargestellt. Es können einige ähnliche Strukturen in der Niederschlagsverteilung erkannt werden. Eine Trockenzone befindet sich im Bereich der Elfenbeinküste und Ghana, außerdem sind verschieden stark ausgeprägte Maxima des Niederschlags an der Westküste von Guinea, an der Küste von Nigeria/Kamerun und im Bereich des Äthiopischen Hochlands zu sehen. Meridional beschränkt sich die Niederschlagszone weitestgehend auf ein Gebiet zwischen 5° N und 15° N. Die zwei Klimaläufe zeigen außerdem starke Maxima über dem Tschad (20° O, 10° N) und an der Küste von Nigeria (3° O, 7° N). Mit einer Niederschlagssumme von weniger als 50 mm im Juli ist die Trockenzone über Ghana stärker ausgeprägt und erstreckt sich über ein größeres Gebiet bei CLM0.22 bis in den Westen von Nigeria.

In allen vier Verteilungen sind einige orographisch bedingte Niederschlagsgebiete klar zu erkennen. Das Äthiopische Hochland zwischen 35° O und 40° O ist oben schon erwähnt. Bei 10° W (an der Küste von Guinea) schließt sich die Oberguineaschwelle an, an der durch die westliche Anströmung in diesem Gebiet Stauniederschläge entstehen. Ein weiteres Gebirge befindet sich in Kamerun, die südöstlich-nordwestlich ausgerichtete Kamerunlinie. Hier bilden sich bei westlicher Anströmrichtung ebenfalls Stauniederschläge, oder es kann bei östlicher Anströmung im Lee Konvektion ausgelöst werden. In Zentralnigeria liegt das Bauchiplateau, was ebenfalls anhand der erhöhten Niederschlagssumme in diesem Gebiet in TRMM, CLM0.44 und CLM.025 zu erkennen ist.

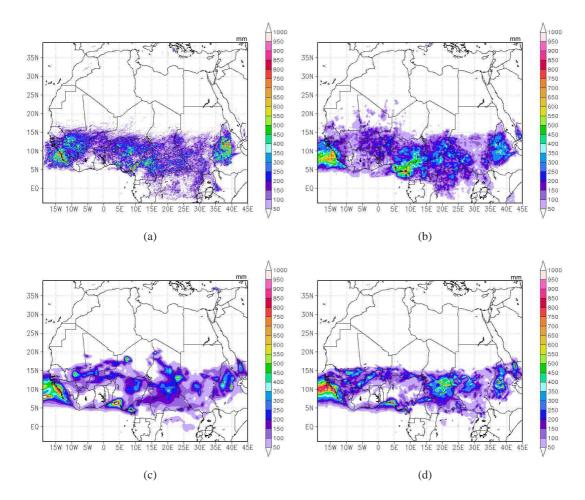


Abbildung 4.1: Niederschlagssumme des Monats Juli: (a) CLM.025, (b) TRMM, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22.

Die Ausprägung der Maxima bei den Klimaläufen ist deutlich stärker als bei den TRMM-Daten und CLM.025, wo die Verteilung homogener ist.

Um die Nord-Süd-Verteilung genauer zu betrachten, wurden alle Daten auf ein gleiches Gitter von 0.25° Gitterweite interpoliert und über die Längengrade 10° W bis 20° O gemittelt. Somit beeinflussen die orographisch bedingten Niederschläge an der Westküste nicht die Darstellung. Man erkennt bei den Klimaläufen zwei deutliche Maxima (vgl. Abb. 4.2) bei 6° N und im Bereich von 12-14° N, wohingegen die Verteilung der TRMM-Daten deutlich homogener ist, aber auch eine ähnliche Struktur aufweist. Auch der hochauflösende CLM.025-Modelllauf zeigt bei 6° N ein Maximum, was aber schwächer ist als das der Klimaläufe. Das zweite Maximum befindet sich deutlich südlicher bei etwa 11° N. Das Minimum bei den Klimaläufen ist ebenfalls ausgeprägter als bei CLM.025, was an der Überschätzung der Trockenzone liegt. Das südliche Maximum hängt mit den Küstenniederschlägen in Nigeria zusammen, die in der Monatssumme einen deutlichen Unterschied zu CLM.025 und den TRMM-Niederschlägen darstellen.

An der südlichen Flanke der Verteilung in Abb. 4.2 fällt eine Verschiebung der TRMM-Daten auf. Alle drei COSMO-Läufe zeigen einen ähnlichen Anstieg ab etwa 3° N, der Anstieg bei TRMM beginnt bei 1-2° N und ist steiler. Dies hängt mit dem erhöhten Niederschlag von TRMM in Zen-

tralafrika und in Kamerun zusammen. Das Niederschlagsmaximum über Kamerun ist deutlich stärker als in die Simulationen, zudem liegt es südlicher und ragt in den Golf von Guinea hinein. In CLM0.44 wird nördlich von 15° N mehr Niederschlag modelliert als in den anderen Modellen. In der Monatsverteilung sieht man, dass dieser Niederschlag von einzelnen deutlich abgegrenzten Ereignissen herrühren muss. Nördlich von 20° N geht der Niederschlag in allen Datensätzen fast auf Null zurück. Auch bei Tompkins und Adebiyi (2012), die Daten verschiedener Niederschlagsprodukte für die Jahre 2006 bis 2010 verglichen haben, weist die meridionale Verteilung im Juli zwei Maxima auf. Diese befinden sich bei etwa 5° N und 12° N.

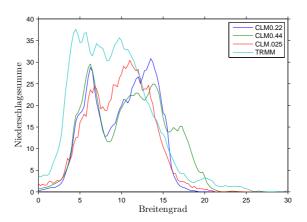


Abbildung 4.2: Vergleich der meridionalen Niederschlagsverteilung für den Juli, gemittelt zwischen 10° W und 20° O.

Insgesamt ist die Niederschlagssumme pro Gitterpunkt im Juli bei TRMM am höchsten mit durchschnittlich 0.0829 mm. Die Klimaläufe liegen bei 0.057 mm (CLM0.22) und 0.0574 mm (CLM0.44) und CLM.025 hat den niedrigsten Mittelwert von 0.0511 mm.

Die Tagesgänge des Niederschlags zeigen ein sehr unterschiedliches Verhalten (Abb. 4.3). TRMM hat das Maximum um etwa 18:00 UTC und das Minimum um 08:00 UTC. Dies stimmt mit einigen Studien über Niederschlagsauslösung in der Sahelzone überein (vgl. beispielsweise Mohr, 2004). Die Klimaläufe haben beide einen sehr ähnlichen Verlauf und das Maximum Mittags um etwa 13:00 UTC. Dagegen zeigt CLM.025 kein klares Maximum, aber ein Minimum um etwa 15:00 UTC. Die bimodale Struktur, die Mohr (2004) beobachtet hat, kann in diesen Daten nicht erkannt werden. Jedoch haben schon Nikulin et al. (2012) eine zu frühe Auslösung von Niederschlag in Klimamodellen mit parametrisierter Konvektion in CORDEX-Simulationen festgestellt. Marsham et al. (2013) haben in ihren Modellläufen ebenfalls diesen Zusammenhang bei Konvektionsparametrisierung gesehen.

Die zwei Klimaläufe, die hier betrachtet werden, sind gleich implementiert. Nur der Zeitschritt der Berechnung und die horizontale Auflösung unterscheiden sich. In der Tagessumme sehen sich die Niederschlagsverteilungen der zwei Simulationen sehr ähnlich. Auch die Nord-Süd-Verteilung ist ähnlich, unterscheidet sich aber in der Höhe des zweiten Maximums und dem nach Norden ausgedehnten Niederschlag von CLM0.44. Betrachtet man die räumliche Verteilung, fallen deutlichere Unterschiede auf. CLM0.44 zeigt ein deutlich größeres Maximum über Nigeria als CLM0.22.

Dafür ist das Maximum bei 20° O in CLM0.22 um etwa 200 mm im Monat höher.

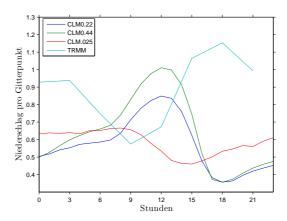


Abbildung 4.3: Vergleich des Tagesgangs des Niederschlags für den Juli, gemittelt über 10° W - 20° O und 4° S - 39° N.

4.1.1 Die Niederschlagsverteilung im Jahr 2006

Über das gesamte Jahr 2006 betrachtet sehen die Unterschiede zwischen den drei hier betrachteten Simulationen ähnlich aus. Die Trockenzone in der Region von Ghana ist bei CLM0.22 größer und trockener, bei CLM.025 fast nicht erkennbar (Abb. 4.4). Auch die nördlichen Niederschläge sind in der Jahressumme in CLM0.44 deutlich erkennbar. Gemittelt über die Sahelzone (10° N-20° N, 19° W-10° O) sind die Unterschiede gering (Abb. 4.5 (b)), allerdings wird hier ebenfalls deutlich, dass die Klimaläufe mehr Niederschlag modellieren. Das Maximum des Niederschlags ist bei den Klimasimulationen später im Jahr modelliert. Dagegen treten südlich davon, an der Guinea-Küste (3° N-10° N, 15° W-12° O), massive Unterschiede zu Tage, mit sehr viel mehr Niederschlägen in den Klimaläufen, vor allem über dem Ozean (vgl. 4.5 (a) und 4.4 (a) und (b)). Das erste Maximum im Mai ist in allen Daten zeitgleich dargestellt, in der Stärke variiert es jedoch stark. Das zweite Maximum dagegen ist nur bei TRMM und CLM.025 zum gleichen Zeitpunkt zu sehen, die Klimaläufe simulieren es zwei Monate später. Der Verlauf der Niederschlags in CLM.025 und TRMM ist fast parallel, bei CLM.025 aber deutlich geringer.

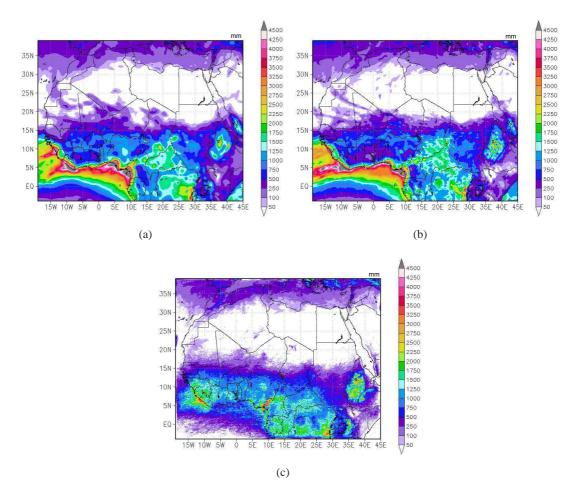


Abbildung 4.4: Niederschlagssumme des Jahres 2006: (a) CLM0.44 (b) CLM0.22, (c) CLM.025.

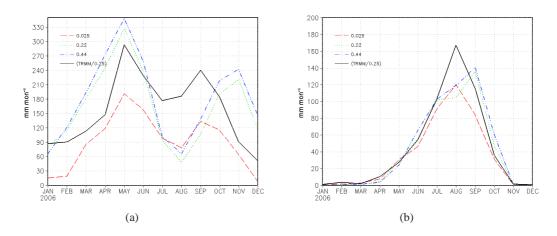


Abbildung 4.5: Gebietsmittel des Jahresniederschlags (a) an der Guinea-Küste (3° N-10° N, 15° W-12° O) und (b) in der Sahelzone (10° N-20° N, 19° W-10° O).

4.2 Die synoptische Lage Ende Juli 2006

Nach dem verspäteten Beginn des Monsuns 2006, kam es Ende Juli zum ersten tieferen Einströmen feuchter Luftmassen auf den Kontinent (Janicot et al., 2008). Die ersten stärkeren AEWs

bildeten sich aus und in Folge dessen wurden am 25. und 26. Juli zwei starke MCSs in Westafrika, in der Region von Niamey (im südlicher Niger) beobachtet. Barthe et al. (2010) nutzten
das gute Messnetz in und um Niamey, um die Struktur und Zusammenwirkung der MCSs mit
großskaligen Prozessen zu analysieren. Eine andere Studie von Bain et al. (2011) befasst sich mit
diesem Zeitraum, um AEWs zu untersuchen, die nicht mit der herkömmlichen Definition erklärbar sind, sondern komplexere Strukturen zeigen. Im Folgenden soll die synoptische Situation in
Anlehnung an die Ergebnisse aus diesen Studien beschrieben werden.

Eingeleitet wurde das Einströmen des Monsuns durch eine Verstärkung des SHL am 23./24. Juli. Durch den dadurch verstärkten Druckgradienten, wurde an den darauffolgenden Tagen feuchte Luft bis 18° N detektiert. Der Monsun selbst schwächte im weiteren Verlauf das Hitzetief. In und vor dem Trog einer AEW, die bei 27° O entstand, entwickelten sich MCSs, die über Niamey zogen. Das erste MCS entstand am 24.07. 00:00 UTC bei 20° O und zog bis zum 26.07. um 18:00 UTC nach Westen (16° W). Die Geschwindigkeit war höher als die der AEW. So lag sein Entstehungsort im Trog der AEW. Am 25./26.07. war die Position dann trogvorderseitig, ebenso während des Durchzugs über Niamey am 25.07. um 06:00 UTC. Das zweite MCS hatte eine kürzere Lebensdauer, war aber ebenfalls schneller als die AEW. Am 26.07. um 00:00 UTC zog das System über Niamey und hatte zu diesem Zeitpunkt eine trogvorderseitige Lage, obwohl es bei der Entstehung zunächst hinter dem Trog lag. Nach dem Durchzug der AEW an diesen Tagen gab es eine Phase mit verringerter konvektiver Aktivität. Die Betrachtung der Wechselwirkungen zwischen MCSs und AEW ergaben bei Barthe et al. (2010), dass Systeme in Phase mit AEWs eine verstärkende Wirkung auf den Trog und die AEWs haben können. Außerdem wurde als wichtiger Faktor für die Entstehung von MCSs vor allem die Windscherung in der unteren Troposphäre hervorgehoben. Bain et al. (2011) haben an diesen Tagen eine Anomalie der AEW festgestellt. Die AEW zeigte eine Neigung zur Guineaküste und die genaue Position war deshalb mit der Meridionalkomponente des Winds in 700 hPa nicht bestimmbar. Die Autoren zeigten außerdem, dass diese AEW einige Charakteristika mit denen eines Tiefs in den mittleren Breiten gemeinsam hatte. Es bildeten sich frontenähnliche Zweige positiver Vorticity aus, wodurch in diesen Regionen die Bedingungen für Konvektionsauslösung günstig waren.

Der zweite Zeitraum, der in dieser Arbeit untersucht wird, ist der 31. Juli und 01. August 2006. Auch an diesen Tagen waren große konvektive Systeme in Westafrika beobachtet worden, genauer in Burkina Faso und Mali, allerdings waren keine so starken AEWs detektiert worden. Am 31. Juli entstand ein MCS über Mali, das nach Barthe et al. (2010) durch eine Schwerewelle eines früheren MCS ausgelöst wurde. Demnach bildete sich am frühen Nachmittag flache Konvektion, die hochreichende Konvektion bildete sich aber wegen der Schwerewelle des älteren MCS. Klüpfel et al. (2011) setzten sich mit der Situation in der Grenzschicht und der synoptischen Lage an diesen Tagen genauer auseinander. Konvektionsrelevante Parameter wurden an den beiden Tagen durch COSMO-Simulationen (angetrieben von ECMWF-Reanalysen) untersucht, um unter anderem den Einfluss von Konvergenzzonen auf die Entstehung von MCSs zu betrachten. Als wichtiger Punkt für die Entstehung von MCSs wird großskaliger Feuchtenachschub genannt. Auch Taylor et al. (2010) haben die intensiven Messungen genutzt, um die Entstehung des MCS am 31.07.

zu untersuchen. Dabei gingen sie vor allem auf die Zusammenhänge zwischen Grenzschicht und Bodenfeuchte ein. Die Entstehung des zweiten Systems begann am 31.07. um 13:00 UTC (1° O, 16,5° N) in einem Gebiet mit trockenem Boden, das von feuchteren Gebieten umgeben war und die Zugrichtung richtete sich entlang Regionen mit hoher Bodenfeuchte. Das System, das für die Auslösung des zweiten MCS mit verantwortlich war, entstand am 30.07. und verlief an der südlichen Grenze von Burkina Faso.

4.3 Analyse der Lage am 25./26. Juli 2006

In den nachfolgenden Kapiteln soll eine genauere Betrachtung der Niederschläge in Zusammenhang mit anderen Modellausgaben durchgeführt werden.

4.3.1 Niederschlagsverteilung

Ein Überblick über die Niederschlagsverteilung liefert Abb. 4.6 abgebildet. Bei den Klimaläufen ist die durch die Konvektionsparametrisierung berechnete Niederschlagsumme durch eine gestrichelte Umrandung gekennzeichnet. Farbig ist die Summe aus skaligen und subskaligen Niederschlägen abgebildet.

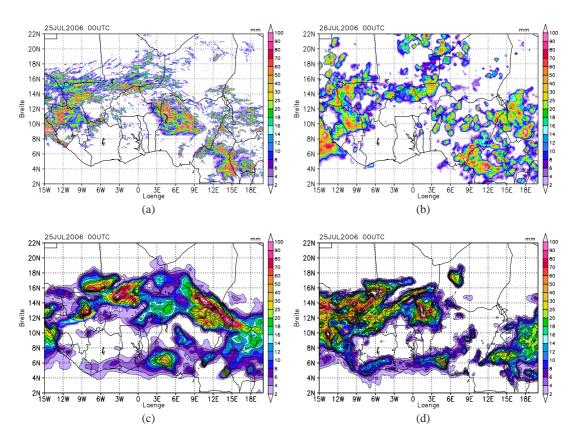


Abbildung 4.6: Niederschlagssumme über 48 h am 25. und 26. Juli 2006. Schwarze Konturen in (c) und (d) entsprechen dem Niederschlag, der durch die Parametrisierung berechnet wurde: (a) CLM.025, (b) TRMM, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22.

Bei CLM.025 fallen drei größere Niederschlagsgebiete ins Auge. Entlang 15° N erstreckt sich ein Gebiet, was sich an der Westküste Richtung Süden ausdehnt, ein zweites liegt zwischen 3° O und 9° O und ein drittes befindet sich im Südosten bei 12-18° O. Wie in der Monatssumme ist der meiste Niederschlag südlich von 15° N zu finden; an der Guineaküste ist an den beiden Tagen kein Niederschlag gefallen. Ähnlich sieht die Verteilung in den TRMM-Daten aus. Jedoch sind in Nigeria weniger Niederschläge, an der Westküste sowie im Südwesten des Ausschnitts aber Gebiete mit mehr Niederschlag zu sehen. Nördlich von 15° N ist ebenfalls mehr Niederschlag als bei CLM.025 erkennbar. Dies war bereits beim Vergleich der Monatssummen zu beobachten. An den Küsten fällt bei TRMM kein Niederschlag. Dies ist ein deutlicher Unterschied zu den Klimaläufen. Beide Auflösungen der Klimaläufe zeigen Niederschläge entlang der Küste mit einem Maximum zwischen 3° O und 6° O. Eine andere Gemeinsamkeit sind die Niederschlagsgebiete bei etwa 20° O und 10 ° N und im Süden von Mali bis zur Westküste. Bei CLM0.22 sind die beiden Gebiete klar getrennt, da im Norden von Nigeria kein Niederschlag fällt, im Gegensatz zu CLM0.44, wo sich in dieser Region ein weiteres Maximum befindet.

