

Mesoskalige konvektive Systeme während des Westafrikanischen Monsuns: Analyse der Messdaten und Modellergebnisse der AMMA-Episode SOP2

Diplomarbeit im Fach Meteorologie
vorgelegt von
Meike Truckenmüller

März 2008

Referent: Prof. Dr. Christoph Kottmeier
Koreferentin: Prof. Dr. Sarah Jones



Universität Karlsruhe (TH)
Institut für Meteorologie und Klimaforschung

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Das Westafrikanische Monsunsystem	5
2.1	Der „African Easterly Jet“	6
2.2	Der „Tropical Easterly Jet“	6
2.3	Die „African Easterly Waves“	7
2.4	Die „Saharan Air Layer“	8
2.5	Die innertropische Diskontinuität	9
2.6	Die mesoskaligen konvektiven Systeme	9
2.7	Das AMMA-Projekt	13
3	Beschreibung der untersuchten Fälle	15
3.1	Herkunft der verwendeten Daten	15
3.1.1	Satellitengestützte Gewittererkennung (RDT-Produkt)	15
3.1.2	Satellitengestützte Niederschlagsbestimmung (TRMM-TMPA)	16
3.1.3	WASA-Wetterkarten	17
3.1.4	Daten der Energiebilanzstation in Bontoli	18
3.1.5	Radiosondenaufstiege aus Dano	18
3.2	Vorstellung der gesamten SOP2	19
3.2.1	Zeitliche Änderung der Konvektionsindizes	19
3.2.2	Unterschiede konvektionsrelevanter Parameter zwischen der SOP1 und der SOP2	25
3.3	Beschreibung Fall 1 vom 25. Juli 2006	26
3.3.1	Zugbahn des Systems	26
3.3.2	Satellitengestützte Niederschlagsbestimmung	28
3.3.3	WASA-Wetterkarten	29
3.3.4	Bodennahe Verhältnisse	31
3.3.5	Auswirkungen auf die Atmosphäre mit Durchzug des Systems	33
3.4	Beschreibung Fall 2 vom 31. Juli 2006	37
3.4.1	Zugbahn des Systems	37
3.4.2	Satellitengestützte Niederschlagsanalyse	39
3.4.3	WASA-Wetterkarten	40
3.4.4	Bodennahe Verhältnisse	42
3.4.5	Auswirkungen auf die Atmosphäre mit Durchzug des Systems	44

3.5	Beschreibung Fall 3 vom 11. August 2006	48
3.5.1	Zugbahn des Systems	48
3.5.2	Satellitengestützte Niederschlagsanalyse	50
3.5.3	WASA-Wetterkarten	51
3.5.4	Bodennahe Verhältnisse	52
3.5.5	Auswirkungen auf die Atmosphäre mit Durchzug des Systems	54
3.6	Das präkonvektive Umfeld und die Auswirkungen der MCS-Durchzüge	57
4	Vergleich von EZMW- und GME- mit WASA-Wetterkarten	61
4.1	EZMW-Analyse und GME-Vorhersage	61
4.2	Wesentliche Charakteristika des WAM-Systems: Fall 1	62
4.3	Wesentliche Charakteristika des WAM-Systems: Fall 2	67
4.4	Wesentliche Charakteristika des WAM-Systems: Fall 3	71
4.5	Beurteilung der Daten und Auswahl eines zur Modellierung geeigneten Tages	75
4.5.1	Vergleich des über 24 Stunden akkumulierten Niederschlags im EZMW mit dem TMPA-Produkt	76
4.5.2	Fallauswahl	79
5	Modellierung mit COSMO	81
5.1	Das COSMO-Modell	81
5.1.1	Das Koordinatensystem	83
5.1.2	Das Gleichungssystem	83
5.1.3	Das Boden- und Vegetationsmodell „TERRA_M“	86
5.2	Die Simulation des MCS vom 31. Juli 2006	88
5.2.1	Vergleich der Bodenfeuchte von Satellit und EZMW	89
5.2.2	Die synoptische Situation in COSMO	90
5.2.3	Auslösung und Modifikation des Systems	94
5.2.4	Untersuchung des Systems auf beobachtete Charakteristika . .	106
6	Zusammenfassung	113
	Literaturverzeichnis	117

Abbildungsverzeichnis

2.1	Charakteristisches mittleres Vertikalprofil des Windes für Westafrika	7
2.2	Schematische Darstellung eines Vertikalschnitts	8
2.3	Konzeptionelles Modell einer Böenlinie	10
2.4	Änderungen verschiedener meteorologischer Parameter am Boden mit Durchzug eines MCS	12
2.5	Karte von Westafrika	13
3.1	TRMM-Satellit	17
3.2	CAPE- und CIN-Werte während der SOP2	23
3.3	Cap- und LI-Werte während der SOP2	24
3.4	Zugbahn des MCS vom 25. Juli 2006	27
3.5	Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag für den 25. Juli 2006	28
3.6	WASA-Wetterkarten für den 25. Juli 2006	29
3.7	Tagesgang der meteorologischen Parameter am 25. Juli 2006	32
3.8	Radiosondenaufstiege vom 25. Juli 2006	34
3.9	Radiosondenaufstiege vom 25. Juli 2006	35
3.10	Zugbahn des MCS vom 31. Juli 2006	38
3.11	Zugbahn des MCS vom 31. Juli 2006	39
3.12	Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag für den 31. Juli 2006	40
3.13	WASA-Wetterkarten für den 31. Juli 2006	41
3.14	Tagesgang der meteorologischen Parameter am 31. Juli 2006	43
3.15	Radiosondenaufstiege vom 31. Juli 2006	44
3.16	Radiosondenaufstiege vom 31. Juli 2006	45
3.17	Zugbahn des MCS vom 11. August 2006	48
3.18	Zugbahn des MCS vom 11. August 2006	49
3.19	Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag für den 11. August 2006	50
3.20	WASA-Wetterkarten für den 11. August 2006	51
3.21	Tagesgang der meteorologischen Parameter am 11. August 2006	53
3.22	Radiosondenaufstiege vom 11. August 2006	55
3.23	Radiosondenaufstiege vom 11. August 2006	56
4.1	Charakteristika des WAM im EZMW und im GME am 25. Juli 2006 um 0600 UTC	63
4.2	Charakteristika des WAM im EZMW und im GME am 25. Juli 2006 um 1800 UTC	65

4.3	Charakteristika des WAM im EZMW und im GME am 31. Juli 2006 um 0600 UTC	68
4.4	Charakteristika des WAM im EZMW und im GME am 31. Juli 2006 um 1800 UTC	70
4.5	Charakteristika des WAM im EZMW und im GME am 11. August 2006 um 0600 UTC	72
4.6	Charakteristika des WAM im EZMW und im GME am 11. August 2006 um 1800 UTC	74
4.7	Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag (EZMW und TMPA-Produkt) für den 25. Juli 2006	77
4.8	Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag (EZMW und TMPA-Produkt) für den 31. Juli 2006	78
4.9	Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag (EZMW und TMPA-Produkt) für den 11. August 2006	79
5.1	Gittervolumenbox in COSMO	84
5.2	Das Boden- und Vegetationsmodell TERRA_M	87
5.3	Topographie und Blattflächenindex im Modellgebiet	88
5.4	Bodenfeuchtefeld (AMSR-E und EZMW) für den 31. Juli 2006	90
5.5	Stündlicher Niederschlag in COSMO (T+15 bis T+20)	91
5.6	Stündlicher Niederschlag in COSMO (T+23 bis T+30)	92
5.7	Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag in COSMO	93
5.8	Präkonvektive Bedingungen: Temperatur in der Grenzschicht	95
5.9	Präkonvektive Bedingungen: Spezifische Feuchte in der Grenzschicht	96
5.10	Die CAPE in COSMO	99
5.11	Der Lifted Index in COSMO	100
5.12	Die CIN in COSMO	101
5.13	Der KO-Index in COSMO	103
5.14	Bodenfeuchte für den 31. Juli 2006 um 0600 UTC und Bodenarten im Modellgebiet	105
5.15	Omega in 700 hPa und Wind in 10 m	107
5.16	Zonaler Vertikalschnitt der potentiellen Temperatur und Omega	110
5.17	Zonaler Vertikalschnitt der spezifischen Feuchte und Omega	111