Diese Unterschiede in der Niederschlagsverteilung sollen im Folgenden genauer auf mögliche Ursachen untersucht werden. In Westafrika ist der Niederschlag in der Monsunsaison stark geprägt von konvektiven Systemen und speziell von MCSs. Daher muss auf die Prozesse und Größen, die zur Entstehung und Entwicklung von diesen Systemen führen, genauer eingegangen werden. Die großräumigen Bedingungen sind dabei ebenso wichtig wie bodennahe Bedingungen.

Während der Monsunsaison ist das Einströmen der feuchten, kühlen Luft aus dem Golf von Guinea ein wichtiger Faktor für die Niederschlagsentstehung. Südlich der ITD, der Konfluenzzone der beiden Luftmassen, ist durch dieses Einströmen feuchter Luftmassen ausreichend Feuchte vorhanden, damit es zu hochreichender Feuchtkonvektion kommen kann (Parker et al., 2005; Lafore et al., 2010). Auch eine hohe bodennahe Temperatur ist für die Auslösung von Konvektion ein wichtiges Kriterium. Bodenfeuchteinhomogenitäten haben ebenfalls Einfluss auf die Entstehung von MCSs (Taylor et al., 2011; Gantner und Kalthoff, 2010). Durch die Inhomogenitäten kann es beispielsweise zu sekundären mesoskaligen Zirkulationen kommen, die zur Auslösung von MCSs führen können (Klüpfel et al., 2011). Von Taylor et al. (2010) wurde beobachtet, dass sich in manchen Fällen auch die Zugrichtung von MCSs entlang hoher Bodenfeuchtewerte richtet. Auf die Bodenfeuchte wird in dieser Arbeit jedoch nicht näher eingegangen.

Großräumigen Einfluss auf die Entwicklung von MCSs haben die AEWs sowie der AEJ. Die AEWs führen durch ihre Nordostströmung trogvorderseitig zu einer Windscherung, die die Bedingungen für die Organisation von MCSs begünstigt (Fink, 2006). Dabei spielt auch die Stärke des AEJ eine Rolle. Die Entstehung von MCSs ist demnach trogvorderseitig über Westafrika bevorzugt (Redelsperger et al., 2002; Diedhiou et al., 1999). Weiter westlich wird die Wahrscheinlichkeit der Auslösung von MCSs in der Trogregion größer (Kiladis, 2005). Insgesamt sind nach Taleb und Druyan (2003) 30-40 % des totalen Niederschlags in Westafrika mit AEWs verbunden. Schematisch ist die Struktur einer AEW mit den bevorzugten Regionen für MCSs in Abb. 4.3.1 dargestellt.

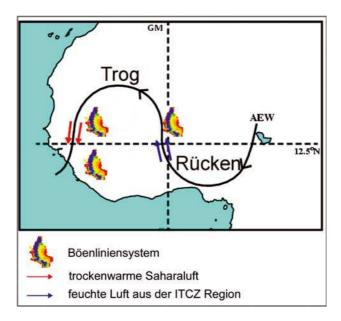


Abbildung 4.7: Schematische Darstellung einer AEW und den bevorzugten Regionen für die Auslösung von Gewitterlinien (nach Fink, 2006).

4.3.2 Synoptische Lage

Berry und Thorncroft (2007) haben eine Methode entwickelt, die Achsen von AEWs und AEJ mittels einer Stromfunktion in 700 hPa zu detektieren (ursprünglich für eine Gitterweite von 1° x 1°). Ein Ziel war dabei, die Signale so zu filtern, dass zwischen synoptisch-skaligen AEWs und Einflüssen von kleinskaligeren Zirkulationen (z.B. durch MCSs) unterschieden werden kann. 700 hPa ist das nächstgelegene Standardniveau zu 650 hPa, nach Reed et al. (1977) das Niveau des AEJ und somit auch der AEWs. Für die Detektion von AEJ-Achsen gibt es zwei Kriterien: die Strömung muss ein nicht-divergentes Maximum aufweisen, und die Geschwindigkeit muss größer als 8 m s⁻¹ sein. Für die Berechnung werden lediglich die Horizontalgeschwindigkeiten in diesem Niveau benötigt. Zur besseren Vergleichbarkeit wurden die Daten des CLM.025-Laufs auf ein 0,25° -Gitter gebracht. Damit hat man die gleiche Gitterweite wie ECMWF und eine ähnlich große wie CLM0.22. Auch eine noch geringere Auflösung für die Mittlung wurde getestet (50 km). Allerdings wurden dann nicht mehr alle Trogachsen gefunden, die durch die visuelle Analyse des Windfelds, wie auch in der höhere Auflösung, detektiert wurden. In Abb. 4.8 ist beispielhaft der 25.07. um 12:00 UTC mit den Ergebnissen dargestellt.

Um die Methode von Berry und Thorncroft (2007) zu validieren, wurde zusätzlich die Temperatur in der Höhe betrachtet. Wie in Kap. 2.1 beschrieben, entsteht der AEJ aufgrund des horizontalen Temperaturgradienten, Lage und Stärke ist also gemäß der thermischen Windgleichung mit dem Temperaturgradienten verknüpft. Die Temperatur wurde für die Validierung zwischen 950 hPa und 500 hPa gemittelt und dargestellt (hier nicht gezeigt). Die Bereiche des größten Temperaturgradienten stimmen mit den Positionen der Jetachse, ermittelt durch die Methode von Berry und Thorncroft (2007), gut überein. Die Entwicklung der Jet- und Trogachsen in den verschiedenen Modellen wird im Folgenden beschrieben.

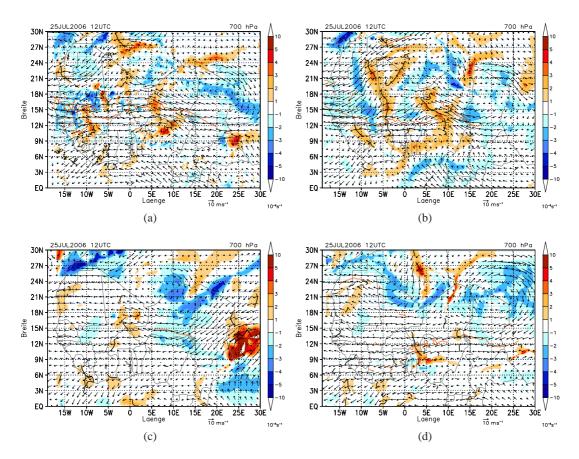


Abbildung 4.8: Windfeld in 700 hPa am 25.07. um 12:00 UTC. Als Linien sind in rot die Jetachse des AEJ und in schwarz die Trogachsen der AEWs dargestellt, unterlegt in Farbe ist die Krümmungsvorticity: (a) CLM.025, (b) ECMWF, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22.

Sowohl in CLM.025, als auch in ECMWF ist die Jetachse am 25.07. als eine fast zonale Linie zwischen 20° O bis 15° W zu erkennen. Im Verlauf der zwei Tage verschiebt sich die Achse in CLM.025 nach Nordwesten, bleibt aber in ihrer Ausrichtung annähernd zonal. Die Position ist zwischen 13 -17° N. Bei ECMWF verschiebt sich der Jet nicht nach Westen, wird aber am 26.07. im Bereich um 0° stark nach Norden ausgelenkt, sodass zwischen 0° und 10° O zwischenzeitlich eine südöstliche Strömung entsteht. Die nördlichste Position ist bei 19° N, die südlichste bei 11° N. Die Achsen der AEWs sind bei CLM.025 nur schwach ausgeprägt. Da in CLM.025 MCSs das großräumige Strömungsfeld stark beeinflussen (siehe Kapitel 5), liegt die Vermutung nahe, dass trotz der Mittlung auf ein gröberes Gitter dies die Detektion des AEJ und der Trogachsen noch beeinflusst.

In CLM0.22 wandert der Jet mit der Zeit nach Westen, die Achse liegt im Bereich zwischen 12-15° N. Am 25.07. um 12:00 UTC erreicht der Jet 3° O (Abb. 4.8 (d)). Eine Trogachse ist hier deutlich mit dem Jet verknüpft und erreicht somit ebenfalls zu diesem Zeitpunkt 3° O. Im groben Klimalauf ist die Jetachse östlicher als bei allen anderen Läufen. Bis zum 26.07. um 06:00 UTC befindet sie sich östlich von 0° und bleibt die ganze Zeit über recht kurz. Wie bei ECMWF verläuft sie meistens von Südost nach Nordwest. Die nördliche Position ist zwischen 12 und 15° N.

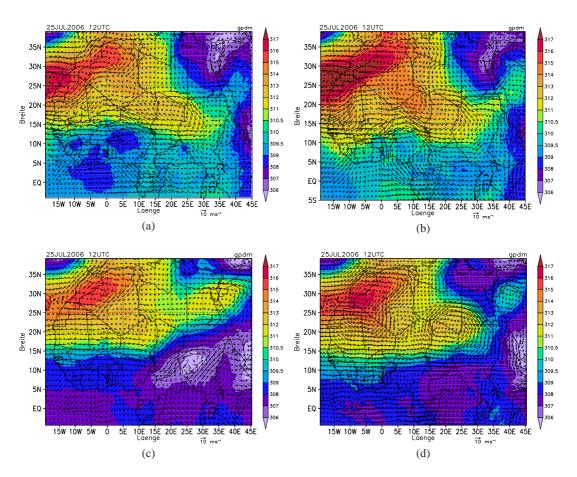


Abbildung 4.9: Geopotential und Horizontalwind in 700 hPa am 25.07. um 12:00 UTC: (a) CLM.025, (b) ECMWF, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22.

In Abb. 4.8 ist auch das Windfeld in 700 hPa aufgetragen. Um die Unterschiede in der großräumigen Strömung und der Position des SHL besser betrachten zu können, wurde auch das Geopotential in 700 hPa analysiert (Abb. 4.9). In CLM0.22 ist eine abgeschlossene antizyklonale Struktur bei 20° O, 20° N zu sehen. Dies ist mit hohem Geopotential in 700 hPa verbunden und mit einer zyklonalen Strömung in 925 hPa. Es handelt sich also um ein Hitzetief, das sich vom Hauptgebilde mit dem Zentrum bei 28° N und 5° W abgespalten hat. Die Temperaturen in 2 m sind dementsprechend höher als in der Umgebung. Dieses Hitzetief beeinflusst offensichtlich die Ausbildung von AEWs an diesen Tagen. Nach Lafore et al. (2010) entstehen die Wellen bei 20° O, also genau in dem Gebiet wo das Hitzetief liegt. Zwar haben auch die anderen drei Läufe ein nach Osten ausgedehntes Gebiet höheren Geopotentials, das aber nicht abgeschlossen ist.

Die Ergebnisse der Reanalyse und CLM.025 sind sich in der Lage des SHL und dem damit verbundenen Windfeld in 700 hPa sehr ähnlich. Das Zentrum des SHL bei CLM0.25 liegt jedoch etwas weiter westlich als bei ECMWF. Lavaysse et al. (2009) haben die Lage des SHL klimatologisch für die Jahre 1979 bis 2001 untersucht. Im Juli und August liegt das Gebiet der wahrscheinlichsten Lage zwischen 10° O-10° W und 20° N-30° N, wobei es im Jahr 2006 eine östliche Anomalie gab.

Um die AEWs in dem hier betrachteten Gebiet in Westafrika noch auf eine andere Weise zu identifizieren, die ein besseres Bild über die zeitliche Entwicklung der Strukturen zulässt, wird die Meridionalkomponente des Windes (in 700 hPa) in einem Hovmöllerdiagramm (vgl. Abb. 4.10) dargestellt. Anhand dieser Darstellung ist ebenfalls die Geschwindigkeit der Wellen abschätzbar und die Verlagerung des Niederschlags im Bezug auf die AEWs wird so sichtbar. Positive Windgeschwindigkeiten bedeuten eine trogrückseitige Lage, negative eine trogvorderseitige. Hier wird die Länge von 19° W bis 45° O betrachtet, um die Entwicklung und Verlagerung der AEWs ab ihrer Entstehung im Osten Nordafrikas (Lafore et al., 2010) zu sehen. Das Mittelungsgebiet über die Breitengrade ist 8-15° N, da in dieser Region der meiste Niederschlag fällt. Die Niederschlagsdaten von TRMM sind kombiniert mit der meridionalen Windgeschwindigkeit der ECMWF-Reanalyse aufgetragen.

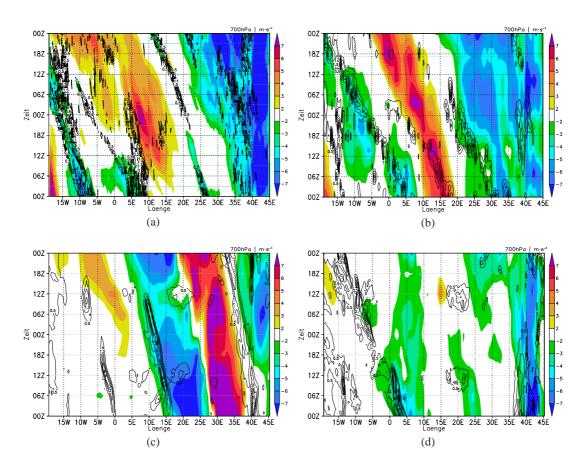


Abbildung 4.10: Hovmöllerdiagramm der Meridionalkomponente des Winds in 700 hPa am 25. und 26. Juli 2006, der Niederschlag ist als schwarze Kontur dargestellt (jeweils gemittelt zwischen 8-15° N): (a) CLM.025, (b) ECMWF und TRMM, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22.

Sowohl bei ECMWF, als auch bei CLM.025 herrschen im Osten bis etwa 30° O Nordwinde. Ab 15° O schließt sich ein Gebiet mit südlichen Geschwindigkeiten an, dann folgt eine vornehmlich nördliche Strömung und westlich von 15° W ist wieder eine leicht südliche Strömung zu sehen. Die allgemeine Struktur, wie auch die Geschwindigkeiten der AEWs, die in beiden Datensätzen bei etwa 11 m s^{-1} liegt, sind bei CLM.025 und der ECMWF-Reanalyse ähnlich dargestellt. Einige

kleinere Unterschiede gibt es aber. Der Trog, der sich bei ECMWF von 5° O bis zum westlichen Rand des Ausschnitts um 06:00 UTC am 26.07. bewegt, ist in CLM.025 so nicht zu sehen, denn der Bereich mit südlichen Geschwindigkeiten ist breiter. Dafür existiert ein Trog, der sich von 5° W um 00:00 UTC am 25.07. bis 19° W um 06:00 UTC am 26.07. erstreckt.

Bei CLM0.44 liegt im Bereich von 30-35° O ein stark ausgeprägter Bereich mit südlichen Winden, der sich mit einer Geschwindigkeit von etwa 8 m s⁻¹ bewegt. Im zweiten Klimalauf sieht man überhaupt keine solche Struktur, sondern nur schwache Süd- und Nordwindgebiete. Diese beiden Simulationen unterscheiden sich also deutlich voneinander, vor allem wegen der fehlenden AEWs in CLM0.22. Dies ist, wie oben beschrieben eine Folge des Hitzetiefs, was sich bei etwa 20° O und 20° N befindet.

4.3.3 Lage der ITD, Bewölkung und Bodenwerte

Auch bei den bodennahen Werten und der Bewölkung wird im Folgenden untersucht, ob es Unterschiede zwischen den Modellen gibt, die Aufschluss über die Unterschiede in der Darstellung des Niederschlags geben. Dazu werden speziell das horizontale Windfeld in 925 hPa, die Temperatur und die spezifische Feuchte in 2 m, die Lage der ITD und die Bewölkung über die zweitägige Periode betrachtet. Für eine bessere Veranschaulichung wird der 25.07. um 18:00 UTC genauer analysiert. Zu diesem Zeitpunkt sind in jedem Modelllauf konvektive Systeme vorhanden, wodurch die Auswirkungen auf die Bedingungen in der Grenzschicht gesehen werden können. Ein großer Unterschied zwischen den Klimaläufen und CLM.025 ist der Auflösung geschuldet. Das Strömungsbild verändert sich bei den Klimaläufen nur gering (Abb. 4.11 (c) und (d)) und man sieht immer die Umströmung der großen Gebirge. Entlang der Nordgrenze Nigerias dreht der Wind auf westliche Richtungen, da er das Bauchi-Plateau im Zentrum von Nigeria umströmt. Über der Gebirgslinie in Kamerun sind dauerhaft abgeschwächte Winde zu sehen. Nördlich davon hat man eine fast konstante Westströmung, die nur in der Stärke variiert. Die höchsten Windgeschwindigkeiten treten in dieser Westströmung auf, die Richtung Osten auf dem Kontinent manchmal auf eine Südwestströmung mit hohen Geschwindigkeiten dreht. Ebenfalls hohe Geschwindigkeiten findet man an der Küste von Nigeria, wo der Wind aus südwestlichen Richtungen kommt. Diese Strömung ist bei CLM.025 und der Reanalyse deutlich schwächer; vor allem am 26.07. schwächt sich der Wind in dieser Region ab und die Monsunströmung ist weiter westlich stärker ausgeprägt. Im Windfeld von CLM.025 ist die Umströmung der Gebirge ebenfalls zu sehen, aber eine so einheitliche Westströmung bei 14° N wie bei den Klimasimulationen bildet sich nie aus. Das Windfeld ist aber von mesoskaligen Strukturen stark geprägt. In Abb. 4.13 (a) und 4.11 (a) sieht man beispielsweise bei 3° W und zwischen 12° W und 15° W starke Windgeschwindigkeiten in Verbindung mit auffallend niedrigen Temperaturen. Die Daten von ECMWF ähneln denen von CLM.025 stark.

Das Windfeld in 925 hPa kann ebenfalls zur Lokalisierung der ITD genutzt werden. Die Konfluenzone, wo die feuchten, kühlen Luftmassen aus dem Golf von Guinea auf heiße, trockene Luft

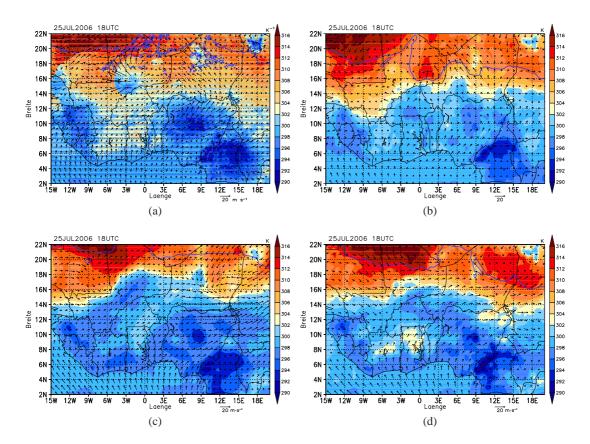


Abbildung 4.11: Temperatur in 2 m am 25.07. um 18:00 UTC. Darüber ist der Horizontalwind in 925 hPa und als blaue Linie der Taupunkt von 15° C als Kriterium der ITD eingetragen: (a) CLM.025, (b) ECMWF, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22.

aus der Sahara treffen, kann verschieden bestimmt werden. Ein Kriterium, das angewandt wird, ist ein Taupunkt von 15° C. Eine Alternative dazu ist die Identifikation dieser Zone durch die Windrichtungen in 925 hPa, also das Aufeinandertreffen von südwestlichen Winden auf nordöstliche. In den Abbidlungen 4.11 und 4.13 ist die ITD als Linie des 15° C-Taupunkts eingezeichnet. Über die zwei Tage wurde die Position dieser Linie mit der Drehung des Winds von Südwest auf Nordost verglichen. Dabei zeigt sich, dass bei allen Läufen die Einströmung nördlicher Luftmassen im Osten des hier gewählten Ausschnitts am größten ist, das heißt, die ITD hier die südlichste Position erreicht. Im Durchschnitt liegt die ITD bei ECMWF am südlichsten (18° N) und bei CLM0.44 am nördlichsten (21,4° N). Das zusätzliche Betrachten des Windfelds hat ergeben, dass in CLM0.44 die Definition der ITD über den Taupunkt diese im Osten nördlicher detektiert. Die nördliche Strömung ist hier bis 16° N zu sehen. In ECMWF ist es umgedreht, denn im gesamten Gebiet dringen die südlichen Winde nördlicher ein als vom Taupunkt festgestellt wird. Dies ist auch an dem hier betrachteten Termin erkennbar. Zwischen 3° O und 9° O ist bei ECMWF eine starke südliche Strömung bis 20° N zu sehen, die ITD liegt aber zwischen 16° N und 18° N. Entsprechend dazu befindet sich bei CLM0.44 östlich von 9° O eine starke nördliche Strömung bis 16° N und die ITD wird über den Taupunkt bei 20° N detektiert. Die durchschnittliche Position bei CLM.025 und CLM0.22 liegt bei 20° N. Auch bei CLM0.25 stimmen die beiden Definitionen der ITD im Osten nicht überein, weil sie mit dem Taupunkt zu weit nördlich angenommen wird,

die nördliche Strömung in diesem Bereich aber stark ist. Dagegen stimmen sie bei CLM0.22 gut überein.

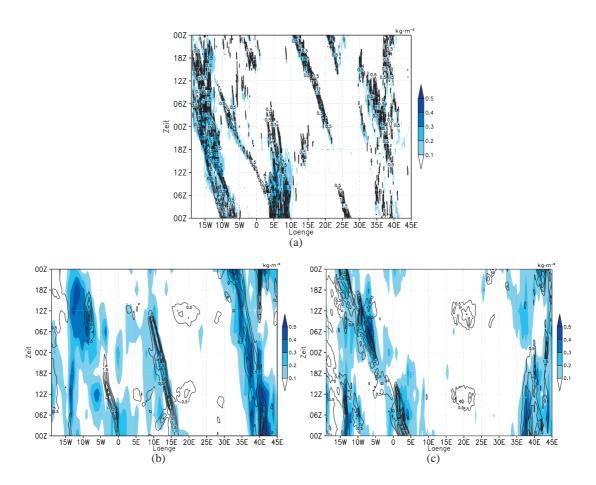


Abbildung 4.12: Hovmöllerdiagramm der Summe von Wolkenwasser und Wolkeneis am 25. und 26. Juli 2006. Als schwarze Kontur ist der Niederschlag abgebildet: (a) CLM.025, (b) CLM0.44, (c) CLM0.22.

Die Temperaturen zeigen im Laufe der zwei Tage weniger deutliche Unterschiede zwischen den Simulationen. In Abb. 4.11 erkennt man die Gebirge in Nigeria, Kamerun und im Westen (Oberguineaschwelle) anhand niedrigerer Temperaturen (vgl. Abb. 3.1). Im Laufe des Tages findet im ganzen Gebiet eine Erwärmung statt. Bei sechsstündig vorliegenden Daten erhält man ein Maximum um 18:00 UTC. Die kältesten Temperaturen in Westafrika treten um 06:00 UTC auf. Während der Nacht ist die Maximaltemperatur bei den Klimaläufen um 2-4 K höher als bei CLM.025 oder ECMWF, die langwellige Strahlungsbilanz ist also geringer. Dazu kann man die Bedeckung in den Läufen betrachten. Der Vergleich in Abb. 4.12 findet nur zwischen CLM.025, CLM0.22 und CLM0.44 statt, weil die Reanalyse weder Wolkenwasser noch Wolkeneis als Ausgabewerte liefert. Dabei wird angenommen, dass die Ausdehnung von Wolkenwasser und Wolkeneis mit dem Bedeckunggrad gleichgesetzt werden kann. Bei CLM.025 ist das Gebiet des Niederschlags und das der Bedeckung weitestgehend identisch. Im Gegensatz zu den Klimaläufen, wo die Wolken ein deutlich größeres Gebiet abdecken. Dies ist sowohl während des Tags als auch nachts der

Fall.

Nimmt man die durchschnittliche nördliche Position der 30°C -Grenze im Tagesverlauf als Vergleichswert zwischen den Läufen, sieht man, dass diese bei den Klimaläufen CLM0.22 (CLM0.44) zwischen 12° N (15° N) und 18° N (20° N), also um 6° schwankt. Bei ECMWF und CLM.025 beträgt die Differenz zwischen der Position während des Tags und in der Nacht 8°. Das ist kein großer Unterschied, aber die Erwärmung Richtung Küste ist in der Reanalyse und in CLM.025 deutlich höher. Dies lässt vermuten, dass die größere Bedeckung in den Klimaläufen während des Tages die Einstrahlung und nachts die Ausstrahlung vermindert.

Die spezifische Feuchte in 2 m ist in den Klimasimulationen höher als in CLM.025. In Abb. 4.13 fällt auf, dass ECMWF im Vergleich die höchsten Werte zeigt, die ITD sich aber am südlichsten befindet. Es muss beachtet werden, dass der Taupunkt eine direkte Größe aus dem Modell ist, die spezifische Feuchte aber über die relative Feuchte aus dem untersten Drucklevel (1000 hPa) und dem Druck, die als Ausgabewerte vorlagen, berechnet wurde. An der Küste von Nigeria bis Ghana haben die Klimaläufe in der gesamten Zeit ein relatives Maximum der Feuchte, das bis ins Landesinnere ragt. Im Gegensatz dazu zeigt die Feuchte in CLM.025 ebenfalls einen Anstieg über dem Golf von Guinea. Die Feuchte in Küstennähe wird allerdings nicht ins Landesinnere transportiert. Dies ist bei starken, sowie sehr schwachen Südwinden der Fall.

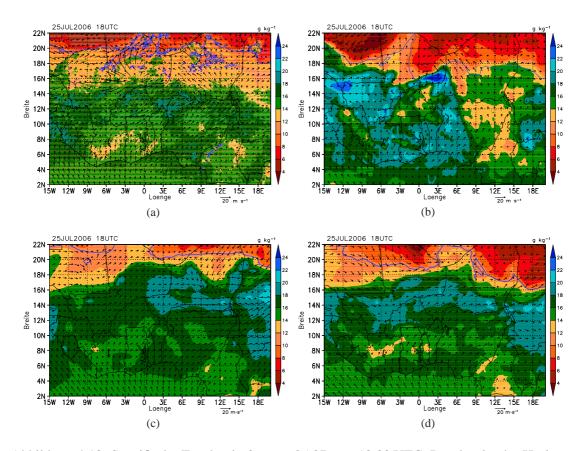


Abbildung 4.13: Spezifische Feuchte in 2 m am 25.07. um 18:00 UTC. Darüber ist der Horizontalwind in 925 hPa und als blaue Linie der Taupunkt von 15° C als Kriterium der ITD eingetragen: (a) CLM.025, (b) ECMWF, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22.

Um den Einfluss der MCSs auf die eben beschriebenen bodennahen Felder zu untersuchen, ist in Abb. 4.14 der Niederschlag zu diesem Zeitpunkt abgebildet. In Abb. 4.11 (a) sind die Gebiete bei 3° W und 12° W mit hohen Windgeschwindigkeiten und niedrigen Temperaturen aufgefallen. Die Position stimmt mit zwei Gewitterlinien und den damit verbundenen Dichteströmungen (siehe Abb. 4.14 (a)) überein. Die Systeme ziehen nach Westen und sind beide bei etwa 16° N und 5° O, bzw. 7° W entstanden. Auch in den beiden Klimaläufen sind zu diesem Zeitpunkt MCSs in Westafrika zu sehen, die sogar sehr ähnlich positioniert sind (Abb. 4.14 (c) und (d)). Bei CLM0.22 sieht man keine Veränderung des Windes in diesem Bereich, jedoch ist eine niedrigere Temperatur zu sehen. In CLM0.44 sind im Westen zwei Systeme entwickelt. Eines davon (bei 17° N, 5° W) enthält parametrisierten, also konvektiven Niederschlag und entstand bei 17° N und 1° O, das andere enthält ausschließlich nicht-konvektiven Niederschlag (Entstehung bei 14° N und 0°). Auf der Höhe des parametrisierten Niederschlags ist eine Veränderung im Strömungsfeld zu sehen, im Gegensatz zum westlich liegenden System. Dieses liegt allerdings in einem Bereich mit niedrigeren Temperaturen in 2 m. Mit den genauen Unterschieden in der Darstellung von MCSs in den drei COSMO-CLM Simulationen befasst sich Kapitel 5.

Im Windfeld der Reanalyse sind ebenfalls MCSs erkennbar. Am 25.07. um 18:00 UTC sieht man diese über Burkina-Faso. In den TRMM-Daten sind zwei starke MCSs an der Grenze von Mali und Burkina-Faso auszumachen (Abb. 4.14 (b)). Beide sind von der Reanalyse erfasst, da starke Windgeschwindigkeiten in 925 hPa auftreten. Die 2 m-Temperatur ist unter dem nördlicheren System niedriger als in der Umgebung. Also ist dieses MCS im Modell mit einer bodennahen Dichteströmung verbunden.

Als einziges Modell zeigt CLM.025 auch im Feuchtefeld den Einfluss von den oben erwähnten Systemen. Die Systeme sind meistens durch einen trockenen Bereich im Zentrum und einer feuchteren Linie an der Vorderseite verbunden.

4.3.4 MCS-Verfolgung

Die Einflüsse der großräumigen Bedingungen am 25. und 26. Juli auf die Entstehung und Entwicklung von MCSs und die damit verbundenen Niederschläge werden im Folgenden analysiert. Dazu wurden einzelne Systeme, die die Kriterien eines MCS erfüllen mit ihren zugehörigen Zugbahnen identifiziert.

Die Kriterien für die Identifikation eines MCS richten sich nach einem von Rémy Roca entwickelten Algorithmus: der stündliche Niederschlag muss 2 mm überschreiten und das System muss länger als sechs Stunden existieren. Die so ermittelten MCSs mit ihren Zugbahnen sind in Abb. 4.15 zu sehen. Dabei gab es einige Schwierigkeiten, da das Verfahren manuell durchgeführt wurde. Wie schon erwähnt, liegen die TRMM-Niederschläge nur dreistündig vor, was die Verfolgung erschwerte. Bei CLM.025 werden wegen der hohen horizontalen Auflösung viele kleine Zellen modelliert, die nicht im Einzelnen identifiziert und verfolgt werden, da sich diese Einzelzellen mit der Zeit oft zu einem größeren Komplex organisieren. In diesen Fällen wurde eine durchschnittliche Bahn im Gebiet der kleinen Zellen gewählt. Die Analyse beschränkt sich also, auch um eine

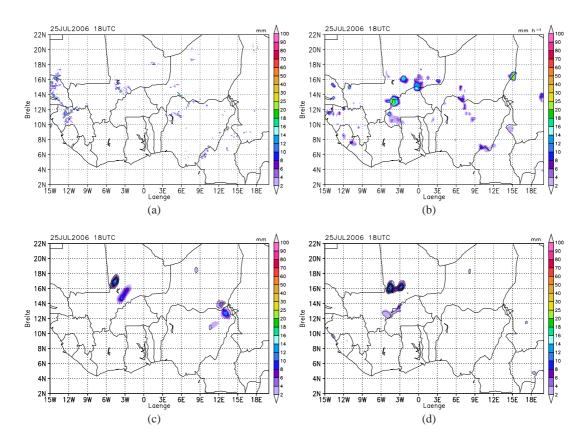


Abbildung 4.14: Stündlicher Niederschlag am 25.07. um 18:00 UTC. Schwarze Konturen in (c) und (d) entsprechen Niederschlag, der durch Parametrisierung berechnet wurde: (a) CLM.025, (b) TRMM, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22.

bessere Übersichtlichkeit zu erreichen, auf die wesentlichen, größeren Systeme. Diese sind mit Nummern in Abb. 4.15 gekennzeichnet. Gleiche Nummern in den verschiedenen Simulationen stehen dabei aber nicht für gleiche Systeme.

Die vorherrschende Zugrichtung der MCSs ist in allen Daten West. Im Osten des Ausschnitts ziehen die MCSs eher aus südlichen Richtungen, im Westen aus nördlichen. In allen Datensätzen entsteht im Kamerun-Gebirge viel Niederschlag, was in der Summe gut zu sehen ist (vgl. Abb. 4.6). Durch die Verfolgung der einzelnen MCSs wird aber deutlich, dass dieser Niederschlag selten mit langlebigen Systemen verbunden ist (Abb. 4.15). Vergleicht man die Summe des Niederschlags mit den Zugbahnen der MCSs, fallen weitere Unterschiede auf. Beispielsweise ergibt sich das Maximum an der Küste in den beiden Klimaläufen aus lang anhaltendem schwachen Regen. Um die dortigen Anströmungsbedingungen zu analysieren, wurde das Gebietsmittel der Meridionalkomponente des Winds in 925 hPa berechnet. Die durchschnittlichen Werte im Gebiet 8° W - 3° O, 3° N - 6° N betragen bei CLM0.22 7.1 m s⁻¹, bei CLM0.44 6.6 m s⁻¹, bei der ECMWF-Reanalyse 3.8 m s⁻¹ und bei CLM.025 4.8 m s⁻¹. Die Anströmung aus südlichen Richtungen bei den Klimaläufen ist also deutlich stärker, wie auch schon durch das Betrachten des Windfelds im vorigen Kapitel 4.3.3 festgestellt wurde. Somit handelt es sich bei den Küstenniederschlägen wohl um Niederschläge, die durch einen stärkeren Seewind, verbunden mit einem verstärkten Feuchtetransport, und einer küstennahen Konvergenz entstehen.

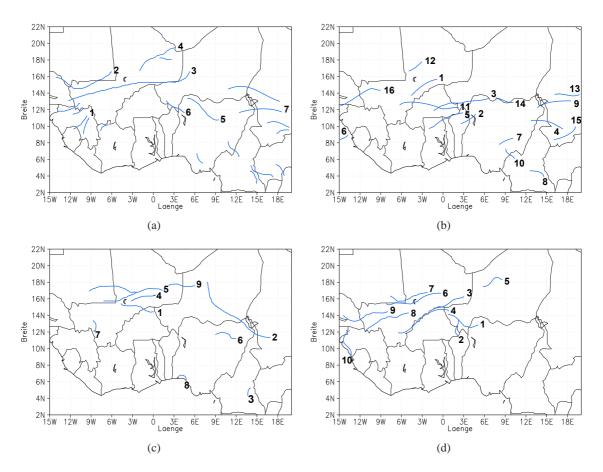


Abbildung 4.15: MCS-Zugbahnen am 25. und 26. Juli 2006: (a) CLM.025, (b) TRMM, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22.

Vergleicht man die Positionen der Jetachse und die Entstehung von MCSs, fällt in CLM.025 ein Zusammenhang bei zwei Systemen auf. Die MCSs Nummer 3 und 7 entwickeln sich genau unter der Achse des AEJ. Bei MCS Nummer 3 handelt es sich um das langlebigste System in dieser Simulation. Es besteht schon am 31.07. um 00:00 UTC und zieht die folgenden 31 Stunden über Westafrika. Die Lage ist stets unterhalb des Jets. Allerdings schwächt es sich zwischendurch ab und in diesem Zeitraum wird auch keine Jetachse über dem System detektiert. Als sich das System wieder verstärkt, verstärkt sich der Jet ebenfalls wieder. In CLM0.22 wird der Niederschlag immer nördlich der zonal ausgerichteten Jetachse ausgelöst und zieht nach Südwesten. Es ist demnach kein deutlicher Zusammenhang zwischen AEJ und MCSs-Entstehung in dieser Simulation zu erkennen. Dies ist ebenfalls in CLM0.44 der Fall. Nur ein System (gekennzeichnet mit Nummer 2) liegt in dieser Simulation zeitweise unter der Jetachse.

Durch die Darstellung der AEWs in Abb. 4.8 ist es möglich, die Lage des Niederschlags in Bezug auf die Trogachsen genauer zu ermitteln. Neben der Geschwindigkeit der AEWs sind auch die Zuggeschwindigkeiten der einzelnen Systeme abschätzbar und mit denen der AEWs vergleichbar. Dabei gilt: je steiler die Niederschlagsgebiete in der Abbildung, desto langsamer sind sie. Da in der vorigen Beschreibung des Niederschlags nur die westliche, vom Monsun hauptsächlich beeinflusste Region betrachtet wurde, beschränkt sich auch im Folgenden die Analyse vorwiegend

auf dieses Gebiet. Da in Abb. 4.8 über das Gebiet zwischen 8 - 15° N gemittelt wurde, werden alle Niederschläge, die nördlich oder südlich davon auftreten, in dieser Darstellung nicht abgebildet. In CLM.025 sind in der Zone westlich von 20° O vier Zugbahnen erkennbar. Zwischen 10 und 5° W fällt um 00:00 UTC am 25.07. bis zum 26.07. um 06:00 UTC (bei 19° W) Niederschlag. Dies entspricht den Systemen Nummer 1 und 2 in Abb. 4.15 (a) mit einer Zuggeschwindigkeit von etwa 11 m s⁻¹. MCS Nummer 3 ist ebenfalls gut zu sehen, beginnend um 00:00 UTC am 25.07. bis 10:00 UTC am 26.07. Die Verlagerungsgeschwindigkeit hier beträgt 15 m s⁻¹. Um 06:00 UTC am 25.07. entsteht bei 9° O ein MCS, das mit Nummer 5 gekennzeichnet ist. Dessen Geschwindigkeit liegt bei 6 m s⁻¹. MCS Nummer 7 ist eine Gewitterlinie, die in einzelne Zellen zerfällt wie auch in Abb. 4.15 (a) zu sehen ist. Sie ist ab etwa 20:00 UTC bei 22° O zu beobachten und zieht mit einer Geschwindigkeit von 13 m s⁻¹. Fast alle Systeme befinden sich bei der Entstehung, oft auch während der gesamten Lebensdauer, trogvorderseitig und verlagern sich mit ähnlicher Geschwindigkeit wie die AEWs. Die einzige Ausnahme bei der das System weder bei Entstehung noch zu einem anderen Zeitpunkt auf der Trogvorderseite liegt, ist MCS Nummer 5. Auch Nummer 7 befindet sich vor, bzw. in einem sehr schwach ausgeprägten Trog.