1 Einleitung

Seit Ende der 1960er Jahre ist über dem westafrikanischen Kontinent ein Klimatrend zu erkennen, der zeigt, dass es dort immer häufiger zu unterdurchschnittlichen Niederschlagsmengen während der Monsunzeit kommt (Fink, 2006). Gerade in dieser Region der Erde sind die Menschen jedoch besonders auf die Regenperiode angewiesen. Dies liegt zum einen daran, dass die Bevölkerung in Westafrika Subsistenzlandwirtschaft betreibt, zum anderen auch, dass in dieser Region das Bruttosozialprodukt hauptsächlich vom Agrarsektor abhängt. Im täglichen Leben stellt der Niederschlag zudem ein Potential an verfügbarem Süßwasser dar, wodurch er einen sehr hohen Stellenwert einnimmt. Ausbleibende Niederschläge sind deshalb mit gravierenden sozioökonomischen Problemen verbunden.

Mesoskalige konvektive Systeme (MCSs) tragen in Westafrika, vor allem im Sahel und in der Sudanregion, im Wesentlichen zum Niederschlag bei. Die Prozesse, die zur Bildung dieser Systeme führen, sind jedoch noch nicht vollständig verstanden. Da das Messnetz in dieser Region nur sehr spärlich ist, fehlten in der Vergangenheit geeignete Datensätze, so dass Untersuchungen zur Entstehung, Entwicklung und Struktur der MCSs deshalb schwierig waren.

Im Rahmen des internationalen Projekts AMMA: "Afrikanischer Monsun: Multidisziplinäre Analysen" wurden neue umfangreiche Datensätze erhoben, deren Auswertung dazu beitragen soll, unser Verständnis des Westafrikanischen Monsunsystems zu verbessern.

Das IMK Karlsruhe beteiligte sich im Sommer 2006 während der Vor- und der Hauptmonsunphase an Messungen im Raum Dano, Burkina Faso. Im Rahmen dieser Arbeit werden Daten aus der Monsunphase ausgewertet. In diesem Zeitraum zogen insgesamt fünf mesoskalige konvektive Systeme über die beiden Messstationen in Dano und Bontioli hinweg. Die drei ersten werden in dieser Arbeit untersucht.

Für die Entwicklung von Konvektion sind eine potentielle bzw. eine latente Instabilität und ein ausreichender Feuchtegehalt der untersten Schichten notwendige Bedingungen. Zur Auslösung der Konvektion wird zudem ein Mechanismus benötigt (Doswell, 1987). Einen entscheidenden Einfluss spielt dabei die Wechselwirkung zwischen der Atmosphäre und der Oberfläche.

So ist die tageszeitliche Entwicklung der Temperatur und der Feuchte in der anwachsenden konvektiven Grenzschicht weitestgehend durch den fühlbaren bzw. den latenten Wärmestrom am Boden sowie der Advektion bestimmt. Diese Bedingungen beeinflussen die Entwicklung der latenten Instabilität im präkonvektiven Umfeld (Kalthoff et al., 2007b).

Der mit MCSs verbundene Niederschlag führt zu signifikanten Änderungen der Bodenfeuchte und der Energieumsetzung am Erdboden (Kalthoff et al., 2007a). Es entstehen ausgeprägte Bodenfeuchtemuster, die sich über mehrere hundert Kilometer erstrecken können (Gantner et al., 2007). Jüngste Beobachtungsstudien haben gezeigt, dass diese Bodenfeuchtemuster großen Einfluss auf die Auslösung oder Modifizierung solcher Systeme haben. So haben Taylor und Ellis (2006) anhand der Auswertung von Satellitenbeobachtungen gezeigt, dass es über trockenem Boden verstärkt zur Initiierung nachmittäglicher Konvektion kommt. Modellrechnungen haben ergeben, dass dies auf die Ausbildung mesoskaliger Zirkulationen aufgrund von Bodenfeuchtegradienten zurückzuführen ist (Taylor et al., 2007). Andererseits hat die Datenanalyse von Niederschlagsmessern gezeigt, dass bereits gut entwickelte MCSs über einem feuchten Untergrund verstärkt werden (Taylor und Lebel, 1998).

Trotz dieser Kenntnisse im Prozessverständnis stellt die Vorhersage dieser Systeme für die numerischen Wettervorhersagemodelle immer noch eine große Herausforderung dar (Guichard et al., 2007).

Dies mag teilweise daran liegen, dass die Repräsentanz der Bodenfeuchte über Westafrika in den numerischen Modellen bisher nur dürftig ist (Kohler et al., 2007; Gantner et al., 2007) und somit die Rückkopplungseffekte zwischen der Bodenfeuchte und dem Niederschlag nicht richtig wiedergegeben werden können.

Die Ziele dieser Arbeit sind zum einen das präkonvektive Umfeld von MCSs, welches die bodennahe Luftschicht, die Grenzschichtstruktur und die freie Atmosphäre beinhaltet, zu analysieren. Die Charakterisierung wird dabei z. B. anhand von Konvektionsindizes vorgenommen. Als Grundlage der Analyse dienen bodennahe Messdaten und Radiosondenaufstiege. Desweiteren werden die Auswirkungen der MCS-Durchzüge auf die gesamte Atmosphäre untersucht, wobei auch von Interesse ist, wie lange die Auswirkungen andauern und wie lange die Atmosphäre für die Regeneration benötigt.

Ein weiteres Ziel dieser Arbeit ist es, anhand der Auswertung eines Modelllaufs mit dem COSMO-Modell die Zusammenhänge zwischen den Boden- und Grenzschichtseigenschaften auf die Auslösung und Modifikation eines MCS zu untersuchen.

Hierfür wurde ein Rechenlauf für einen Tag gemacht, an dem ein MCS beobachtet wurde. Zudem sollte untersucht werden, ob bei geeigneten Anfangs- und Randwerten sich ein MCS im Modell entwickelt, und ob die Charakteristika des MCS - wie zum Beispiel die Böenfront oder die Verlagerungsgeschwindigkeit des Systems - und

die Effekte auf die Atmosphäre und die Grenzschicht mit den Beobachtungen übereinstimmen.

Zu Beginn dieser Arbeit werden in Kapitel 2 das Westafrikanische Monsunsystem, die mesoskaligen konvektiven Systeme und die Ziele des AMMA-Projekts vorgestellt. In Kapitel 3 werden die einzelnen Systeme anhand ihrer Zugbahn und des Niederschlags charakterisiert und die großräumigen Bedingungen, in denen die Systeme die Stationen passieren, betrachtet. Desweiteren wird die präkonvektive Umgebung sowie die Auswirkungen der Durchzüge auf Grenzschicht und Atmosphäre anhand von Beobachtungsdaten analysiert.

In Kapitel 4 werden die großräumigen Bedingungen an den untersuchten Tagen anhand von Analysedaten des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) und Vorhersagen des globalen Modells (GME) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) gezeigt. Bei der Untersuchung stand im Vordergrund, welches der beiden Modelle die Charakteristika des Westafrikanischen Monsunsystems besser repräsentiert und sich somit besser als Antriebsdatensatz für die Modellierung eignet. In Kapitel 5 wird schließlich die Auswertung des Rechenlaufs vorgestellt. Eine Zusammenfassung der Ergebnisse wird in Kapitel 6 gegeben.

2 Das Westafrikanische Monsunsystem

Der Westafrikanische Monsun (WAM) ist das zweitgrößte Monsunsystem der Erde. Sein Einflussbereich beginnt im Osten am Fuße des äthiopischen Hochlandes und endet im Westen im Bereich der Kap Verde Inseln (Fink, 2006). Niederschläge stehen über dem westafrikanischen Subkontinent in Verbindung mit der Monsunperiode. Aufgrund dessen ist die Niederschlagsverteilung zeitlich und räumlich sehr variabel.

Während des Winters der Nordhemisphäre weht über Westafrika der trockene und staubige Nordostpassat, der sog. Harmattan, hinweg. Dieser wird durch das Subtropenhoch, welches während dieser Zeit über der Sahara liegt, erzeugt. Die Innertropische Konvergenzzone (ITCZ) befindet sich im Bereich südlich des Äquators. Dort kommt es dann zur stärksten Niederschlagsaktivität. In den restlichen Regionen Westafrikas herrscht währenddessen Trockenzeit. Im nordhemisphärischen Sommer dagegen, bildet sich aufgrund der differentiellen Erwärmung von Land und Meer über der Sahara bei etwa 25° N ein Hitzetief aus. Auf der südlichen Halbkugel steht diesem Hitzetief ein Hochdruckgebiet gegenüber. Aufgrund des vorherrschenden Druckgegensatzes setzt eine Ausgleichsströmung in Richtung Hitzetief nach Norden ein. Bedingt durch die Corioliskraft, wird diese Ausgleichsströmung beim Überströmen des Äquators nach rechts abgelenkt. Es bildet sich die südwestliche Monsunströmung aus, welche das Eindringen feucht-kühler Luftmassen maritimer Herkunft ins Landesinnere ermöglicht (Peters, 1988).

Das Monsunsystem wird durch die Wechselwirkung der über Westafrika vorherrschenden synoptischen Elemente bestimmt. Zu diesen gehören der „African Easterly Jet“ (AEJ)¹, der „Tropical Easterly Jet“ (TEJ)², die „African Easterly Waves“ (AEWs)³, die „Saharan Air Layer“ (SAL), die innertropische Diskontinuität (ITD) und die mesoskaligen konvektiven Systeme (MCSs)⁴. Diese verschiedenen Elemente des WAM-Systems werden in den folgenden Unterkapiteln genauer vorgestellt.

¹deutsch: afrikanischer Oststrahlstrom

²deutsch: tropischer Oststrahlstrom

³deutsch: östliche afrikanische Wellen

⁴englisch: mesoscale convective systems

2.1 Der „African Easterly Jet“

Der AEJ stellt den Strahlstrom der Tropen in der mittleren Troposphäre dar. Im Mittel weist er eine Windgeschwindigkeit um 12 m s^{-1} auf. Im Sommer der Nordhemisphäre ist er zwischen 13° und 16° N in einer Höhe von etwa 650 bis 600 hPa zu finden (Peters, 1988). Die Windgeschwindigkeit des AEJ weist keinen nennenswerten Tagesgang auf (Bolton, 1984).

Die Entstehung des AEJ ist durch den umgekehrten meridionalen Temperaturgradienten bedingt, der sich durch die im Norden lagernde trockenheiße Saharaluft und der im Süden vorherrschenden kälteren, feuchten Monsunströmung ausbildet. Nach Leroux (1983) kann dieser im Juli im Mittel einen Wert von 10.5 K erreichen. Er ist nicht nur in den untersten Schichten ausgebildet, sondern reicht bis in eine Höhe von etwa 3 km (Tetzlaff et al., 1985).

Es hat sich gezeigt, dass für die Erhaltung des AEJ zwei diabatisch angetriebene meridionale Zirkulationen verantwortlich sind. Dies sind zum einen die turbulenten Flüsse und die trockene Konvektion des Hitzetiefs über der Sahara an der Nordseite des Jets. Zum anderen spielt die hochreichende Feuchtkonvektion der ITCZ an der Südseite eine entscheidende Rolle (Thorncroft und Blackburn, 1999).

2.2 Der „Tropical Easterly Jet“

Der TEJ befindet sich in der oberen Troposphäre im Mittel in einer Höhe von 200 hPa. Seine Achse liegt südlicher als die des AEJ. Sie ist in den Sommermonaten zwischen 5° und 8° N zu lokalisieren. Die mittlere Windgeschwindigkeit innerhalb des TEJ kann bis zu 20 m s^{-1} erreichen (Grist et al., 2002). Die Entstehung des TEJ lässt sich durch das Anwachsen des Geopotentialgradienten an der Südflanke der Höhenantizyklone über der Sahara erklären. Teilweise trägt auch das zonale Ausströmen in der oberen Troposphäre aus der Zone hochreichender Konvektion über Zentralafrika dazu bei (Fink, 2006).

Über Westafrika ergibt sich somit ein sehr charakteristisches vertikales Windprofil, welches unterhalb des AEJ-Maximums eine starke vertikale Windscherung aufweist (Abb. 2.1). Diese begünstigt die Ausbildung von mesoskaligen konvektiven Systemen (Peters, 1988). Ein Index, der das Verhältnis zwischen der Auftriebsenergie (CAPE) und der vertikalen Windscherung quantifiziert, ist die dimensionslose Bulk-Richardson-Zahl (Weisman und Klemp, 1982).

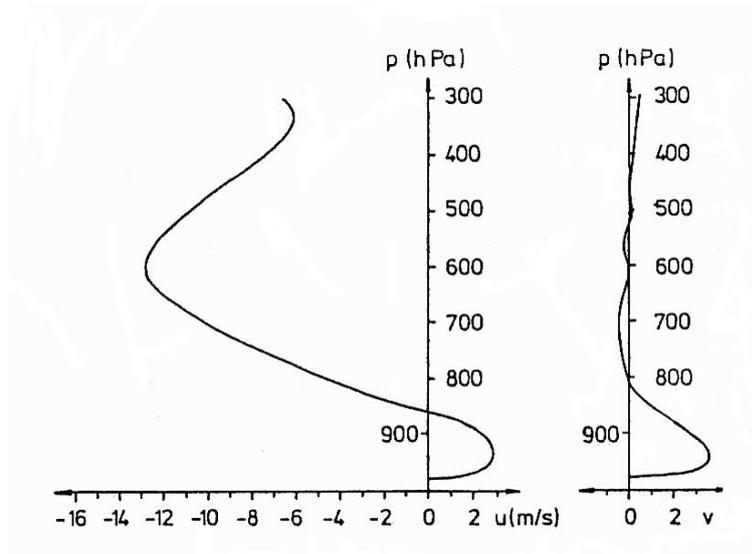


Abbildung 2.1: Charakteristisches mittleres Vertikalprofil des Windes für Westafrika:

li.: zonale Windkomponente, re.: meridionale Windkomponente

Die Zonalkomponente besteht unterhalb von 850 hPa aus der westlichen Monsunströmung und darüber aus starken Ostwinden des AEJ. Oberhalb von 550 hPa ist eine Abnahme in der Zonalkomponente zu beobachten, darüber nimmt die Windgeschwindigkeit erneut zu. Sie erreicht im TEJ-Niveau ein erneutes Maximum (nicht gezeigt). Das meridionale Windprofil weist im Gegensatz dazu keine so starken Windscherungen auf. So ist bis etwa 850 hPa der Monsun mit seiner ageostrophischen, reibungsbedingten Komponente deutlich als Südwind zu erkennen, darüber herrscht jedoch nur eine moderate Nordströmung vor (aus Peters (1988)).