Bei TRMM ist der östlichste Niederschlag fast stationär und nicht mit MCSs verknüpft. Das Niederschlagsband, das sich westlich davon ab 5° O über die gesamten 48 h im Ausschnitt befindet, kommt von den Systemen 3 und 11, die sich sowohl zeitlich als auch räumlich überschneiden (vgl. Abb. 4.15 (b)). Sie ziehen mit einer Geschwindigkeit von 15 m s⁻¹ und befinden sich trogvorderseitig. Ab 15° O liegt ein zweites Niederschlagsband, das sich aus den Systemen 4, 9 und 10 zusammensetzt. Dort herrscht eine starke positive Meridionalkomponente vor. Die Verlagerungsgeschwindigkeit ist hier mit über 18 m s⁻¹ am höchsten. Die Ähnlichkeiten zwischen der Reanalyse und CLM.025, die schon bei der Betrachtung der AEWs aufgefallen sind, sind auch beim Niederschlag im Vergleich mit TRMM festzustellen, auch wenn in CLM.025 vorderseitig des Trogs ab 5° W, der in der Reanalyse nicht zu sehen ist, viel Niederschlag fällt. Die Verlagerungsgeschwindigkeit der MCSs ist außerdem höher als in CLM.025, was sich eventuell auf die etwas südlichere Position des Jets in der Reanalyse zurückführen lässt.

Die Systeme, aber auch die AEWs in CLM0.44 sind deutlich langsamer als die bisher untersuchten. Am 26.07. liegt zwischen 6 und 9° W ein fast stationäres System, was in Abb. 4.15 (c) der Nummer 8 entspricht. Aus dem MCS Nummer 1 resultiert das Niederschlagsband ab 00:00 UTC bei 0°, das sich mit einer Zuggeschwindigkeit von 7 m s⁻¹ verlagert. Genauso schnell ist MCS Nummer 2, das bei 16° O am 25.07. um 00:00 UTC entsteht. Bis auf das stationäre System liegen die Niederschläge trogvorderseitig und ziehen mit der Verlagerungsgeschwindigkeit des AEWs. Lage und Stärke der AEWs unterschieden sich in diesem Lauf deutlich von denen in CLM.025 und ECMWF und auch der Jet ist schwächer und östlicher. Die ITD in CLM0.44 hat die nördlichste Position von allen Simulationen und auch der Niederschlag fällt in nördlichen Gebieten. Im zweiten Klimalauf CLM0.22, in dem die AEWs nur sehr schwach modelliert werden, fängt das einzige prägende Niederschlagsband bei 5° O um 00:00 UTC am 25.07. an und befindet sich im Bereich nördlicher Winde. Die Geschwindigkeit der Systeme liegt bei 12 m s⁻¹. Es handelt sich dabei um eine Aneinanderreihung von den Systemen Nummer 1, 2, 4, 8 und 9. In Abb. 4.10 (d) kann man erkennen, dass die Geschwindigkeit des Niederschlagsbands um etwa 12:00 UTC

am 25.07. zunimmt. Ab diesem Zeitpunkt wird auch die Jetachse in diesem Bereich (zwischen 0° und 3° O) detektiert.

Für diese zweitägige Periode lässt sich ein großer Zusammenhang zwischen der synoptischen Situation, besonders der AEWs und der Entstehung und Verlagerung von MCSs und deren Niederschlag feststellen. Die Unterschiede in den bodennahen Parametern wie Feuchte und Temperatur in 2 m sind dagegen nicht signifikant für die Auslösung von MCSs. Jedoch ist die Lage ITD ein Indiz für die nördlichste Position des Niederschlags. Die Hauptunterschiede im Niederschlag sind auf die ungleiche Darstellung der AEWs zurückzuführen. Anzumerken ist noch die sehr gute Übereinstimmung der Reanalyse des ECMWF (bzw. den TRMM-Niederschlagsdaten) und dem hochauflösenden Lauf CLM.025. Dagegen sind die Unterschiede zwischen den zwei Klimaläufen groß, vor allem in den großräumigen Bedingungen.

4.4 Analyse der Lage am 31. Juli/01. August 2006

4.4.1 Niederschlagsverteilung

Auch für den zweiten Zeitraum wird als erstes die Summe des Niederschlags über 48 Stunden betrachtet (vgl. Abb. 4.16). Die Unterschiede zwischen den Simulationen und TRMM sind hier deutlicher ausgeprägt als im Zeitraum im vorigen Kapitel 4.3. Dort war eine einheitliche Zugrichtung zu erkennen, die Nord-Süd-Verteilung war ähnlich, und die Gemeinsamkeiten zwischen CLM.025 und TRMM-Daten waren hoch.

In diesem Zeitraum ist die 48 h-Summe in CLM.025 geprägt von einem Niederschlagsband, das sich von etwa 12° O bis 12° W spannt. Bis 0° ist es zonal ausgerichtet, im Westen neigt es sich nach Süden und endet an der Küste von Liberia. Der restliche Niederschlag ist im Vergleich dazu schwach und zergliedert. Entlang des Kamerun-Gebirges und der Küste ist etwas Niederschlag gefallen, ebenso wie im Nordwesten des Ausschnitts. Der Hauptniederschlag in diesem Zeitraum befindet sich jedoch südlich von 15° N.

In den TRMM-Daten liegen die meisten Niederschläge südlich von 16° N. Die Niederschläge sind sehr hoch und auf einige Maxima verteilt. Ein Maximum liegt über der Küste von Nigeria und Kamerun, ein zweites an der Westküste von Liberia bis zum Senegal. Im südlichen Mali ist ebenfalls ein Maximum erkennbar. Das Gebiet, in dem kein Niederschlag fällt, ist die Küste von Ghana und der Elfenbeinküste. Der größte Unterschied zu CLM.025 (neben den quantitativ höheren Niederschlagssummen) ist das Maximum an der Westküste. Dieses Maximum zeigt sich in CLM.025 nicht, dafür ist es sowohl in CLM0.22, als auch in CLM0.44 vorhanden. Abgesehen von diesen Niederschlägen im Westen und am östlichen Rand des abgebildeten Ausschnitts im südlichen Tschad, zeigen die zwei Klimaläufe auffällig wenige Gemeinsamkeiten. In beiden Läufen handelt es sich im Wesentlichen um skalige (nicht parametrisierte) Niederschläge, die jedoch in verschiedenen Regionen fallen. Ein sehr markantes nicht parametrisiertes, d.h. nicht konvektives Niederschlagsgebiet ist in Nigeria in CLM0.44 zu sehen. Mit weit über 100 mm liegt in diesem Gebiet das absolute Maximum an diesen Tagen. Bei CLM0.22 bildet sich nicht-parametrisierter Niederschlag in Ghana und der Elfenbeinküste aus und ragt über die Küste auf das Meer hinaus.

Die Niederschlagsverteilung bei CLM0.44 kann man in vier Zonen aufteilen: (1) das schon erwähnte Maximum in Nigeria, (2) eines im Südosten, bis 12° N, (3) eines westlich von 3° W und (4) eines im Niger. Von den vier Datensätzen fällt CLM0.44 besonders auf, weil hier viel Niederschlag auch nördlich von 16° N fällt.

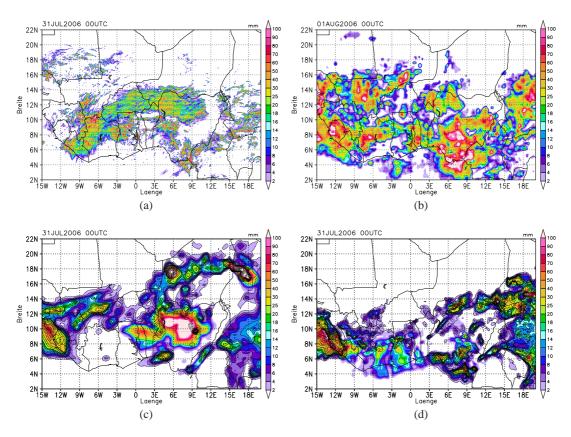


Abbildung 4.16: Niederschlagssumme über 48 h am 31. Juli und 1. August 2006. Schwarze Konturen in (c) und (d) entsprechen dem Niederschlag, der durch die Parametrisierung berechnet wurde: (a) CLM.025, (b) TRMM, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22.

4.4.2 Synoptische Lage

Um sich ein Bild der großräumigen Situation an diesen Tagen zu machen, wir zuerst ein Überblick über die Lage der Jet- und Trogachsen sowie die Strömung in 700 hPa gegeben. Beispielhaft ist der 12:00 UTC-Termin am 31.07. abgebildet (Abb. 4.17 und 4.18). An diesem Termin sieht man einige Besonderheiten, die sich auf die ganze Zeitspanne übertragen lassen.

In CLM0.44 ist der Jet stark, aber weit nördlich. Über die zwei Tage hinweg befindet er sich zwischen 17° N und 22° N; im Westen ist er nördlicher. Damit verbunden ist auch eine nördliche Position der AEWs. Bei 15° N und 5° W ist eine Zone mit erhöhter Krümmungsvorticity zu erkennen, die mit einer zyklonalen Rotation und niedrigem Geopotential verbunden ist (Abb. 4.18). Weiter im Osten davon (östlich von ca. 15° O) ist der Wind schwach und ein AEJ wurde nicht mehr detektiert. Um 18:00 UTC löst sich die Zirkulation zwar auf, allerdings bildet sich in

der Folge eine nächste, schwächere Rotation an ähnlicher Stelle. In der Folge wehen über Nigeria westliche Winde. Nachdem sich diese Zirkulation ebenfalls aufgelöst hat, ändern sich die Bedingungen und das Starkwindband wandert etwas nach Süden.

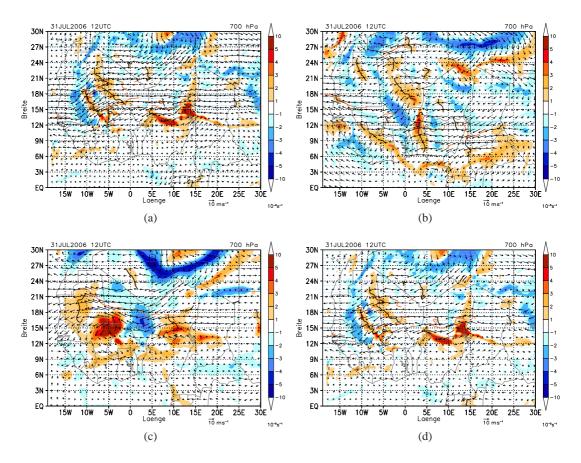


Abbildung 4.17: Windfeld in 700 hPa am 31.07. um 12:00 UTC. Als Linien sind in rot die Jetachse des AEJ und in schwarz die Trogachsen der AEWs dargestellt, unterlegt in Farbe ist die Krümmungsvorticity: (a) CLM.025, (b) ECMWF, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22.

Bei CLM0.22 liegt der Jet nicht so weit nördlich, aber nördlicher als bei ECMWF oder CLM.025, außerdem ist er deutlich schwächer und zweigeteilt. Die Position des östlich Teil ist durchgehend zwischen 15° N und 17° N; anfangs liegt er östlich von 5° O, verlagert sich aber kontinuierlich nach Westen (bis 3° W). Eine zweite Jetachse bildet sich ab 12:00 UTC am 31.07. bei 5° W und 20° N. Beide Jetachsen werden im Verlauf der zwei Tage länger und der Jet stärker. Markant ist hier auch der starke südliche Wind zwischen 15° O und 20° O, den man auch im Hovmöllerdiagramm (Abb. 4.19 (d)) am 31.07. wiedererkennt. Diese Strömung hängt nämlich nicht, wie man annehmen könnte, mit einem Rücken zusammen, sondern liegt südlich des Jets und der AEWs. Wie in CLM0.44, ist dies wieder auf eine zyklonale Rotation in 700 hPa zurückzuführen. Eine solche Rotation besteht schon am 31.07. um 00:00 UTC und löst sich bis 18:00 UTC weitestgehend auf. Somit zeigen beide Klimaläufe die Tendenz, Zikulationen in der Höhe im Osten des Investigationsgebiets zu modellieren, die das Strömungsfeld in 700 hPa in Westafrika stark beeinflussen.

Sowohl in der Reanalyse, als auch in CLM.025 liegt die Jetachse deutlich südlicher als in den Klimasimulationen. Bei ECMWF ist der Jet zu Beginn des Zeitraums schwach, aber mit Entwicklung des Trogs am 31.07. ab 12:00 UTC bei 5° O, wird er stärker. Westlich der Trogachse hat er eine nördlichere Position (etwa 15° N), im Osten südlicher (um 10° N). Am 01.08. werden sogar zwei Jetachsen übereinander detektiert, östlich von 0° bei 10° N und 13° N. Die Trogachsen sind im Hovmöllerdiagramm (Abb. 4.19 (b)) westlich von 20° O sehr klar zu erkennen. Dies liegt an der Position der Achsen, die sich genau über das Mittelungsgebiet zwischen 8° N und 15° N erstrecken. Die Anregung des AEWs findet bei 20° O statt, wo an beiden Tagen starke Nordwinde in 700 hPa vorherrschen.

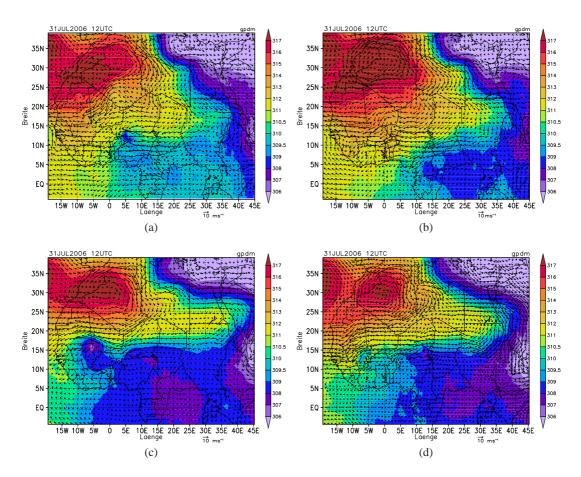


Abbildung 4.18: Geopotential und Horizontalwind in 700 hPa am 31.07. um 12:00 UTC: (a) CLM.025, (b) ECMWF, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22.

CLM.025 zeigt am 31.07. ein geringer ausgedehntes SHL als ECMWF (Abb. 4.18 (a)). Das führt in CLM.025 zu einer Nordströmung in 700 hPa bei etwa 0° und so zu einer südlicheren Position des AEJ und der AEWs. Am 31.07. ist der Jet zudem nur schwach ausgeprägt. Die Trogachse, die in Abb. 4.19 (a) deutlich ab 10° O zu sehen ist, wandert mit der Zeit nach Westen, dahinter bildet sich der Jet aus und wird stärker. Die Position der Jetachse liegt zwischen 10° N und 12° N. Am 01.08. ist, ähnlich wie in der Reanalyse ein zweiter, nördlicher Jet zu sehen. Er befindet sich westlich von 5° W in der Zone der starken Nordwinde (15-20° N).

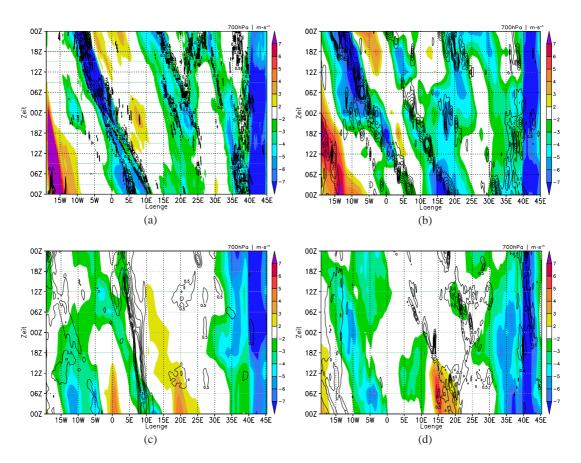


Abbildung 4.19: Hovmöllerdiagramm der Meridionalkomponente des Winds in 700 hPa am 31. Juli und 1. August 2006, der Niederschlag ist als schwarze Kontur dargestellt (jeweils gemittelt zwischen 8-15° N): (a) CLM.025, (b) ECMWF und TRMM, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22.

Die AEWs sind in diesem Zeitraum nicht so stark wie am 25./26. Juli (vgl. Abb. 4.19 und Abb. 4.10). Die südliche Strömung ist in allen Datensätzen schwach ausgeprägt. Nur in CLM.025 und ECMWF ist im Westen ab $10-15^{\circ}$ W eine stärkere Südströmung zu erkennen. CLM.025 hat auch bei 30° O einen Rücken simuliert. In der Reanalyse ist an diesem Punkt die Meridionalkomponente des Winds ebenfalls fast 0, eine Südströmung bildet sich aber nicht aus. Der Rücken, der sich bei ECMWF bei 5° O um 10:00 UTC am 31.07. bildet, ist bei CLM.025 etwas breiter und wird im Hovmöllerdiagramm später sichtbar. Die Verlagerungsgeschwindigkeit der AEWs liegt bei ECMWF mit $14 \,\mathrm{m \ s^{-1}}$ etwas höher als in CLM.025 (9 m s⁻¹). Trotz dieser kleineren Unterschiede ist die allgemeine Struktur der AEWs in CLM.025 und der Reanalyse ähnlich.

Beide Klimaläufe zeigen im Zeitraum schwächere Amplituden der AEWs. Dies hängt auch damit zusammen, dass der Jet und auch die AEWs (vor allem bei CLM0.44) sehr weit nördlich (zwischen 17° N und 22° N) und damit nicht mehr im Mittelungsgebiet liegen, was für das Hovmöllerdiagramm verwendet wurde. Allerdings sind die Ähnlichkeiten zwischen den beiden Klimasimulationen in diesem Zeitraum deutlich größer als am 25./26. Juli.

4.4.3 Lage der ITD, Bewölkung und Bodenwerte

Nach der Diskussion der großräumigen Situation folgt hier wieder die Analyse der Werte in Bodennähe und in der Grenzschicht. Die Entwicklung der verschiedenen Größen über die zwei Tage wird ohne zeitliche Darstellungen erläutert. Die Bedingungen werden beispielhaft anhand des 31.07. um 18:00 UTC beschrieben.

Die Strömung über dem Golf von Guinea ist in allen Datensätzen an diesem Termin ähnlich (Abb. 4.20). Am 31.01. findet die Einströmung feuchter Luft aus südlichen Richtungen hauptsächlich im Westen des betrachteten Ausschnitts statt. Im Osten, vor der Küste von Nigeria, wehen die Winde aus westlichen Richtungen und sind schwächer. Am 01.08. ändern sich die Bedingungen zunehmend; die Strömung vor Nigeria wird stärker und dreht auf Südwest, im Westen dagegen schwächt sie etwas ab und dreht ebenfalls auf Südwest.

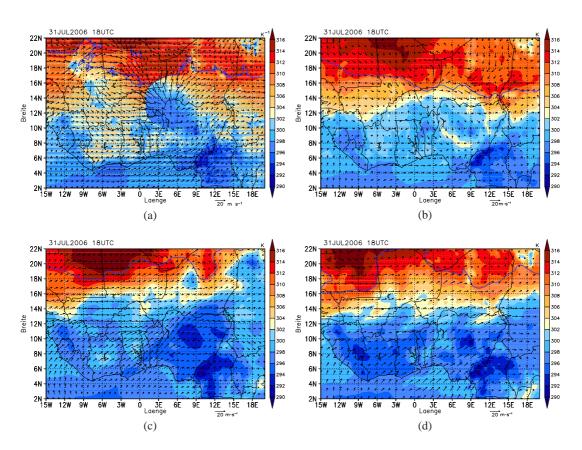


Abbildung 4.20: Temperatur in 2 m am 31.07. um 18:00 UTC. Darüber ist der Horizontalwind in 925 hPa und als blaue Linie der Taupunkt von 15° C als Kriterium für die Lage der ITD eingetragen: (a) CLM.025, (b) ECMWF, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22.