2.3 Die „African Easterly Waves“

Bei den sog. „African Easterly Waves“ handelt es sich um wellenartige Störungen des AEJ, welche nach Burpee (1972) aufgrund einer baroklin-barotropen Instabilität des AEJ in der mittleren Troposphäre entstehen. Diese baroklin-barotrope Instabilität ist dort zu finden, wo der Wert der potentiellen Vorticity in Richtung Norden abnimmt.

Die AEWs propagieren mit einer Phasengeschwindigkeit von etwa 10 bis 15 m s^{-1} in Richtung Westen voran (Berry und Thorncroft, 2004). Ihre Wellenlänge beträgt etwa 3000 km und ihre Periodizität liegt bei zwei bis fünf Tagen (Carlson, 1969). Aus der Literatur ist bekannt, dass es in Verbindung mit den AEWs zwei Regionen gibt, in denen es bevorzugt zur Bildung von MCSs kommt. Zum einen ist dies der trogvorderseitige Bereich, in dem nordöstliche Winde vorherrschen. Hier befindet sich aufgrund der Änderung im thermodynamischen Profil und der vorhandenen

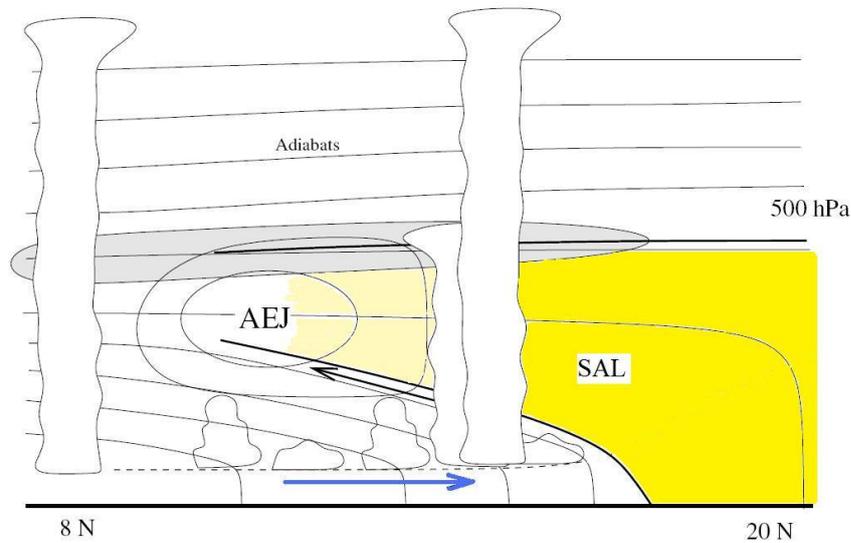


Abbildung 2.2: Schematische Darstellung eines Vertikalschnitts entlang des Greenwich Meridians: in den untersten Schichten wird innerhalb der Monsunschicht feuchte Luft vom Golf von Guinea nach Norden transportiert. Die Monsunschicht weist eine flache Cumulusbewölkung auf. Darüber befindet sich die SAL (gelb) und darüber schließt sich die freie Troposphäre an. Die für den Oberrand der SAL typische Altocumulus-Bewölkung ist durch die graue Schattierung gekennzeichnet (modifiziert nach Parker et al. (2004)).

Scherung im Windfeld eine für die Bildung von MCSs günstige Region. Zum anderen bilden sich in der trogrückseitigen Südwestwindregion bevorzugt MCSs aus, da hier feuchtwarme Luftmassen herangeführt werden, was zu einem Anstieg der potentiellen Labilität führt (Fink, 2006).

2.4 Die „Saharan Air Layer“

Bei der „Saharan Air Layer“ handelt es sich um die gut durchmischte Schicht trockener, warmer und staubhaltiger Luft, die sich über der Sahara bildet. Sie ist vom späten Frühling bis in den frühen Herbst hinein existent (Dunion und Velden, 2004). Ihre Entstehung wird durch die hohe solare Einstrahlung über der Sahara hervorgerufen, wodurch es zur Ausbildung des Sahara-Hitzetiefs am Boden kommt. Diese wiederum führt zu konvergenten Winden in den untersten Schichten. Die damit verbundene trockene Konvektion hebt die trockene, warme und staubhaltige Luft, welche dann in etwa 500 hPa transportiert wird (Karyampudi et al., 1999) (Abb. 2.2).

2.5 Die innertropische Diskontinuität

Die innertropische Diskontinuität (ITD) bildet die Grenze zwischen dem nordöstlichen Harmattan und der aus Südwesten kommenden Monsunströmung. Hier konvergieren beide Strömungen. Die Signifikanz der ITD als wichtiges Element im WAM-System liegt im Verhältnis ihrer Position zum Niederschlag.

In der Regel wird die ITD über einen Taupunktgrenzwert definiert (z. B. $\tau < 15.6 \text{ }^\circ\text{C}$ (Ilesamni, 1971)). Demnach zieht die ITD über eine Station, an der ein Taupunkt-rückgang auf Werte unter $15.6 \text{ }^\circ\text{C}$ verzeichnet wird, aus nördlichen Richtungen in Richtung Süden hinweg. Im Gegensatz dazu wandert die ITD über eine Station, an der eine Taupunktzunahme auf über $15.6 \text{ }^\circ\text{C}$ festzustellen ist, in Richtung Norden hinweg (Ilesamni, 1969).

Die Verwendung des Taupunktes für die Bestimmung der Lage der ITD kann durch folgende Argumentation gerechtfertigt werden. Zum einen ist die Unterscheidung der beiden aufeinander treffenden Luftmassen über den Feuchtegehalt der Luft in Form des Taupunktes sehr repräsentativ und außerdem leicht verfügbar. Zum anderen sind Taupunktwerte eng mit dem Auftreten oder Ausbleiben von Niederschlag verknüpft. Laut Ilesamni (1971) hat die Definition der ITD über das Taupunktkriterium jedoch nur so lange Gültigkeit wie die beiden Taupunkte der nördlichen und der südlichen Luftmasse mit der Zone des maximalen Taupunktgradienten übereinstimmen.

Im August erreicht die ITD mit 20° N ihre nördlichste Position. Im Januar ist sie bei etwa 6° N zu finden. Die Verlagerung der ITD in Richtung Süden (etwa 13 km pro Tag) geht schneller einher als die Verlagerung in Richtung Norden (etwa 7 km pro Tag).

2.6 Die mesoskaligen konvektiven Systeme

Mesoskalige konvektive Systeme (MCSs) werden in der Regel definiert als eine einzelne kumulusförmige und vertikal gut ausgebildete Wolke oder eine Anhäufung dieser Wolken. Sie weisen eine typische horizontale Ausbreitung von $100 \times 100 \text{ km}^2$ auf (Tamasini et al., 2006).

Diese Klassifizierung ist sehr allgemein. Daher lassen sich die MCSs in weitere, spezifischere Klassen einteilen. Für den Raum Westafrika sind dabei vor allem die sog. Böenlinien⁵ und die mesoskaligen konvektiven Komplexe (MCCs)⁶ von Bedeutung.

⁵englisch: Squall-Lines (SL)

⁶englisch: mesoscale convective complexes

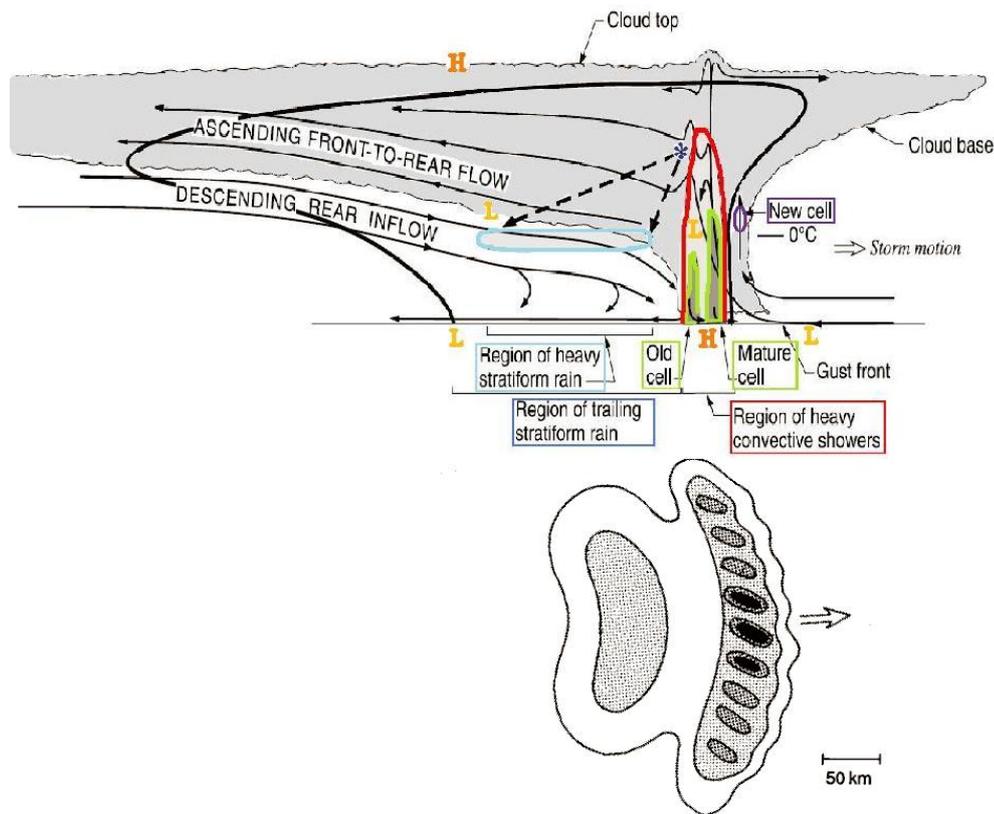


Abbildung 2.3: Konzeptionelles Modell einer Böenlinie.

Im vorderen Bereich des Systems befindet sich der konvektive Teil des Systems. Mit ihm stehen die intensivsten Niederschläge in Verbindung. Diesem konvektiven Teil eilt eine Böenfront voraus. An den konvektiven Teil schließt sich der stratiforme Teil des Systems an. Zu ihm gehören länger andauernde, moderatere Niederschläge (modifiziert nach Houze et al. (1989))

Die MCCs weisen eine kreisförmige Gestalt auf Satellitenbildern auf. Weiter wird ein MCC über seine Größe, Lebensdauer und die Exzentrizität definiert, basierend auf dem Wolkenschirm, der auf einem Satellitenbild zu sehen ist (Maddox, 1980). Bei den Böenlinien handelt es sich dagegen um linienförmige Komplexe, die schnell (mit bis zu 15 m s^{-1}) in Richtung Westen propagieren (Redelsperger et al., 2002). Sie sind aufgrund ihres hohen Maßes an Organisation und ihrer schnellen Zuggeschwindigkeit dafür bekannt sehr effizient im Transport von Wärme, Feuchte und Impuls zu sein (Lafore et al., 1988).

Im zentralen Sahel tragen die MCSs zu mehr als 90 % der Niederschläge bei (D'Amato und Lebel, 1998), was sie zu einem wichtigen Glied des Wasserkreislaufes in dieser Region macht.

MCSs bestehen aus einem konvektiven und aus einem stratiformen Bereich (Abb. 2.3). Dem konvektiven Bereich eilt eine sog. Böenfront⁷ voraus (Chong und Hauser, 1989). In Verbindung mit dem konvektiven Teil des Systems fällt innerhalb kurzer Zeit starker Niederschlag. Der nachfolgende stratiforme Teil des Systems bringt länger andauernden Niederschlag, der jedoch weniger intensiv ist und kleine Tropfengrößen aufweist.

Chong und Hauser (1989) haben gezeigt, dass 55 bis 65 % des Niederschlags während eines MCS-Durchzugs dem konvektiven Teil zuzuordnen ist. Die übrigen 35 bis 45 % stehen in Zusammenhang mit dem stratiformen Niederschlag. Typische Niederschlagsraten, die MCSs in Westafrika während des Durchzuges des konvektiven Teils bringen, betragen bis zu 30 mm h^{-1} innerhalb von 30 Minuten. Die Regenrate, die in Verbindung des stratiformen Teils des Systems steht, beträgt etwa 4 mm h^{-1} . Dieser Niederschlag dauert im Mittel etwa zwei bis drei Stunden an (Chong et al., 1987).

Der konvektive Bereich des Systems zeichnet sich durch starke Aufwinde aus. Sie verfrachten feuchte Luftmassen aus der Grenzschicht in die mittlere und obere Troposphäre. Dort kommt es zur Kondensation. Diese Cumulonimbuszellen werden mit starken Niederschlägen begleitet. Die Verdunstung dieser Niederschläge in der verhältnismäßig trockenen mittleren Troposphäre führt zur Abkühlung und Bildung starker Abwinde. Diese sind für die Bildung der Böenfront im vorderen Teil des Systems verantwortlich und zudem auch für die Erhaltung des Systems (Hastenrath, 1985).