Das Windfeld über Land ist bei CLM.025 geprägt von lokalen, sehr hohen Windgeschwindigkeiten, die wohl mit Böenlinien von MCSs zusammenhängen (darauf wird später noch genauer eingegangen). Die Klimaläufe dagegen zeigen wieder eine Strömung, die stark von der Umströmung der Orographie über Land geprägt ist. Dabei dreht die starke südliche Einströmung im Westen aus dem Golf von Guinea über Land auf südwestliche Richtungen, die nördlich von Ghana/Nigeria

auf West dreht und über Niger zu einer südwestlichen Strömung wird.

Die ITD liegt, wie am 25./26. Juli, in den Klimaläufen etwas nördlicher als bei CLM.025 und der Reanalyse. In CLM0.44 ist der Monsun am intensivsten und die ITD liegt nördlich von 20° N. In Abb. 4.21 (c) ist deutlich zu erkennen, dass Gebiete mit hoher Feuchte im Vergleich zu den anderen Datensätzen ebenfalls weit im Norden liegen. Dies ist während der gesamten zwei Tage der Fall. Wie schon am 25./26.07. hat in ECMWF die ITD die südlichste Lage (bei 17° N). In CLM0.22 und CLM.025 liegt die ITD im Durchschnitt bei 19° N. Eine Auffälligkeit bei den Klimaläufen ist die trockene Luft über dem Golf von Guinea (südlich von 4° N). So ergibt es sich, dass am 01.08. das Feuchtemaximum, dass am gesamten Tag davor entlang der Küste zu sehen war, schwächer wird, da Luft aus dem Golf von Guinea advehiert wird.

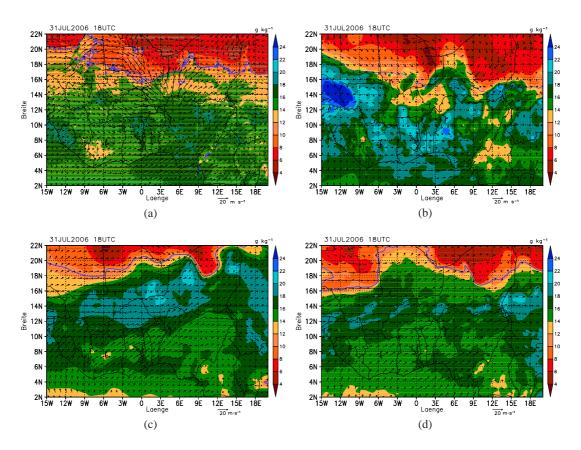


Abbildung 4.21: Spezifische Feuchte in 2 m am 31.07. um 18:00 UTC. Darüber ist der Horizontalwind in 925 hPa und als blaue Linie der Taupunkt von 15° C als Kriterium für die Lage der ITD eingetragen: (a) CLM.025, (b) ECMWF, (b) CLM0.44, (c) CLM0.22.

Im Temperaturfeld in 2 m sieht man deutliche Unterschiede in den Daten, vor allem zwischen CLM.025 (ECMWF) und den beiden Klimaläufen. Die Temperaturen sind in CLM.025 im Allgemeinen höher, man sieht jedoch kältere Regionen, die mit den oben erwähnten starken Windgeschwindigkeiten in 925 hPa verbunden sind (vgl. Abb. 4.20 (a) bei 3° O und 13° N). Der Wolkenbedeckungsgrad kann wieder wie am 25./26.07. zum Vergleich mit CLM0.44 und CLM.022 herangezogen werden. Die Bedeckung in den Klimaläufen ist deutlich höher als in CLM.025

(vgl. Abb. 4.22). Somit hemmt am Tag die geringere solare Einstrahlung die Erwärmung der bodennahen Luftschichten. Nachts hingegen verhindert ein höherer Bedeckungsgrad die stärkere Abkühlung der bodennahen Luftschicht und führt so zu einer geringeren negativen langwelligen Strahlungsbilanz. Dies ist konsistent mit der Simulation der Temperatur. Denn obwohl CLM.025 tagsüber höhere Temperaturen über Land zeigt, ist nachts die Verteilung sehr ähnlich wie die der Klimaläufe. Der Temperaturunterschied zwischen Tag und Nacht ist in den Klimaläufen demnach geringer.

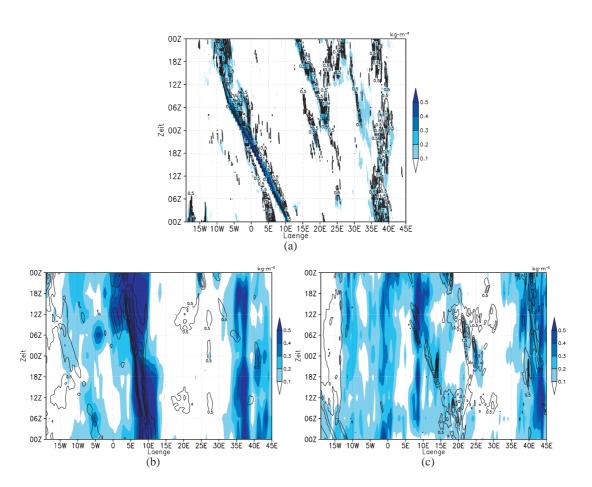


Abbildung 4.22: Hovmöllerdiagramm der Summe von Wolkenwasser und Wolkeneis am 31. Juli und 01. August 2006. Als schwarze Kontur ist der Niederschlag abgebildet: (a) CLM.025, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22.

Die Niederschlagsverteilung zu dem Zeitpunkt wie die eben beschriebenen bodennahen Felder ist in Abb. 4.23 dargestellt. In allen drei Simulationen gibt es jeweils ein Hauptgebiet des Niederschlags und sonst nur schwache Niederschläge. Bei CLM.025 ist das Hauptniederschlagsgebiet zwischen 0° und 3° O und 12-14° N. Man erkennt deutlich die linienhafte Struktur einer Gewitterlinie und die Zugrichtung ist westlich bis südwestlich (Abb. 4.22). Der wesentliche Niederschlag in CLM0.44 entsteht durch ein fast stationäres System über Nigeria (Abb. 4.22 (c)). Es handelt sich dabei um nicht parametrisierten Niederschlag. CLM0.22 zeigt ein parametrisiertes Niederschlagsgebiet bei 13° O und 14° N. In den TRMM-Daten liegt zu diesem Zeitpunkt dagegen mehr

Niederschlag im abgebildeten Ausschnitt vor. Ein starkes System mit über 25 mm h⁻¹ ist nördlich von Burkina Faso positioniert und schwächere Niederschläge sind südlich von 12° N zu sehen.

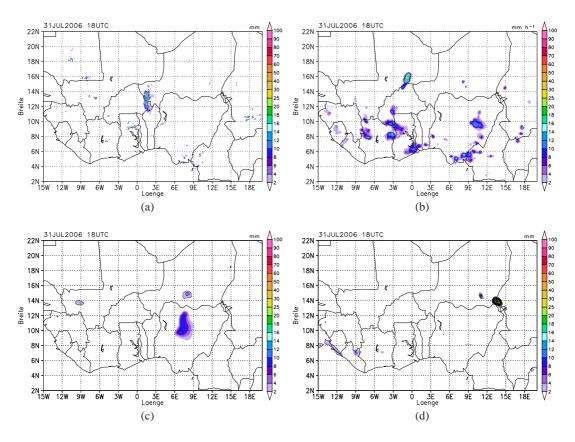


Abbildung 4.23: Stündlicher Niederschlag am 31.07. um 18:00 UTC. Schwarze Konturen in (c) und (d) entsprechen Niederschlag, der durch Parametrisierung berechnet wurde: (a) CLM.025, (b) TRMM, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22.

Vergleicht man die Abbildungen 4.20 und 4.21 mit den Niederschlägen in Abb. 4.23, lassen sich einige Zusammenhänge erkennen. Das 925 hPa-Windfeld ist in CLM.025 stark beeinflusst von der Gewitterlinie im Osten von Burkina Faso. Auch kleinere Systeme, die in diesem Ausschnitt nur schwer in Mali und Mauretanien erkennbar sind, haben aufgrund der Böenlinien an der Vorderseite dieser konvektiven Systeme starke Auswirkungen auf das großräumige Windfeld. Solch extremen Einfluss sieht man bei den anderen Läufen nicht, was ein Effekt der höheren Auflösung in CLM.025 ist. Zwar verursachen starke Systemen in CLM0.44 und CLM0.22 manchmal ebenfalls eine Veränderung des großräumigen Strömungsfelds in 925 hPa, aber nicht in dieser Form, sondern als Umströmung des Systems und ggf. einer angedeuteten Rotation. Die starke Veränderung der Westströmung durch das markante MCS in CLM.025 bewirkt, vor allem in der Nacht zum 01.08., eine Konvergenzzone vorderseitig des Systems. Wie in Abb. 4.20 (a) zu sehen ist, stoßen die starken Ostwinde an der Vorderseite des Systems mit einer starken Nordströmung zusammen, die sich hinter den kleinen Systemen in Mali und Mauretanien ausbildet und sich mit der Zeit noch verstärkt. Dadurch entsteht in diesem Bereich eine Konvergenzzone, durch die häufig neue Konvektionszellen ausgelöst werden können (Klüpfel et al., 2011). Dies sind Prozesse, die

in den groben Klimaläufen nicht vorkommen, obwohl sie skalig sind, sich aber aus subskaligen Prozessen entwickeln.

Durch die 2 m-Temperatur und -Feuchte kann man MCSs in den Klimaläufen ebenfalls nicht lokalisieren, bei CLM.025 jedoch sehr deutlich. Vor allem im Temperaturfeld können MCSs anhand niedriger Temperaturen in 2 m ausgemacht werden.

4.4.4 MCS-Verfolgung

Die Einflüsse der großräumigen sowie bodennahen Bedingungen am 31. Juli und 01. August auf die Entstehung und Entwicklung von Niederschlag wird im Folgenden untersucht. Dazu wird der Fokus auf die Auslösung und die Zugbahnen von MCSs gelegt, die wie in Kapitel 4.3.4 einzeln identifiziert und verfolgt wurden. Auch der Vergleich der Niederschlagssummen und der Anteil des Niederschlags durch MCSs in der Niederschlagssumme wird untersucht.

Bei CLM.025 ist die 48 h-Summe geprägt von der Zugbahn des MCS mit Nummer 1 (Abb. 4.24). Dieses System existiert schon am 31.07. um 00:00 UTC und zieht über die gesamten 48 h von 11° 0, 12° N bis zur Westküste bei 6° N. Entlang der Zugbahn dieses Hauptsystems entstehen im Lauf der zwei Tage kleinere Systeme (z.B. 2, 3, 4, 5 und 8), wobei es sich bei Nummer 8 anfangs um einige Einzelsysteme handelt, die sich gegen 23:00 UTC am 01.08. zu einer Gewitterlinie formieren. Bei den nördlichen Niederschlägen (Systeme 6 und 7) handelt es sich im Vergleich mit den restlichen um eher schwache, nicht linienförmig organisierte Systeme.

Wie in der Niederschlagssumme der TRMM-Daten schon zu sehen ist, fällt an diesen Tagen sehr viel Niederschlag. Dieser ist, wie in Abb. 4.24 (b) zu erkennen, mit vielen MCSs verbunden, die im gesamten Ausschnitt entstehen. Die meisten langlebigeren Systeme entwickeln sich am 31.07.. Die Systeme 9, 10 und 11 sind die einzigen, die sich am 01.08. bilden und führen zu der hohen Niederschlagssumme an der Westküste. System Nummer 3 ist schon am 31.07. um 00:00 UTC entwickelt und befindet sich in ähnlicher Position wie MCS Nummer 1 aus CLM.025. Dabei handelt es sich wahrscheinlich um das MCS, das nach Birch et al. (2012) ein zweites MCS am 31.07. durch eine Schwerewelle auslöste (vlg. Kapitel 4.2). Dieses zweite MCS ist in den TRMM-Daten mit der Nummer 8 gekennzeichnet, in CLM.025 ist es nicht simuliert.

Auch in der Verfolgung der MCSs wird der Unterschied von CLM.025 und ECMWF zu den Klimaläufen sehr deutlich. In CLM0.44 ist das Niederschlagsmaximum, das aus nicht parametrisiertem Niederschlag besteht, durch ein fast stationäres System (Nummer 1, 1.2 und 1.3) über Nigeria entstanden. Die Niederschlagssumme von CLM0.22 zeigt ebenfalls einen deutlichen Anteil an nicht parametrisiertem Niederschlag. Dieser ist jedoch nicht mit einzelnen MCSs verknüpft. Allgemein sind alle MCSs, die in CLM0.22 südlich von 12° N detektiert wurden sehr schwach mit maximal 6 mm pro Stunde und nicht alle davon sind parametrisiert. Die Systeme im Nordosten dagegen sind deutlich konvektiv mit hohem stündlichen Niederschlag. Sie entstehen hauptsächlich am 01.08..

Neben dem stationären System in Nigeria fallen in CLM0.44 die Niederschläge im Norden des Niger auf. Die Systeme 2, 3 und 5 tragen den wesentlichen Teil zur Niederschlagssumme in dieser

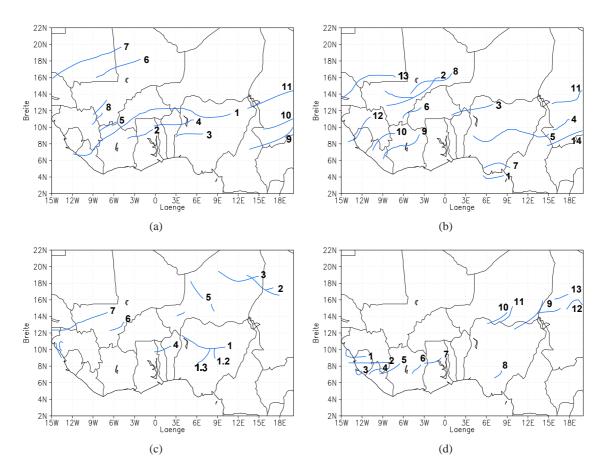


Abbildung 4.24: MCS-Zugbahnen am 31. Juli und 1. August 2006: (a) CLM.025, (b) TRMM, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22.

Region bei. Im Osten und im Westen des Ausschnitts, wo ebenfalls viel Niederschlag fällt, ist dieser selten mit der Entwicklung von MCSs verbunden. In Kapitel 4.4.1 wurde die Niederschlagsverteilung von CLM0.44 in vier Zonen aufgeteilt, weil sich neben der Art des Niederschlags auch die Zugrichtung der Systeme in diesen Zonen unterscheidet. Im Südwesten ist die Richtung klar westlich, ebenso wie in Nigeria, wo die Geschwindigkeit des Systems aber sehr langsam ist. Im Gegensatz dazu ziehen die MCSs im Nordosten nach Nordwest. In den anderen Datensätzen ist die Zugrichtung West bis Südwest.

Der Zusammenhang zwischen der großräumigen Strömung und der Zugrichtung und -geschwindigkeit ist durch den Vergleich der Abbildungen 4.24 und 4.17, 4.18, bzw. 4.19 möglich. Eine gute Übersicht bietet speziell das Hovmöllerdiagramm 4.19, wo sich die Lage des Niederschlags und damit der MCSs in Bezug auf die Trogachsen der AEWs abschätzen lässt. In CLM.025 ist das prägendste Niederschlagsband mit System 1 verbunden und verläuft von etwa 10° O in 48 h bis 5° W. Das entspricht einer Zuggeschwindigkeit von 16 m s⁻¹. Die Lage ist zu Beginn in einem Gebiet schwacher negativer Winde in 700 hPa, also im Trog einer AEW. Im Verlauf wandert der Niederschlag in die Zone der maximalen negativen Geschwindigkeiten (trogvorderseitig). Dieses System ist auch im Geopotentialfeld in Abb. 4.18 (a) durchgängig durch die Veränderung des Strömungsfelds und

geringe Werte des Geopotentials erkennbar. Etwas weiter westlich von diesem Niederschlagsband (bei 5° O) ist ebenfalls Niederschlag zu sehen, der nach Westen zieht. Systeme 3 und 4 bilden dieses Band, das eine Geschwindigkeit von 10 m s⁻¹ besitzt und ebenfalls trogvorderseitig liegt. Diese Systeme bewegen sich also mit fast der gleichen Geschwindigkeit wie die Trogachse. Ein weiterer Trog liegt weiter östlich ab etwa 20° O. Darin entwickeln sich ab dem Abend des 31.07. drei weitere Systeme, die in Abb. 4.24 (a) in das abgebildete Gebiet hinein ziehen. Die Zuggeschwindigkeiten liegen jeweils bei 13 m s⁻¹. Bei der Zugbahn des Systems Nummer 12 handelt es sich um die durchschnittliche Zugbahn von vielen kleinen Zellen, die sich zum Ende des betrachteten Zeitraums zu einer Gewitterlinie organisiert haben. Auch der Niederschlag, der östlich von den gerade erwähnten MCSs fällt, befindet sich fast ausschließlich in einer nördlichen Strömung. Der Jet ist in CLM.025, wie in Kapitel 4.4.3 beschrieben, schwach und befindet sich stets östlich der Trogachse. Er zieht mit der AEW nach Westen und wird über die zwei Tage stärker. Eine Auswirkung dieser Verstärkung des Jets auf die konvektive Aktivität in Westafrika ist jedoch nicht zu beobachten. Die nördliche Position des Jets stimmt aber in etwa mit der des Gebiets des Hauptniederschlags überein. Der gesamte Niederschlag fällt außerdem an diesen Tagen südlich der ITD.

Bei TRMM sieht die Situation ähnlich aus. Auch hier fällt der Niederschlag in Gebieten, die trogvorderseitig, bzw. im Trog einer AEW liegen und auch die Anzahl und die Lage der AEWs ist vergleichbar. In TRMM ziehen die MCSs mit Geschwindigkeiten zwischen 13 m s⁻¹ und 19 m s⁻¹. Das schnellste System ist MCS Nummer 14, welches am Nachmittag des 31.07. in den kleinen Ausschnitt hineinzieht, und, wie aus dem Hovmöllerdiagramm ersichtlich wird, bei 23° O um 14:00 UTC entsteht. Fast genauso schnell ist MCS Nummer 11, das ebenfalls östlich des gewählten Ausschnitts entsteht und eine Geschwindigkeit von 18 m s⁻¹ erreicht. Das Niederschlagsband ab 7° O hängt mit dem MCS 3 zusammen und ist in dieser Darstellung sehr ähnlich positioniert wie MCS 1 aus CLM.025. Die Geschwindigkeit in TRMM beträgt aber nur 14 m s⁻¹ und das System hat eine geringere Lebensdauer als das in CLM.025. Ein Zusammenhang der Jetachse mit der Auslösung von Konvektion ist in diesen Daten nicht sichtbar, nördlich der ITD fällt hier aber ebenfalls kein Niederschlag.