Am Boden ist der Durchzug eines MCS mit unmittelbaren Auswirkungen auf den Tagesgang der verschiedenen meteorologischen Parameter verbunden (Redelsperger et al., 2002). Das präkonvektive Umfeld an der Station zeichnet sich durch eine feucht-warme Monsunströmung in Bodennähe mit einem Feuchtegehalt von rund 17 g kg^{-1} aus (Abb. 2.4a). Die Ankunft der Böenfront ist mit einer heftigen Zunahme der Windgeschwindigkeit verbunden. Der Wind dreht dabei auf östliche Richtungen (Abb. 2.4a). Aufgrund der Verdunstung des fallenden Niederschlags kommt es am Boden zu einer Temperaturabnahme von mehreren Kelvin, die im Wesentlichen auch für den Druckanstieg verantwortlich ist (Abb. 2.4c). Durch die starken Vertikalbewegungen findet eine markante Umverteilung der Feuchte statt, die in Bodennähe zu einer starken Abnahme von mehreren g kg^{-1} führt (Abb. 2.4b).

Die klimatologischen Gegebenheiten, innerhalb derer es zur Auslösung von MCSs kommen kann, sind starke Windscherung in den untersten Schichten der Troposphäre sowie eine bedingte Labilität der Atmosphäre. Zudem bedarf es einer atmo-

⁷englisch: gustfront

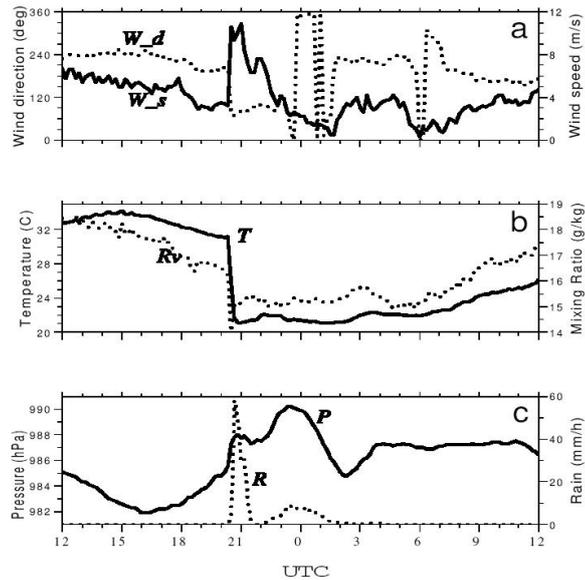


Abbildung 2.4: Beispielhafte Darstellung der Änderungen verschiedener meteorologischer Parameter am Boden mit Durchzug eines MCS (Redelsperger et al., 2002):
 (a) Windrichtung (gepunktet) [$^{\circ}$] und Windgeschwindigkeit [m s^{-1}]
 (b) Mischungsverhältnis (gepunktet) [g kg^{-1}] und Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]
 (c) Niederschlag [mm h^{-1}] (gepunktet) und Luftdruck [hPa]

sphärischen Schichtung, die charakterisiert ist durch eine feuchte, kühlere Luftmasse in den untersten Schichten, über der, in den mittleren Niveaus der Troposphäre, eine warme und trockene Luftmasse liegt (Rowell und Milford, 1993). Diese Bedingungen sind während der Monsunphase in Westafrika gegeben.

Nach Rowell und Milford (1993) sind zudem die tageszeitlich bedingte Aufheizung der Erdoberfläche, topographische Erhebungen, großräumige Hebung (z. B. in Zusammenhang von AEWs) und die Bereitstellung von Feuchte durch die feuchte Südwest-Monsunströmung wichtige Faktoren für die Auslösung von MCSs. Aufgrund ihrer topographischen Gegebenheiten gibt es in Westafrika einige Regionen, in denen es vermehrt zur Auslösung von mesoskaligen Systemen kommt. Zu diesen gehören das Jos Plateau in Nigeria und das Air Gebirge im nördlichen Niger (Redelsperger et al., 2002).

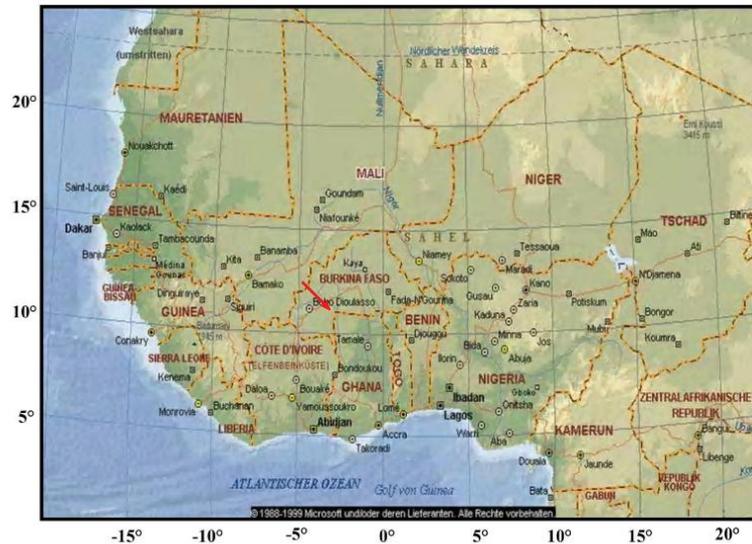


Abbildung 2.5: Karte von Westafrika

Die geographische Lage von Dano (3° W und 11° N) ist mit dem roten Pfeil markiert. Bontioli liegt etwa 30 km südlich davon.

2.7 Das AMMA-Projekt

AMMA ist ein internationales EU-Projekt, das dazu beitragen soll, unsere Kenntnis und unser Verständnis des Westafrikanischen Monsuns und dessen Variabilität zu verbessern.

Dabei steht die Erforschung der Ursachen für die Veränderlichkeit des Monsuns und dessen Folgen auf die Landwirtschaft und Gesundheit der dort lebenden Menschen im Vordergrund. Ziel ist es, ein verbessertes Verständnis des Monsuns zu erreichen und dessen Vorhersage mit Modellen zu verbessern, um sowohl für die Landwirtschaft als auch für die Gesundheit der Menschen Vorsorgemaßnahmen zu ermöglichen. Desweiteren soll die Bedeutung Westafrikas im globalen Klimasystem untersucht werden.

Um alle Ziele umsetzen zu können, ist das Projekt über mehrere Jahre ausgelegt. Hierzu lassen sich unterschiedliche Beobachtungszeiträume definieren (AMMA-Homepage, 2007):

- Eine „langfristig angelegte“ Untersuchungsperiode (LOP)⁸, während derer his-

⁸englisch: Long Observing Period

torische Daten und Daten aus jüngster Vergangenheit und Zukunft (2002 bis 2010) analysiert werden um die Variabilität des WAM-Systems festzuhalten.

- „Spezielle“ Beobachtungsperioden, sog. SOPs⁹, die im Jahr 2006 in Westafrika stattfanden (Abb. 2.5) und während derer neue Datensätze erhoben wurden. Insgesamt gab es vier SOPs. Eine SOP fand im Januar und Februar während der Trockenzeit statt (SOP0), eine weitere (SOP1) vor Einsetzen des Monsuns. Weitere SOPs fanden statt als die Monsunströmung bereits vollständig entwickelt war (SOP2) und während der Spätmonsun-Phase (SOP3).
- Als Verbindung zwischen den SOPs und der LOP sollte die dreijährige „erweiterte“ Untersuchungsperiode (EOP)¹⁰ dienen, welche als Hauptaufgabe hatte, zwischen 2005 und 2007 den jährlichen Zyklus der Oberflächenbedingungen und der Atmosphäre zu erfassen.

Im Rahmen der SOPs, die im Jahr 2006 in Westafrika stattfanden, hat sich das IMK Karlsruhe, wie bereits erwähnt, an zwei Messperioden der insgesamt vier Beobachtungsphasen beteiligt. Sowohl während der SOP1, als auch während der SOP2, wurden Datensätze in Dano und Bontioli, Burkina Faso, (Abb. 2.5) erhoben. Hierfür standen zum einen Radiosonden zur Verfügung, zum anderen wurden mit Hilfe einer Energiebilanzstation und eines Sodars die Bedingungen innerhalb der planetaren Grenzschicht gemessen. Im Rahmen dieser Diplomarbeit werden Daten der SOP2 ausgewertet.

⁹englisch: Special Observing Periods

¹⁰englisch: Enhanced Observing Period

3 Beschreibung der untersuchten Fälle

Während der SOP2 im Juli und August 2006 zogen insgesamt fünf mesoskalige Systeme über den Raum Dano hinweg. Drei davon werden im Rahmen dieser Diplomarbeit untersucht.

Bei zwei der drei Systeme handelte es sich um die linienförmigen MCSs, die sog. Böenlinien. Sie zogen am Abend des 31. Juli 2006 und am frühen Nachmittag des 11. August 2006 über die Stationen Dano und Bontoli hinweg. Bei dem dritten System, welches die Stationen am 25. Juli 2006 in den Mittagstunden erreichte, handelte es sich um ein als MCC klassifiziertes MCS.

3.1 Herkunft der verwendeten Daten

Im Folgenden werden die drei Systeme anhand ihrer Zugbahn und des Niederschlags mit Hilfe satellitengestützter Daten charakterisiert. Für die Beschreibung der großräumigen Bedingungen - anhand der synoptischen Hauptmerkmale des WAM-Systems - stehen Wetterkarten des „African Centre of Meteorological Applications for Development“ (ACMAD) zur Verfügung. Zur Analyse des präkonvektiven Umfelds sowie der Auswirkungen der MCS-Durchzüge auf Grenzschicht und Atmosphäre werden Beobachtungsdaten verwendet.

Die verwendeten Daten werden im nächsten Kapitel genauer erläutert.

3.1.1 Die satellitengestützte Gewittererkennung (RDT-Produkt)

Die Rapid Developing Thunderstorm (RDT)-Software wurde von der Météo France entwickelt. Mit ihrer Hilfe lassen sich mesoskalige Systeme unter Verwendung von

Satellitenbilder des Meteosat 7 auf einfache Weise verfolgen. Es handelt sich dabei um Infrarot-Satellitenbilder des $10.8 \mu\text{m}$ Kanals mit einer räumlichen Auflösung von $5 \times 5 \text{ km}^2$ (Tamasini et al., 2006). Sie liegen in einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten vor.

Verschiedenfarbige Umrisslinien, die über die einzelnen Zellen gelegt wurden, geben Aufschluss über das Entwicklungsstadium. Hierbei werden den einzelnen Entwicklungsstadien folgende Farben zugeordnet:

- **gelb** entspricht dem Zeitpunkt der Auslösung des Systems
- **rot** entspricht der Wachstumsphase
- **violett**-farben ist das System umrandet, wenn es voll ausgebildet ist
- **blau** entspricht einem sich abschwächenden System

Die Stärke der Kontur gibt zudem Hinweise über die Temperaturtendenz des Systems: je dicker die Kontur, desto größer die Abkühlung. Desweiteren werden die konvektiven Zellen mit verschiedenen Farben überlagert, die Aufschluss über die Temperaturen der Wolken geben. Dabei korrespondieren die tiefsten Temperaturen mit einer schwarzen Einfärbung. Weniger kalte Temperaturen korrespondieren mit einer orangenen oder grauen Einfärbung. Zudem können dem RDT-Produkt Informationen bezüglich der Verlagerungsgeschwindigkeit oder der Ausdehnung des Systems entnommen werden (AMMA-Homepage, 2007).

3.1.2 Die satellitengestützte Niederschlagsbestimmung (TRMM-TMPA)

Bei dem TRMM¹-Projekt handelt es sich um ein Gemeinschaftsprojekt der NASA und der „Japan Aerospace Exploration Agency“. Dabei sollen Niederschläge in den Tropen bestimmt werden.

Zu diesem Zweck ist ein TRMM-Satellit mit insgesamt fünf Messinstrumenten ausgestattet (Abb. 3.1). Drei davon dienen zur Bestimmung des Niederschlags. So ist der Satellit unter anderem mit einem sog. „Visible Infrarot Radiometer“ (VIRS) ausgestattet, welches zur Bestimmung der Wolkenart, des Bedeckungsgrades und der Temperatur an der Wolkenobergrenze dient. Ein sog. „TRMM Microwave Imager“

¹Abk.: Tropical Rainfall Measuring Mission

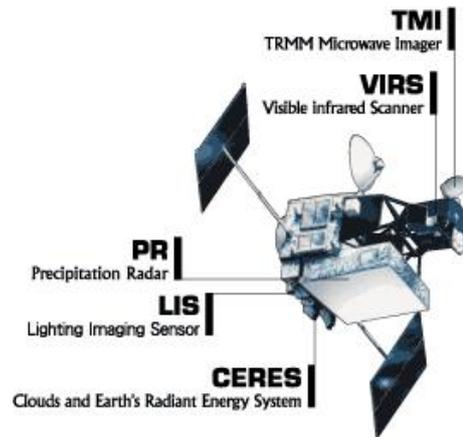


Abbildung 3.1: TRMM-Satellit

(TMI) dient zur Bestimmung des integrierten Säulenwassergehaltes, des Wolkenflüssigwassers, des Wolkeneises und der Niederschlagsintensität und -art (stratiform oder konvektiv). Das eingebaute Niederschlagsradar (PR) macht die Darstellung der dreidimensionalen Niederschlagsverteilung möglich.

Bei dem hier verwendeten über 24 Stunden akkumulierten Niederschlag, in den Daten von 0600 UTC bis um 0600 UTC des Folgetages eingehen, handelt es sich um das sog. TMPA²-Produkt, in das sowohl Niederschlagsschätzungen der TRMM-Satelliten als auch Niederschlagsmessungen eingehen (Huffman et al., 2007).

3.1.3 Die WASA-Wetterkarten

Die WASA-Wetterkarten geben einen Gesamtüberblick über die beobachtete meteorologische Situation. Die Karten stellen die synoptischen Hauptmerkmale über Afrika dar und basieren auf den Modell-Ausgaben der Modelle des EZMW, des UK MetOffice (UKMO) und des Modells Arpege³ der Météo France sowie den Erfahrungen der Synoptiker (Kane, 2007) .

Die Karten werden dabei in einer zeitlichen Auflösung von 12 Stunden für die Termine 0600 UTC und 1800 UTC bereit gestellt.

²TRMM-Multi-Satellite Precipitation Analysis

³französisch: “Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle“, (deutsche Übersetzung: Forschungsprojekt über die kleine und große Skala)

3.1.4 Daten der Energiebilanzstation zur Betrachtung meteorologischer Parameter in Bodennähe

Die bodennahen Verhältnisse wurden mit Hilfe einer Energiebilanzstation in Bontio-li, Burkina Faso (03°04' W, 10°53' N, 280 m ü. NN), aufgenommen. Außer den meteorologischen Standardgrößen wie Temperatur, Feuchte, Windgeschwindigkeit und -richtung, sowie Luftdruck und Niederschlag wurden auch Daten für die Energie- und Strahlungsbilanz erhoben.