Wie man schon in der Niederschlagssumme der zwei Tage gesehen hat, treten in den Klimasimulationen keine vergleichbaren Zugbahnen von Niederschlag auf. In CLM0.22 sieht man stationären Niederschlag bei 15° W. Aus diesen lang anhaltenden schwachen Niederschlägen setzt sich das Maximum an der Küste zusammen, das, wie oben schon erwähnt, nicht durch ein oder mehrere MCSs entsteht. Die einzigen stärkeren MCSs ziehen von Osten in den kleinen Ausschnitt in Abb. 4.24 (d) hinein. Im Hovmöllerdiagramm sind sie ab etwa 22° O abgebildet und ziehen mit einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von 15 m s⁻¹. In diesem Niederschlagsband sind auch die Systeme 10 und 11 enthalten, die am 01.08. enstehen. Diese beiden Systeme, ebenso wie das MCS mit der Nummer 13, entwickeln sich unter der am 01.08. erstarkten Jetachse.

Auch bei CLM0.44 ist nur ein Niederschlagsband deutlich erkennbar. Dies entspricht dem System Nummer 1, das mit einer Geschwindigkeit von 4 m s $^{-1}$ von 10° O nach 3° O zieht. Es handelt sich bei diesem System um das mit Abstand langsamste. Die im Geopotential beobachtete zyklonale Rotation mit den verbundenen Westwinden in 700 hPa ist einer der Gründe, warum dieses System

fast stationär ist. In den Daten von CLM0.44 wird auch die Jetachse sehr weit nördlich detektiert. Die Systeme, die nördlich von 16° N entstehen und die rein konvektiv sind (2, 3 und 5), liegen bei der Entstehung alle unter der Jetachse und trogvorderseitig. Dieser Niederschlag ist in Abb. 4.19 (c) nicht abgebildet, da das Mittelungsgebiet nur Niederschläge bis 15° N berücksichtigt. Das ist auch der Grund, warum in CLM0.44 keine AEWs in dieser Abbildung zu erkennen sind. Die Position des AEWs befindet sich in dieser Simulation nördlich der 15° N-Grenze. Auch die ITD hat in CLM0.44 die nördlichste Position im Vergleich mit den anderen Datensätzen; ebenso ist die Feuchte im Norden höher (vgl. Abb. 4.21). Dies führt zu einer sehr nördlichen Position der Niederschläge in diesem Zeitraum.

5. Darstellung von MCSs im Modell

Nachdem im letzten Kapitel auf die unterschiedliche Entstehung und Verteilung des Niederschlags eingegangen wurde, sollen im Folgenden die unterschiedlichen Darstellungen von MCSs in den einzelnen CLM-Läufen analysiert werden. Dabei werden einzelne Systeme zu verschiedenen Zeitpunkten herausgegriffen und das System selbst, aber auch der Einfluss des Systemdurchzugs auf die Grenzschicht wird untersucht.

5.1 Fallbeispiel in CLM.025 am 31. Juli um 12:00 UTC

Für CLM.025 wird das System analysiert, das am 31. Juli und 1. August prägend für den Niederschlag in Westafrika war (System 1 in Abb. 4.24, Zuggeschwindigkeit: 16 m s⁻¹). In Abb. 5.1 sieht man deutlich die linienhafte Struktur des nach Westen ziehenden Systems. Ein wesentliches Merkmal ist die Böenfront, mit starken Ostwinden an der Vorderseite des Systems. Die großräumige westliche Windrichtung wird durch das System deutlich modifiziert. Im Zentrum des MCS liegen schwächere Ostwinde und nördlich davon entwickelt sich eine Südströmung.

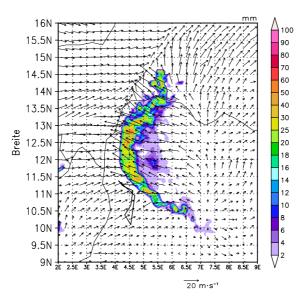


Abbildung 5.1: MCS am 31. Juli um 12:00 UTC über Burkina Faso. Farbig ist der stündliche Niederschlag dargestellt, die Windpfeile sind der Horizontalwind in in 925 hPa.

Dieses System hat eine Nord-Süd-Ausdehnung von etwa 4°, das sind mehr als 400 km. Im Temperatur- bzw. Windfeld in 925 hPa sind die Auswirkungen des MCS in einem Gebiet von über 700x700 km² sichtbar (vgl. Abb. 4.20). Das MCS verändert bei seinem Durchzug die atmosphärischen Bedingungen auf größeren Skalen. In diesem Beispiel führen die starken Südwinde an der Nordseite des Systems zu einer Nordverschiebung der ITD und somit zu einem tieferen Einströmen feuchter Luft nach Norden (vgl. Abb. 4.20).

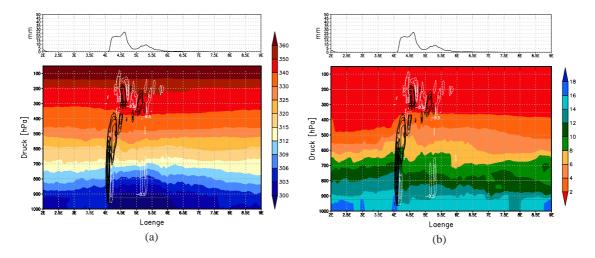


Abbildung 5.2: Vertikalschnitt durch das MCS am 31. Juli um 12:00 UTC bei 12° N und Niederschlag (oben). Schwarze Linien sind Aufwinde, weiße gestrichelte Linien Abwinde. (a) Potentielle Temperatur und (b) spezifische Feuchte.

In Abb. 5.2 sind Vertikalschnitte von West nach Ost durch das System dargestellt. Es sind die spezifische Feuchte und die potentielle Temperatur mit der Vertikalgeschwindigkeit abgebildet. Der Aufwindbereich ist sehr schmal und befindet sich an der Vorderseite des Systems. Abwinde findet man direkt hinter dem Aufwind und in einiger Entfernung zwischen 5° O und 5,5° O. Im Bereich dieser Auf- und Abwinde ist der Niederschlag hoch, ab 5° O schließt sich ein Bereich mit deutlich niedrigeren Niederschlägen an. Dies sind typische Eigenschaften einer Gewitterlinie, wie sie schon in Kapitel 2.2 beschrieben wurden. Dem konvektiven Teil einer Gewitterlinie mit kräftigen Niederschlägen folgt ein stratiformes Niederschlagsgebiet, in dem Abwinde vorherrschen. Die Aufwinde erreichen in der Simulation Werte von fast 7 m s $^{-1}$ (Abwinde: 4 m s $^{-1}$). Im Aufwindbereich der Böenfront ist bis etwa 750 hPa eine horizontal konvergente Strömung von circa \pm 0,005 s $^{-1}$ vorhanden, in den oberen Schichten dagegen eine divergente von etwa \pm 0,003 s $^{-1}$ (Abb. 5.3). Dies stimmt ebenfalls mit dem konzeptionellen Modell eines MCS überein: in der unteren Troposphäre kommt es zu einem Zusammenströmen der Luft, wodurch Aufwinde entstehen. In der oberen Troposphäre strömen die Luftmassen auseinander und vor und hinter dem Aufwindbereich sinken die Luftmassen ab.

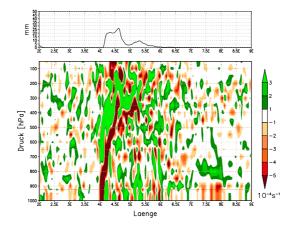


Abbildung 5.3: Vertikalschnitt mit Horizontaldivergenz und Niederschlagsverteilung (oben) am 31. Juli um 12:00 UTC bei 12° N.

Der Vertikalschnitt durch das Temperaturfeld weist im Bereich des MCS niedrigere Temperaturen als in der Umgebung vom Boden bis circa 700 hPa auf. Oberhalb von 700 hPa nimmt die Temperatur leicht ab. Dies ist u.a. eine Folge der stattfindenden Phasenumwandlungen. Die freiwerdende Kondensationswärme führt zu Temperaturerhöhung im oberen Bereich des MCS und durch die Niederschläge, die verdunsten, kommt es zu einer Abkühlung. Dadurch entstehen Abwinde und es bildet sich die Böenfront aus. Dies ist der Mechanismus, der, wie in Kapitel 2.2 beschrieben, zu einer Dichteströmung und deutlicher Abkühlung in der unteren Troposphäre führt. Auch die Feuchte wird von dem System umverteilt. In der unteren Troposphäre ist ein Maximum an der Vorderseite des Systems zu erkennen. Dahinter geht die Feuchte in den unteren Schichten geringfügig zurück. In der Höhe (ab etwa 600 hPa) liegt die Feuchte höher als in der Umgebung.

Wie sich der Durchzug dieses MCS auf verschiedene Parameter in 925 hPa auswirkt, ist in Abb. 5.4 (b) zu sehen. Zwischen 11:00 und 12:00 UTC nimmt die äquivalent potentielle Temperatur um 12° C, die Feuchte um 3 g kg⁻¹ und die potentielle Temperatur um 5° ab. Die Verteilung der äquivalent potentiellen Temperatur zeigt ein deutliches Minimum im Bereich des MCS (Abb. 5.4 (a)). Der Abfall von θ_e ist deutlich an der Vorderseite des Systems zu sehen. Im Profil der äquivalent potentiellen Temperatur (Abb. 5.2) sieht man den Rückgang bis 700 hPa ebenfalls deutlich. Die labile Schichtung wird während des Durchzugs also abgebaut und die Energie wird umgeschichtet. Denn mit der äquivalent potentiellen Temperatur ist die feucht-statische Energie definiert (nach Kraus (2001): $h = c_p \theta_e + Lq$), wodurch θ_e auch als Maß der vorhandenen Energie verwendet wird. Kohler et al. (2010) haben bei der Auswertung von Radiosondenaufstiegen aus Westafrika eine lineare Korrelation zwischen θ_e und CAPE (engl.: "Convective Available Potential Energy") in der unteren Troposphäre (925 hPa) festgestellt. Die Voraussetzungen für konvektive Aktivität nach dem Durchzug sind demnach schlecht, da dafür keine Energie mehr zur Verfügung steht. Die äquivalent potentielle Temperatur ist in Bodennähe auch 12 Stunden nach Durchzug des MCS noch reduziert. Diese simulierten Bedingungen stimmen gut mit Beobachtungen überein. Schwendike et al. (2010) haben die Änderungen verschiedener Größen in der Grenzschicht

und am Boden beim Durchzug von zwei MCSs in 2006 untersucht. Dabei wurde festgestellt, dass nach dem Durchzug eines MCS zwei Tage vergingen, bevor die Instabilitätsbedingungen wieder wie vor dem MCS vorlagen. So lange waren die Bedingungen für konvektive Prozesse deutlich reduziert.

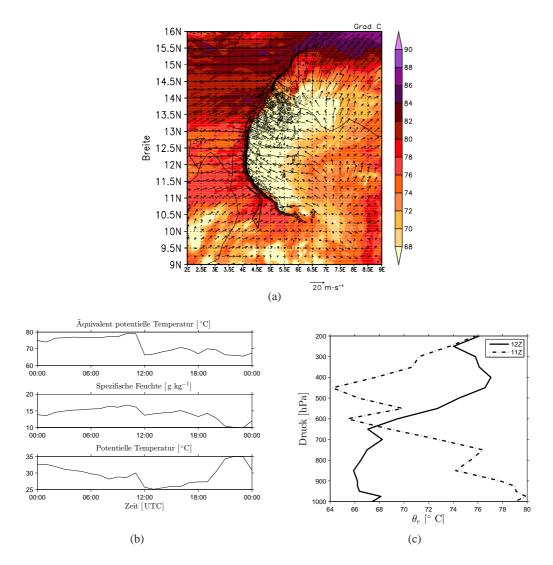


Abbildung 5.4: (a) Horizontale Verteilung der äquivalent potentiellen Temperatur in 925 hPa mit dem Windfeld in 925 hPa und dem Vertikalwind als schwarze Linien. (b) Zeitliche Verläufe der äquivalentpotentiellen Temperatur, der spezifischen Feuchte und der potentiellen Temperatur in 925 hPa am 31. Juli. bei 12° N und 4° O. Der Durchzug des Systems findet um 12:00 UTC statt. (c) Profil der äquivalentpotentiellen Temperatur vor (gestrichelte Linie) und nach (durchgezogene Linie) dem Durchzug des MCS um 12:00 UTC bei 12° N und 4,5° O.

5.2 Fallbeispiel in CLM0.22 am 26. Juli um 00:00 UTC

In CLM0.22 ist am 26.07. um 00:00 UTC ein starkes Niederschlagsmaximum bei 6° W und 15,5° N zu sehen (siehe Abb. 5.5). Dieses System ist in Abb. 4.15 gekennzeichnet durch die Nummer 6. Es entstand bei 0° und 17° N und hatte eine Lebensdauer von 19 h, wobei es sich zwischenzeitlich aufgespaltet und wieder vereinigt hat. Auch um 00:00 UTC ist zu erkennen, dass das Niederschlagsgebiet insgesamt aus einem Haupt- und zwei Nebenmaxima besteht.

Im Windfeld in 925 hPa ist keine Modifikation durch das System zu erkennen (Abb. 5.5). In der mittleren Troposphäre, in der eine Ostströmung vorherrscht, sieht man ebenfalls keinen Einfluss durch das MCS (hier nicht gezeigt). Das Systems zieht mit einer Zuggeschwindigkeit von circa $12\,\mathrm{m\,s^{-1}}$ nach Westen. Die Zugrichtung ist aus der Form des Systems allerdings nicht ersichtlich, denn das MCS hat, anders als in CLM.025, nicht die Form einer Gewitterlinie, sondern ist relativ oval. Das Maximum des Niederschlags liegt eher rückseitig des Systems, bei $15,5^{\circ}$ N und $5,5^{\circ}$ W. Der Niederschlag im nördlichen Nebenmaximum ist geringer, die Form ähnelt wegen der größeren Nord-Süd-Ausdehnung eher einer Gewitterlinie. Der meiste Niederschlag in diesem MCS ist parametrisiert, also konvektiv, zu erkennen an den gestrichelten Linien in Abb. 5.5.

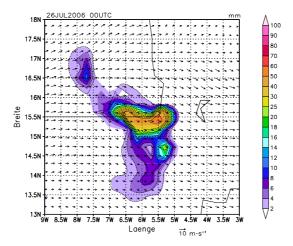


Abbildung 5.5: MCS am 26. Juli um 00:00 UTC über . Farbig ist der stündliche Niederschlag dargestellt, die Windpfeile sind der Horizontalwind in 925 hPa.

In Abb. 5.6 sind Vertikalschnitte von potentieller Temperatur, Feuchte und Vertikalgeschwindigkeit zu sehen. Die Schnitte wurden durch das Maximum des Niederschlags in 15,5° N gelegt. Der Aufwindbereich ist so breit wie das Niederschlagsgebiet (1,5°). Vorder- und rückseitig davon werden Abwinde modelliert. Der Vertikalwind beträgt zwischen -0,3 m s⁻¹ (Abwind) und 1,6 m s⁻¹ (Aufwind). In der Temperatur sind leicht niedrigere Werte (von ca. 2° C) als in der Umgebung des MCS zu erkennen. In der Höhe ist dies bis 850 hPa zu sehen. Die Feuchte ist im MCS in der unteren Troposphäre höher, in der mittleren und hohen Troposphäre niedriger als in der Umgebung des MCS.

Um zu überprüfen, ob das Ansteigen der Feuchte durch das System verursacht wurde, wird auch

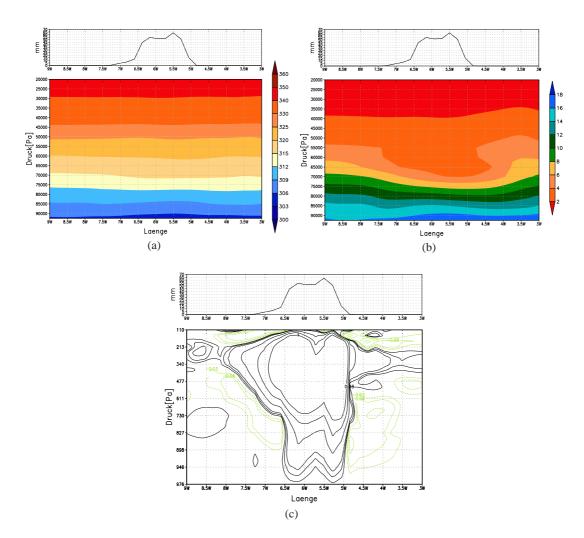


Abbildung 5.6: Vertikalschnitt durch das MCS am 26.07. um 00:00 UTC bei 15,5° N mit Niederschlag (oben) (a) Potentielle Temperatur und (b) spezifische Feuchte und (c) Vertikalgeschwindigkeit (schwarze Linien sind Aufwinde und grüne Linien Abwinde).

die horizontale Verteilung der Feuchte analysiert (Abb. 5.7 (b)). Zum Beobachtungszeitpunkt liegt das System in einem Bereich mit hohen Feuchtewerten. Diese sind aber nicht mit dem System herantransportiert worden, sondern das System ist in ein Gebiet mit hoher Feuchte gezogen. Im Temperaturfeld in 2 m (Abb. 5.7 (a)) sieht man im Bereich des Niederschlagsmaximums keine größeren Differenzen im Vergleich zur Umgebung. Nördlich davon, bei 17° N, ist allerdings ein höherer Temperaturgradient zu erkennen. Er befindet sich an der Position des nördlichen Nebenmaximums des Niederschlag. In Abb. 5.8 (a) ist zu erkennen, dass in dieser Region in 925 hPa die Aufwinde stärker sind als im Niederschlagsmaximum bei 15,5° N

Die räumliche Verteilung der äquivalent potentiellen Temperatur zeigt eine Struktur mit zwei Maxima im gezeigten Ausschnitt (vgl. Abb. 5.8 (a)). Die Energie, die für die Entstehung und den Erhalt von konvektiven Systemen benötigt wird, ist also nach dem Durchzug des MCS immer noch vorhanden. Dies zeigt sich auch beim Vergleich der Profile der äquivalent potentiellen

Temperatur, die in der Abb. 5.8 (c) vor, während und nach Durchzug des MCS dargestellt sind. Während dem Durchzug des MCS ist eine leichte Abnahme in 925 hPa zu beobachten. Allerdings ist diese sehr gering und es kommt zu keiner Umschichtung der Energie, das heißt einer Abnahme von θ_e im unteren Bereich der Troposphäre und einer Zunahme im oberen Bereich. Auch in der zeitlichen Änderung der Größen in 925 hPa ist nur eine leichte Abnahme der Feuchte und äquivalent potentiellen Temperatur zu sehen (Abb. 5.8 (b)). Die potentielle Temperatur erfährt keine Änderung.

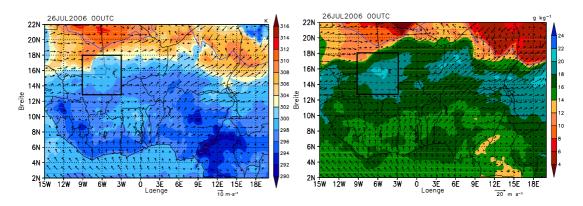


Abbildung 5.7: Bodennahe Felder mit 925 hPa-Wind am 26.07. um 00:00 UTC: (a) 2 m-Temperatur und (b) spezifische Feuchte in 2 m. Schwarz umrandet ist die Position des MCS.

5.3 Vergleich zwischen Klimasimulationen und CLM.025

Die beiden obigen Beispiele sind ausgewählt worden, weil sie repräsentativ für modellierte MCSs in CLM.025 und CLM0.22 stehen. In CLM0.44 sind die Charakteristika der Systeme identisch mit denen in CLM0.22, deshalb wird auf die Darstellung anhand eines Beispiels verzichtet.

Aufgrund der höheren Auflösung von CLM.025 im Vergleich zu CLM0.22 bei der Modellierung von MCSs ergeben sich einige deutliche Unterschiede. So ist die Struktur einer Gewitterlinie in CLM.025 im Vergleich mit Beobachtungen realistisch wiedergegeben. Der konvektive Bereich an der Vorderseite und der nachfolgende stratiforme Bereich werden ebenso realitätsnah modelliert wie die Auf- und Abwindbereiche und die Horizontaldivergenz. Der Aufwindbereich ist in diesem Beispiel etwa 25 km breit.

Die Form eines MCS ist bei CLM0.22 eher rund als linienförmig. Die Aufwinde und Abwinde sind fast eine Größenordnung kleiner als in CLM.025 (etwa 1,6 m s⁻¹ im Verglich zu 7 m s⁻¹ in CLM.025). Die Ausdehnung des Aufwindbereichs beträgt etwa 160 km (1,5°). Er ist also fast eine Größenordnung größer als in CLM.025. Der vertikale Massenfluss im Aufwindbereich hat somit in beiden Simulationen in etwa die gleiche Größenordung.

In CLM0.22 hat der Durchzug von MCSs keine, oder eine nur sehr geringe Auswirkung auf das großräumige Windfeld. Dies macht sich auch in der Horizontaldivergenz bemerkbar, die nicht, wie zu erwarten wäre und in CLM.025 dargestellt ist, in der unteren Troposphäre Konvergenz und in oberen Schichten Divergenz zeigt. Die Werte der Divergenz in den Klimaläufen sind sogar

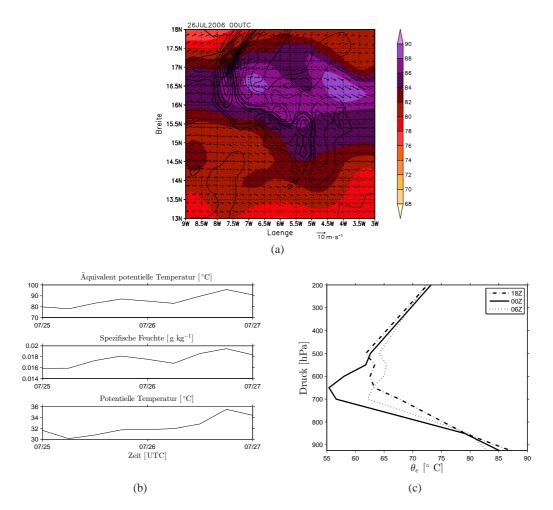


Abbildung 5.8: (a) Horizontale Verteilung der äquivalent potentiellen Temperatur in 925 hPa mit dem Windfeld in 925 hPa und dem Vertikalwind als schwarze Linien. (b) Zeitliche Verläufe der äquivalentpotentiellen Temperatur, der spezifischen Feuchte und der potentiellen Temperatur in 925 hPa am 25./26. Juli bei 15,5° N und 6° O. Der Durchzug des Systems findet um 00:00 UTC statt. (c) Profil der äquivalentpotentiellen Temperatur vor (gestrichelte Linie), während (durchgezogene Linie) und nach (gepunktete Linie) dem Durchzug des MCS um 00:00 UTC bei 15,5° N und 6° O.

zwei Größenordnungen kleiner als in CLM.025.

Ein ebenfalls wichtiger Unterschied zwischen den Simulationen ist im Verlauf der äquivalent potentiellen Temperatur zu erkennen. Ein MCS ist in den Klimaläufen nicht verbunden mit einer Abnahme der äquivalent potentiellen Temperatur in Bodennähe während des Durchzugs wie in CLM.025 und den Beobachtungen. Für die Auswahl eines repräsentativen Beispiels eines MCS in CLM0.22 wurden mehrere MCSs genauer betrachtet. Typisch ist der Rückgang der Temperatur in Bodennähe beim Durchzug eines solchen Systems. Die Feuchte allerdings zeigt nahezu keine Änderung durch MCSs. Im gewählten Beispiel nimmt die Feuchte sogar zu, da das System in ein Gebiet mit erhöhter Feuchte zieht. Die Beobachtungen und auch die Simulation von MCSs in CLM.025 zeigen in der Realität einen Rückgang der Feuchte und der Temperatur in Bodennähe und dadurch eine starke Abnahme der äquivalent potentiellen Temperatur (vgl. Schwendike

et al., 2010). Außerdem konnte die vertikale Umverteilung der äquivalent potentiellen Temperatur nachvollzogen werden. Wird die potentielle Energie bei einem MCS-Durchlauf nicht umgesetzt, so liegt sie nach dem Durchzug noch vor. Dadurch kann in der Folge in der Region wieder Konvektion stattfinden. Dies ist durch die Umverteilung von θ_e in CLM.025 für mehrere Tage nicht möglich.

Die oben beschriebenen Eigenschaften von MCSs, die in den Klimasimulationen modelliert wurden, beziehen sich auf Systeme, die hauptsächlich parametrisierten Niederschlag beinhalten. In den betrachteten vier Tagen wurde ein System in CLM0.44 gefunden, das ausschließlich skaligem Niederschlag beinhaltet. Die Eigenschaften in diesem System sind identisch mit denen in Systemen mit parametrisiertem konvektiven Niederschlag.

Im Allgemeinen werden also die Niederschläge eines MCS in der Größenordnung in den drei hier betrachteten CLM-Simulationen ähnlich wiedergegeben. Bei den Eigenschaften, die aus Beobachtungen einem MCS zugeschrieben werden, erkennt man allerdings bei CLM0.22 und CLM0.44 einige Defizite. Ebenso wird der Einfluss auf die atmosphärischen Bedingungen beim Durchzug eines MCS in den beiden Klimaläufen nur ungenügend wiedergegeben. Die Simulationen von CLM.025 stimmen weitestgehend mit den Beobachtungen überein.

6. Zusammenfassung

In Westafrika ist die korrekte und verlässliche Modellierung von Niederschlag von großer Bedeutung, da die Bevölkerung der Länder in dieser Region stark von der landwirtschaftlichen Produktion abhängig sind. Somit sind die Entscheidungsprozesse aufgrund von Niederschlagsvorhersagen wichtig für die Existenzen vielen Menschen in Westafrika.

Aus eingehenden Untersuchungen während verschiedener Projekte der letzten Jahrzehnte (beispielsweise GARP, WAMP und AMMA), die in dieser Region durchgeführt wurden, ist bekannt, dass Klimamodelle einige Defizite bezüglich der Niederschlagsvorhersage aufweisen.

Am IMK-TRO wurden im Rahmen des CORDEX-Projekts zwei COSMO-CLM-Simulationen in einer Auflösung von 0,22° und 0,44° für ganz Afrika für den Zeitraum von 1989 bis 2009 durchgeführt. Da mit diesen Gitterweiten Konvektion nicht direkt aufgelöst werden kann, wurde eine Konvektionsparametrisierung (nach Tiedtke) verwendet. Für das Jahr 2006 wurde am SCC für Nordafrika ebenfalls eine COSMO-CLM-Simulation mit einer Auflösung von 0,025° gerechnet. In diesem Lauf wurde die Konvektionsparametrisierung für hochreichende und mittelhohe Konvektion abgeschaltet. Ansonsten wurden die Simulationen identisch implementiert. Als Vergleichsdaten zu den Modellläufen lagen für diese Arbeit die ECMWF-Reanalyse und TRMM-Niederschlagsdaten vor. Das Jahr 2006 wurde für die Simulation des hochauflösenden Laufs des SCC (CLM.025) gewählt, da in diesem Jahr die Messkampagne AMMA in Westafrika stattfand. Für die Reanalyse und die TRMM-Daten konnten in diesem Jahr und vor allem für die Monate der Monsunsaison viele Messdaten der Kampagne genutzt werden.

In dieser Arbeit wurden die Niederschläge für das Jahr 2006 in den genannten Datensätzen genauer untersucht, wobei der Fokus auf die Monsunsaison 2006 gerichtet war. Zwei Zeiträume Ende Juli 2006 wurden dabei herausgegriffen, da sich diese Zeitspannen durch verschiedene Situationen des Monsuns auszeichneten. Am 25./26. Juli wurden starke AEWs beobachtet, die zur Entstehung von MCSs im Niger und Burkina Faso führten. Am 31. Juli und 01. August waren die AEWs schwächer, aber es entwickelten sich ebenfalls zwei prägnante MCSs in Westafrika, die zum Teil durch Konvergenzzonen und Schwerewellen ausgelöst wurden.

Ein wesentliches Ziel dieser Arbeit bestand darin festzustellen, welche großräumigen und bodennahen Bedingungen und Prozesse für die Unterschiede der Niederschlagsverteilungen in den drei COSMO-CLM-Simulationen verantwortlich sind.

Der Niederschlag wird in den zwei Klimasimulationen mit 0,22° (CLM0.22) und 0,44° (CLM0.44) Auflösung über das gesamte Jahr 2006 gesehen überschätzt. Der hochauflösende Lauf CLM.025 dagegen unterschätzt den Niederschlag deutlich. Die größten Unterschiede zwischen den Simulationen treten in Westafrika in der südlichen Zone des Sahel (diese erstreckt sich zwischen 9° N und 12° N) und der Guineaküste (6° N bis 8° N) auf. Im jahreszeitlichen Verlauf des Niederschlags

im Gebiet der Guineaküste zeigen TRMM und CLM.025 eine große Ähnlichkeit. Die Klimaläufe hingegen simulieren den Niederschlag in den Herbstmonaten September bis November zu spät. Die Nord-Süd-Verteilung für den Juli zeigt, dass der Niederschlag in Westafrika in allen Datensätzen hauptsächlich in einer Zone zwischen etwa 3° und 15° N fällt. CLM0.44 ist die einzige Simulation, bei der auch deutlich nördlich dieser Grenzen Niederschlag auftritt. Dieser ist jedoch auf einzelne Maxima beschränkt und somit durch einzelne Systeme entstanden. Sonst ähnelt die meridionale Verteilung von CLM0.44 der von CLM0.22 stark. Beide haben ein Maximum in der Sahelzone (bei etwa 15° N) und eines an der Guineaküste (bei etwa 6° N). Dazwischen liegt eine Trockenzone, die sich in der Verteilung als Minumum bei etwa 10° N in der Zone des Sudan zeigt. Auch CLM.025 zeigt diese meridionale Verteilung, die TRMM-Daten dagegen haben eine einheitlichere Nord-Süd-Verteilung und mehr Niederschlag im Süden.

Im gemittelten Tagesverlauf für den Juli fällt der meiste Niederschlag in TRMM zwischen 15:00 und und 21:00 UTC. In CLM.025 ist ebenfalls ein Anstieg des Niederschlags nach 15:00 UTC zu erkennen. Er verläuft jedoch langsamer und die Werte sind deutlich niedriger als in TRMM. Außerdem bleibt der Niederschlag nach dem Anstieg bis zum Morgen um etwa 09:00 UTC nahezu konstant. Die Klimaläufe CLM0.22 und CLM0.44 simulieren den Hauptniederschlag mittags um 12:00 UTC, also im Vergleich zu TRMM und CLM.025 zu früh. Das stimmt mit den Untersuchungen von Marsham et al. (2013) überein, die in Simulationen mit Konvektionsparametrisierung eine zu frühe Auslösung von Niederschlag im Tagesgang festgestellt haben. Dies ist also offensichtlich ein Effekt der Konvektionsparametrisierung.

Um die Unterschiede in der Niederschlagsverteilung zwischen den verschiedenen Simulationen besser zu verstehen, wurden die großräumigen Bedingungen für die oben genannten Zeiträume Ende Juli / Anfang August 2006 detailliert analysiert.

Ein klarer Zusammenhang zwischen dem AEJ und der Position und Stärke der MCSs konnte nur bei einzelnen Systemen in den verschiedenen Simulationen festgestellt werden. In CLM.025 wurde ein System untersucht, das am 25./26.07. simuliert wurde und sich zwischenzeitlich abschwächt und während der Entwicklung unter der Jetachse liegt. Dieses Abschwächen fällt zeitlich mit einem Abschwächen des Jets zusammen. Wenn sich der Jet verstärkt, wird auch das MCS wieder stärker.

Die synoptischen AEWs sind nach Taleb und Druyan (2003) mit 30-40% des totalen Niederschlags in Westafrika verbunden. Ruti et al. (2007) haben bei der Modellierung von Konvektion in Klimamodellen einen engen Zusammenhang zwischen der Auslösung von Konvektion und AEWs gefunden. Auch in dieser Arbeit wurde dieser Zusammenhang in allen Datensätzen festgestellt. In beiden Zeiträumen liegt der meiste Niederschlag trogvorderseitig von AEWs und zieht mit ähnlicher Geschwindigkeit nach Westen. Die Abhängigkeit der Verlagerungsgeschwindigkeit von MCSs und der Position von AEWs wird besonders am 31.07. und 01.08. in CLM0.44 deutlich. Hier wird ein System in Nigeria ausgelöst, das sich über 48 h fast stationär verhält. Für diese Tage wurden die AEWs in dieser Simulation sehr weit nördlich modelliert und die Systeme, die sich in der Region der AEWs befinden, verlagern sich mit deutlich höheren Geschwindigkeiten. Der Einfluss des Hitzetiefs über der Sahara auf die simulierte Niederschlagsverteilung wurde ebenfalls beobachtet. Die Anregung der AEWs geschieht bei etwa 20° O (Lafore et al., 2010).

Am 25./26.07. befindet sich in CLM0.22 in dieser Region ein Hitzetief, das sich vom Zentrum des SHL abgespalten hat. Dies verhindert komplett die Entstehung von AEWs in dieser Simulation und es werden an diesen Tagen sehr wenige MCSs ausgelöst, die zu Niederschlag hätten führen können.

Die Lage der ITD ist ein aussagekräftiges Kriterium für die nördlichste Position des Niederschlags. Aus früheren Analysen ist bekannt, dass aufgrund der geringen Feuchte nördlich der ITD keine Feuchtkonvektion ausgelöst werden kann. In dieser Arbeit wird dies bestätigt, denn auch hier wird in keiner Simulation nördlich der ITD Niederschlag beobachtet. CLM0.44 hat für beiden Zeiträume die Lage der ITD und die Position des Niederschlags am nördlichsten modelliert.

Mit dem Windfeld in 925 hPa konnte ein Unterschied zwischen den beiden Klimasimulationen und CLM.025, bzw. der Reanalyse erklärt werden. Sowohl für die Monatssumme im Juli, als auch für die 48 h-Summe am 25./26.7. werden an der Küste von Nigeria starke Niederschläge in den Klimaläufen simuliert. Diese konnten auf einen stärkeren Südwind aus dem Golf von Guinea zurückgeführt werden, der durch die damit verbundene küstennahe Konvergenz den Niederschlag ausgelöst hat.

In den bodennahen Temperatur- und Feuchtefeldern konnten keine Unterschiede festgestellt werden, welche die unterschiedliche Niederschlagsverteilung erklären konnten.

Neben den Auswirkungen von atmosphärischen Bedingungen auf den Niederschlag wurden auch die Auswirkungen von MCSs auf die bodennahen Parameter untersucht. In den Wind-, Temperaturund Feuchtefeldern in CLM.025 wurde der Einfluss der MCSs nachgewiesen. An der Böenfront treten hohe Windgeschwindigkeiten und im System niedrige Werte der Feuchte und Temperatur auf. Nach dem Durchzug eines Systems ist die Atmosphäre so modifiziert, dass durch die abgebaute CAPE in der unteren Troposphäre in der Folge mehrere Stunden keine erneute Auslösung von Konvektion stattfinden kann. In CLM0.22 und CLM0.44 wurden diese Veränderungen der Atmosphäre durch MCSs nicht beobachtet. Die Feuchte und Temperatur in Bodennähe verändern sich bei dem Durchzug eines MCS nicht, ebenso wenig wie der Wind in 925 hPa. Der Aufwindbereich im System ist zudem breiter als aus Beobachtungen bekannt und die vertikalen Windgeschwindigkeiten sind niedrig. Allerdings sind die Größenordnungen des vertikalen Massenflusses im Aufwindbereich in CLM0.22 und CLM.025 gleich.

Durch die Konvektionsparametrisierung in den Klimasimulationen werden demnach keine realistischen atmosphärischen Bedingungen des Durchzugs eines MCS modelliert. Die Einflüsse der großräumigen Bedingungen auf die mittlere Niederschlagsverteilung durch MCSs in Westafrika werden aber wiedergegeben.

A. Abkürzungsverzeichnis

- **AEJ** Afrikanischer Oststrahlstrom (engl.: African Easterly Jet)
- **AEW** Westwärts propagierende Welle in Afrika (engl.: African Easterly Wave)
- AMMA African Monsoon and Multidisciplinary Analyses
- **CLM.025** COSMO-CLM-Simulation, die für das Jahr 2006 für Nordafrika am SCC durchgeführt wurde, Auflösung: 0,025°
- CLM0.22 COSMO-CLM-Simulation, die im Rahmen des CORDEX-Projekts für ganz Afrika für die Jahre 1989 bis 2009 am IMK-TRO druchgeführt wurde, Auflösung: 0,22°
- CLM0.44 COSMO-CLM-Simulation, die im Rahmen des CORDEX-Projekts für ganz Afrika für die Jahre 1989 bis 2009 am IMK-TRO druchgeführt wurde, Auflösung: 0,44°
- CORDEX COordinated Regional climate Downscaling EXperiment
- COSMO COnsortium for Small-scale Modeling
- ECMWF European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
- GARP Global Atmospheric Research Program
- GATE GARP Atlantic Tropical Experiment
- GEO Geostationärer Satellit (engl.: Geosyncronous Earth Orbit)
- GCM Globales Klimamodell (engl.: Global Climate Model)
- ITCZ Innertropische Konvergenzzone (engl.: InnerTropical Convergence Zone)
- ITD Innertropische Front (engl.: InterTropical Discontinuity)
- **IWP** Eis-Wasser-Pfad (engl.: Ice Water Path)
- **LEO** Satellit mit niedriger Erdumlaufbahn (engl.: Low Earth Orbit)
- MCC Mesoskalig konvektiver Komplex (engl.: Mesoscale Convective Complex)
- MCS Mesoskalig konvektives System (engl.: Mesoscale Convective System)
- MJO Madden-Julian-Oszillation
- ML Feuchte, kühle Luftschicht aus dem Golf von Guinea (engl.: Monsoon Layer)

- SCC Steinbuch Centre of Computing
- SHL Hitzetief über der Sahara (engl.: Saharan Heat Low)
- SAL Trockene, heiße Luftschicht aus der Sahara (engl.: Saharan Air Layer)
- TEJ Tropischer Oststrahlstrom (engl.: Tropical Easterly Jet)
- T_b Strahlungstemperatur (engl.: Brightness Temperature)
- TMPA TRMM Multisatellite Precipitation Analysis
- TRMM Tropical Rainfall Measuring Mission
- WAM Westafrikanisches Monsunsystem
- WAMP Westafrikanisches Monsun Projekt

Abbildungsverzeichnis

2.1	Schematische Darstellung des Westafrikanische Monsunsystem mit den charakteristischen meteorologischen Phänomenen (rot: SAL, blau: ML, gelb: AEJ, grün:	
	TEJ, blaue gestrichelte Linie: ITD) (Lafore et al., 2010)	6
2.2	Vertikalschnitt durch einer nach Osten ziehenden Gewitterlinie (Kunz, 2009)	8
3.1	Das Modellgebiet von CLM.025 mit Orographie und Länderbezeichnungen	12
3.2	Anordnung von Modellvariablen in COSMO auf einem Arakawa-C-Gitter (Doms, 2011)	13
4.1	Niederschlagssumme des Monats Juli: (a) CLM.025, (b) TRMM, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22	20
4.2	Vergleich der meridionalen Niederschlagsverteilung für den Juli, gemittelt zwischen 10° W und 20° O	21
4.3	Vergleich des Tagesgangs des Niederschlags für den Juli, gemittelt über 10° W - 20° O und 4° S - 39° N	22
4.4	Niederschlagssumme des Jahres 2006: (a) CLM0.44 (b) CLM0.22, (c) CLM.025.	23
4.5	Gebietsmittel des Jahresniederschlags (a) an der Guinea-Küste (3° N-10° N, 15° W-12° O) und (b) in der Sahelzone (10° N-20° N, 19° W-10° O)	23
4.6	Niederschlagssumme über 48 h am 25. und 26. Juli 2006. Schwarze Konturen in (c) und (d) entsprechen dem Niederschlag, der durch die Parametrisierung berechnet wurde: (a) CLM.025, (b) TRMM, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22	25
4.7	Schematische Darstellung einer AEW und den bevorzugten Regionen für die Auslösung von Gewitterlinien (nach Fink, 2006).	27
4.8	Windfeld in 700 hPa am 25.07. um 12:00 UTC. Als Linien sind in rot die Jetachse des AEJ und in schwarz die Trogachsen der AEWs dargestellt, unterlegt in Farbe ist die Krümmungsvorticity: (a) CLM.025, (b) ECMWF, (c) CLM0.44, (d)	
	CLM0.22	28
4.9	Geopotential und Horizontalwind in 700 hPa am 25.07. um 12:00 UTC: (a) CLM.025 (b) ECMWF, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22	5, 29

4.10	Hovmöllerdiagramm der Meridionalkomponente des Winds in 700 hPa am 25. und 26. Juli 2006, der Niederschlag ist als schwarze Kontur dargestellt (jeweils gemittelt zwischen 8-15° N): (a) CLM.025, (b) ECMWF und TRMM, (c) CLM0.44,	
	(d) CLM0.22	30
4.11	Temperatur in 2 m am 25.07. um 18:00 UTC. Darüber ist der Horizontalwind in	
	925 hPa und als blaue Linie der Taupunkt von 15° C als Kriterium der ITD einge-	
	tragen: (a) CLM.025, (b) ECMWF, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22	32
4.12	Hovmöllerdiagramm der Summe von Wolkenwasser und Wolkeneis am 25. und	
	26. Juli 2006. Als schwarze Kontur ist der Niederschlag abgebildet: (a) CLM.025,	
	(b) CLM0.44, (c) CLM0.22	33
4.13	Spezifische Feuchte in 2 m am 25.07. um 18:00 UTC. Darüber ist der Horizon-	
	talwind in 925 hPa und als blaue Linie der Taupunkt von 15° C als Kriterium der	
	ITD eingetragen: (a) CLM.025, (b) ECMWF, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22	34
4.14	Stündlicher Niederschlag am 25.07. um 18:00 UTC. Schwarze Konturen in (c)	
	und (d) entsprechen Niederschlag, der durch Parametrisierung berechnet wurde:	
	(a) CLM.025, (b) TRMM, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22	36
4.15	MCS-Zugbahnen am 25. und 26. Juli 2006: (a) CLM.025, (b) TRMM, (c) CLM0.44,	
	(d) CLM0.22	37
4.16	Niederschlagssumme über 48 h am 31. Juli und 1. August 2006. Schwarze Kontu-	
	ren in (c) und (d) entsprechen dem Niederschlag, der durch die Parametrisierung	
	berechnet wurde: (a) CLM.025, (b) TRMM, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22	40
4.17	Windfeld in 700 hPa am 31.07. um 12:00 UTC. Als Linien sind in rot die Jetach-	
	se des AEJ und in schwarz die Trogachsen der AEWs dargestellt, unterlegt in	
	Farbe ist die Krümmungsvorticity: (a) CLM.025, (b) ECMWF, (c) CLM0.44, (d)	
	CLM0.22	41
4.18	Geopotential und Horizontalwind in 700 hPa am 31.07. um 12:00 UTC: (a) CLM.025,	,
	(b) ECMWF, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22	42
4.19	Hovmöllerdiagramm der Meridionalkomponente des Winds in 700 hPa am 31.	
	Juli und 1. August 2006, der Niederschlag ist als schwarze Kontur dargestellt	
	(jeweils gemittelt zwischen 8-15° N): (a) CLM.025, (b) ECMWF und TRMM,	
	(c) CLM0.44, (d) CLM0.22	43
4.20	Temperatur in 2 m am 31.07. um 18:00 UTC. Darüber ist der Horizontalwind in	
	925 hPa und als blaue Linie der Taupunkt von 15° C als Kriterium für die Lage	
	der ITD eingetragen: (a) CLM.025, (b) ECMWF, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22	44
4.21	Spezifische Feuchte in 2 m am 31.07. um 18:00 UTC. Darüber ist der Horizontal-	
	wind in 925 hPa und als blaue Linie der Taupunkt von 15° C als Kriterium für die	
	Lage der ITD eingetragen: (a) CLM.025, (b) ECMWF, (b) CLM0.44, (c) CLM0.22.	45
4.22	Hovmöllerdiagramm der Summe von Wolkenwasser und Wolkeneis am 31. Juli	
	und 01. August 2006. Als schwarze Kontur ist der Niederschlag abgebildet: (a)	
	CLM.025, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22	46

4.23	und (d) entsprechen Niederschlag, der durch Parametrisierung berechnet wurde:	
	(a) CLM.025, (b) TRMM, (c) CLM0.44, (d) CLM0.22	47
4.24	MCS-Zugbahnen am 31. Juli und 1. August 2006: (a) CLM.025, (b) TRMM, (c)	
	CLM0.44, (d) CLM0.22	49
5.1	MCS am 31. Juli um 12:00 UTC über Burkina Faso. Farbig ist der stündliche	
	Niederschlag dargestellt, die Windpfeile sind der Horizontalwind in in 925 hPa	53
5.2	Vertikalschnitt durch das MCS am 31. Juli um 12:00 UTC bei 12° N und Nieder-	
	schlag (oben). Schwarze Linien sind Aufwinde, weiße gestrichelte Linien Abwin-	
	de. (a) Potentielle Temperatur und (b) spezifische Feuchte.	54
5.3	Vertikalschnitt mit Horizontaldivergenz und Niederschlagsverteilung (oben) am	
	31. Juli um 12:00 UTC bei 12° N	55
5.4	(a) Horizontale Verteilung der äquivalent potentiellen Temperatur in 925 hPa mit	
	dem Windfeld in 925 hPa und dem Vertikalwind als schwarze Linien. (b) Zeitliche	
	Verläufe der äquivalentpotentiellen Temperatur, der spezifischen Feuchte und der	
	potentiellen Temperatur in 925 hPa am 31. Juli. bei 12° N und 4° O. Der Durchzug	
	des Systems findet um 12:00 UTC statt. (c) Profil der äquivalentpotentiellen Tem-	
	peratur vor (gestrichelte Linie) und nach (durchgezogene Linie) dem Durchzug	
	des MCS um 12:00 UTC bei 12° N und 4,5° O	56
5.5	MCS am 26. Juli um 00:00 UTC über . Farbig ist der stündliche Niederschlag	
	dargestellt, die Windpfeile sind der Horizontalwind in 925 hPa	57
5.6	Vertikalschnitt durch das MCS am 26.07. um 00:00 UTC bei 15,5° N mit Nie-	
	derschlag (oben) (a) Potentielle Temperatur und (b) spezifische Feuchte und (c)	
	Vertikalgeschwindigkeit (schwarze Linien sind Aufwinde und grüne Linien Ab-	
	winde)	58
5.7	Bodennahe Felder mit 925 hPa-Wind am 26.07. um 00:00 UTC: (a) 2 m-Temperatur	
	und (b) spezifische Feuchte in 2 m. Schwarz umrandet ist die Position des MCS	59
5.8	(a) Horizontale Verteilung der äquivalent potentiellen Temperatur in 925 hPa mit	
	dem Windfeld in 925 hPa und dem Vertikalwind als schwarze Linien. (b) Zeitli-	
	che Verläufe der äquivalentpotentiellen Temperatur, der spezifischen Feuchte und	
	der potentiellen Temperatur in 925 hPa am 25./26. Juli bei 15,5° N und 6° O. Der	
	Durchzug des Systems findet um 00:00 UTC statt. (c) Profil der äquivalentpoten-	
	tiellen Temperatur vor (gestrichelte Linie), während (durchgezogene Linie) und	
	nach (gepunktete Linie) dem Durchzug des MCS um 00:00 UTC bei 15,5° N und	
	6° O	60

- Adler, B., N. Kalthoff, und L. Gantner, 2011: Initiation of deep convection caused by land-surface inhomogeneities in West Africa: a modelled case study. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **112**, 15–27.
- Agustí-Panareda, A., et al., 2010: The ECMWF-re-analysis for the AMMA observational campaign. *Q. J. R.Meteorol. Soc.*, **136**, 1457–1472.
- Bain, C. L., D. J. Parker, N. Nixon, A. Fink, C. M. Taylor, B. Brooks, und S. F. Milton, 2011: Anatomy of an observed African easterly wave in July 2006. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 923–933.
- Baldauf, M., A. Seifert, U. Damprath, K. Stephan, U. Pflüger, und D. Mayewski, 2009: Das Regionalmodell COSMO-DE. *promet*, **35**, 87–97.
- Barthe, C., N. Asencio, J. Lafore, M. Chong, B. Campistron, und F. Cazenave, 2010: Multi-scale analysis of the 25-27 July 2006 convective period over Niamey: Comparison between Doppler radar observations and simulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136**(s1), 190–201.
- Berry, G. und C. Thorncroft, 2007: African Easterly Waves during 2004 Analysis Using Objective Techniques. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1251–1267.
- Birch, C. E., D. J. Parker, A. O'Leary, J. H. Marsham, C. M. Taylor, P. P. Harris, und G. M. S. Lister, 2012: The impact of soil-moisture abd convectively-generated waves on the initiation of a West African mesoscale convective system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*
- Dee, D. P., et al., 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 553–397.
- Diedhiou, A., S. Janicot, A. Viltard, P. de Felice, und H. Laurent, 1999: Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic: results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Clim. Dyn.*, **15**, 795–822.
- Doms, G., 2011: A Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO-Model, Part I: Dynamics and Numerics. *Printed at Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Germany*, COSMO-Model 4.20, URL http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm.

Doms, G., et al., 2011: A Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO-Model, Part II: Physical Parameterization. *Printed at Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Germany*, LM F90 4.20, URL http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm.

- Fink, A. H., 2006: Das Westafrikanische Monsunsystem. promet, 32 (3), 114–122.
- Gantner, L. und N. Kalthoff, 2010: Sensitivity of a modelled life cycle of a mesoscale convective system to soil conditions over West Africa. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136** (s1), 471–482.
- Garcia-Carreras, L., et al., 2013: The impact of convective cold pool outflows an model biases ind the Sahara. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 1–6.
- Holton, J. R., 2004: *An introduction to dynamic meteorology*. 4. ed., International geophysics series; 88, Elsevier Academic Press, Amsterdam.
- Houze, R. A., 1993: Cloud Dynamics, International geophysics series, Vol. 53. Academic Pr., San Diego.
- Houze, Jr., R. A., 2004: Mesoscale convective systems. Rev. Geophys., 42, RG4003.
- Huffman, G. J., et al., 2007: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-golbal, multiyear combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J. Hydrometeor.*, **8**, 38–55.
- Janicot, S., et al., 2008: Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006. *Ann. Geophys.*, **26**, 2569–2595.
- Kiladis, G. N., 2005: Three-dimensional structure and dynamics of African Easterly Waves. part i: Observations. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2212–2230.
- Klüpfel, V., N. Kalthoff, L. Gantner, und C. M. Taylor, 2011: Convergence zones and their impact on the initiation of a mesoscale convective system over West Africa. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **138**, 950–963.
- Kohler, M., N. Kalthoff, und C. Kottmeier, 2010: The impact of soil moisture in CBL characteristics in West Africa: A case-study from the AMMA campaign. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136** (**s1**), 442–455.
- Kraus, H., 2001: Die Atmosphäre der Erde: Eine Einführung in die Meteorologie. 2. ed., Springer, Berlin.
- Kunz, M., 2009: Meteorologische Naturgefahren Skript zur Vorlesung. *Institut für Meteorologie und Klimaforschung / Institut für Technologie, Karlsruhe*.

Lafore, J.-P., C. Flamant, F. Guichard, P. Knippertz, J.-F. Mahfouf, P. Mascart, und E. R. Williams, 2010: Editorial Introduction to the AMMA Special Issue on 'Advandes in understanding atmospheric processes over West Africa through the AMMA field campaign'. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136(s1)**, 2–7.

- Lavaysse, C., C. Flamant, S. Janicot, D. J. Parker, J.-P. Lafore, B. Sultan, und J. Pelon, 2009: Seasonal evolution of the West African heat low: a climatological perspective. *Climate Dynamics*, **33** (2-3), 313.330.
- Lebel, T., et al., 2010: The AMMA field campaigns: Multiscale and multidisciplinary observations in the West African region. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136** (s1), 8–33.
- Marsham, J. H., N. Dixon, L. Garcia-Caaeras, G. M. S. Lister, D. J. Parker, P. Knippertz, und C. Birch, 2013: The role of moist convection in the West African monsoon system insights from continental-scale convection-permitting simulations. *Geophys. Res. Lett.*
- Mathon, V., H. Laurent, und T. Lebel, 2002: Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 1081–1092.
- Meißner, C., G. Schädler, H.-J. Panitz, F. Feldmann, und C. Kottmeier, 2009: High resolution sensitivity studies with the regional climate model COSMO-CLM. *Meteorologische Zeitschrift*, **18**, 543–557.
- Mohr, K. J., 2004: Interannual, monthly, and regional variability in the Wet Seasonal Diurnal cycle of precipitation in Sub-Saharan Africa. *J. Climate*, **17**, 2441–2453.
- Nikulin, G., et al., 2012: Precipitation climatology in an ensemble of CORDEX-Africa regional climate simulations. *J. Climate*, **25**, 6057–6078.
- Parker, D. J., C. D. Thorncroft, R. R. Burton, und A. Diongue-Niang, 2005: Analysis of the African eastery jet, using aircraft observations from the jet2000 experiment. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 1461–1482.
- Redelsperger, J.-L., A. Diongue, A. Diedhiou, J.-P. Ceron, M. Diop, J.-F. Gueremy, und J.-P. Lafore, 2002: Multi-scale description of a Sahelian synoptic weather system representative of the West African monsoon. Q. J. R. Meteorol. Soc., 128, 1229–1257.
- Redelsperger, J.-L., C. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker, und J. Polcher, 2006: African monsoon multidisciplinary analysis: an international research project and field campaign. *Bull. Amer. Meteor. Soc*, **87**, 1739–1746.
- Reed, R. J., D. C. Norquist, und E. E. Recker, 1977: The structure and properties of Afircan wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 17–33.
- Roca, R., P. Chambon, I. Jobard, P.-E. Kirstetter, M. Gosset, und J. C. Berges, 2010: Comparing datellite and surface rainfall products over West Africa at meteorologically relevant scales during the AMMA campaign using error estimates. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 715–731.

Ruti, P. M., F. Hourding, und K. H. Cook, 2007: Climate modelling in AMMA, CLIVAR Exchanges 12 (2), 22-24.

- Schwendike, J., N. Kalthoff, und M. Kohler, 2010: The impact of mesoscale convective systemson the surface and boundary-layer structure in West Africa: Case-studies from the AMMA campaign 2006. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136**, 566–582.
- Sultan, B. und S. Janicot, 2003: The West African Monsoon Dynamics. Part I: Documentation of intraseasonal variability. *J. Climate*, **16** (**21**), 3389–3406.
- Taleb, E. H. und L. M. Druyan, 2003: Relationships between rainfall and West African wave disturbances in station observations. *Int. J. Climatol.*, **23**, 305–313.
- Taylor, C. M., A. Gounou, F. Guichard, P. Harris, R. Ellis, F. Couvreux, und M. De Kauwe, 2011: Frequency of Sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns. *Nature Geoscience*, **4**, 430–433.
- Taylor, C. M., P. P. Harris, und D. J. Parker, 2010: Impact of soil moisture on the development of a Sahelian mesoscale convective system: A case-study from the AMMA Special Observing Period. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136**.
- Tiedtke, M., 1989: A Comprehensive Mass Flux Scheme for Cumulus Parameterization in Large-Scale Models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779–1800.
- Tompkins, A. M. und A. A. Adebiyi, 2012: Using cloudsat retrievals to differentiate satellite-derived rainfall products over West Africa. *J. Hydrometeor.*, **13**, 1810–1816.

Danksagung

Abschließend möchte ich noch denjenigen Personen danken, die zu dem Gelingen meiner Diplomarbeit beigetragen haben. Mein erster Dank gilt dabei Herrn Prof. Dr. Kottmeier für die Ermöglichung dieser Arbeit und Herrn PD Dr. Michael Kunz für die Übernahme des Korreferats.

Ein ganz besonderer Dank geht an dieser Stelle an meinen Gruppenleiter und Betreuer Dr. Norbert Kalthoff, der stets Zeit für hilfreiche Diskussionen mit mir fand. Auch Vera Klüpfel und Leonhard Gantner haben mich von nah und fern bei vielen Fragen mit Rat und Tat im gesamten letzten Jahr unterstützt.

Für die Bereitstellung der Modelldaten, die die Grundlage meiner Arbeit bilden, sowie dem geduldigen Beantworten meiner Fragen und der Hilfe bei einigen technischen Problemen bedanke ich mich bei Inge Bischoff-Gauss und Hans-Jürgen Panitz.

Auch die freundliche und entspannte Atmosphäre in der gesamten Arbeitsgruppe haben mir das Anfertigen der Arbeit sehr erleichtert. Ob in Karlsruhe oder Korsika war hierbei schon während meiner gesamten Hiwi-Tätigkeit Martin Kohler ein wichtiger Ansprechpartner.

Zu guter Letzt geht noch ein herzlicher Dank an alle, die mir durch Korrekturlesen auf den letzten Metern beigestanden haben und an meine Familie. Die finanzielle Unterstützung meiner Eltern, aber auch ihre Hilfe in vielen anderen Belangen, haben mich durch dieses Studium geführt, dafür ein großes Dankeschön!

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 Bibliotheken eingestellt wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, den 15. Juli 2013

Eva Hubel