Der latente und der fühlbare Wärmestrom wurden mit Hilfe der Eddy-Kovarianz-Methode bestimmt. In einer Höhe von 4 m wurden die zur Berechnung des latenten Wärmestroms benötigten Fluktuationen der absoluten Feuchte mit Hilfe eines Infrarot-Hygrometers mit einer Abtastrate von 20 Hz gemessen. In dieser Höhe waren zudem ein Ultraschallanemometer zur Messung der Schwankungen der Temperatur und der Windgeschwindigkeit, sowie ein Pyrradio- und ein Albedometer zur Erhebung der Komponenten für die Strahlungsbilanz positioniert. Der Bodenwärmestrom wurde mit Hilfe von Bodenwärmestromplatten gemessen, die zu diesem Zweck in 2 cm Bodentiefe eingebracht wurden. Die Abtastrate dieser Messgrößen lag bei 5 s.

Der Niederschlag wurde mit einer Wippe und einem Tropfer erfasst. Die Messung des Luftdrucks erfolgte in einer Höhe von 0.5 m. Die Messgeräte zur Messung der Luftfeuchtigkeit und -temperatur wurden in einer Höhe von 1.7 und 3.7 m angebracht. Abgesehen vom Niederschlag, der über 10 Minuten aufsummiert wurde, wurden alle aufgenommenen Daten einer 10-Minuten-Mittelung unterzogen.

3.1.5 Radiosondenaufstiege zur Untersuchung der Auswirkungen auf die Atmosphäre

Die Radiosonden wurden in Dano, Burkina Faso (etwa 03°05' W, 11°10' N, 350 m ü. NN) gestartet. Es wurden Aufstiege vor, z. T. während und nach Durchzug eines Systems durchgeführt. Dabei wurden der Luftdruck, die Temperatur und Feuchte, sowie die Windgeschwindigkeit und -richtung aufgenommen.

An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, dass die Daten dieser Radiosondenaufstiege für die Datenassimilation der in Kapitel 4.1 beschriebenen EZMW-Analysen benutzt wurden.

3.2 Vorstellung der gesamten SOP2

Für die Entwicklung von Konvektion⁴ ist, wie bereits erwähnt, unter anderem eine potentielle bzw. latente Instabilität eine notwendige Bedingung.

Dieser Sachverhalt wird im folgenden Kapitel für den gesamten SOP2-Zeitraum untersucht und die Tage mit MCS-Durchgängen darin eingeordnet.

Zudem werden Unterschiede bezüglich der Energieumsetzung, der Grenzschichtcharakteristika und des Konvektionsindex CAPE, der im Folgenden vorgestellt wird, zwischen der SOP1 und der SOP2 aufgezeigt.

3.2.1 Zeitliche Änderung der Konvektionsindizes während der SOP2

Um Aussagen über die latente Instabilität im Untersuchungszeitraum machen zu können, wurden verschiedene Konvektionsindizes mit Hilfe des Programms RAOB⁵, welches zur Darstellung und Analyse von Radiosondenaufstiegen dient, anhand der Aufstiege von Dano berechnet.

Latente Instabilität herrscht vor, wenn der vertikale Temperaturgradient über dem Niveau der freien Konvektion (LFC)⁶ geringer ist als der feuchtadiabatische Temperaturgradient. In einer trockenen Umgebung kann in diesem Fall Instabilität durch Hebung eines feuchten Luftpaketes aus Bodennähe (unterhalb des LFC) ausgelöst werden (Kunz, 2007).

Die berechneten Konvektionsindizes, die allesamt ein Maß für die latente Instabilität darstellen, werden in den folgenden Abschnitten vorgestellt. Wobei an dieser Stelle angemerkt sei, dass die Charakteristika des zu hebenden Luftpaketes aus einer über 10 hPa und aus einer über 50 hPa gemittelten Schicht berechnet wurden und nicht aus den Bodenwerten. Somit sollte verhindert werden, dass lokale Einflüsse die Konvektionsindizes zu stark dominieren.

⁴Im Rahmen dieser Arbeit ist nur die Feuchtkonvektion relevant. Der Einfachheit halber wird im Folgenden immer der Begriff Konvektion verwendet, obgleich die Feuchtkonvektion gemeint ist.

⁵RAwinsonde OBServation

⁶englisch: level of free convection

Einführung der berechneten Konvektionsindizes

Der Konvektionsindex CAPE

Die CAPE⁷ wird im Deutschen auch Labilitätsenergie genannt. Sie repräsentiert die Menge an positiver Auftriebsenergie zwischen dem Niveau der freien Konvektion (LFC) und dem Gleichgewichtsniveau (EL)⁸ und ist nach Doswell und Rasmussen (1994) durch folgende Formel definiert:

$$\text{CAPE} = g \int_{LFC}^{EL} \frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} dz \quad (3.1)$$

Dabei stellen die in der Gleichung verwendeten Parameter folgende Größen dar:

- g Gravitationsbeschleunigung
- T_{vp} virtuelle Temperatur des gehobenen Luftpakets
- T_{ve} virtuelle Temperatur der Umgebung

Die CAPE-Werte sind umso größer, je größer der Unterschied zwischen dem gehobenen Luftpaket und der Umgebung ist. Dabei gelten für die CAPE folgende Schwellenwerte: CAPE-Werte $< 1000 \text{ J kg}^{-1}$ deuten auf schwache Konvektion, CAPE-Werte zwischen 1000 und 2500 J kg^{-1} auf mäßige Konvektion und CAPE-Werte > 2500 deuten auf starke Konvektion hin (Knutsvig, 2008).

Sie stellen jedoch keine allgemein gültigen Werte dar, sondern dienen lediglich als Richtwerte, da die Höhe der CAPE-Werte zum einen eine Abhängigkeit zu den Umgebungsbedingungen zeigt, zum anderen aber auch, von der Wahl des Niveaus, aus dem das Luftpaket gehoben wird, abhängt (Blanchard, 1998).

⁷englisch: Convective Available Potential Energy

⁸englisch: equilibrium level

Der Hebungsindex LI

Der Hebungsindex LI⁹ ist nach Galway (1956) gegeben durch:

$$\text{LI} = T_{500} - T_{B500} \quad (3.2)$$

Hierbei ist T_{500} die Temperatur, die in 500 hPa herrscht. T_{B500} stellt die Temperatur dar, die ein Luftpaket, das von der Bodenoberfläche aus bis zum Hebungskondensationsniveau trockenadiabatisch, darüber feuchtadiabatisch gehoben wird, in 500 hPa besitzt. Beim LI handelt sich demnach um eine Temperaturdifferenz und dementsprechend wird der Hebungsindex in K angegeben.

Dabei ist bei $\text{LI} < 0$ K Gewitterpotential gegeben und bei einem $\text{LI} \leq -4$ K sind schwere Gewitter zu erwarten (Knutsvig, 2008).

Der Unterdrückungsindex CIN

Die CIN¹⁰ ist ein Maß für die verfügbare negative Auftriebsenergie zur Unterdrückung vertikaler Aufwärtsbeschleunigungen. Sie gibt an, wieviel Arbeit von der Umgebung verrichtet werden muss, um ein Luftpaket bis zum Niveau der freien Konvektion anzuheben. Die CIN ist somit als konvektive Sperre anzusehen. Sie wird nach F. P. Colby (1984) durch folgende Formel definiert:

$$\text{CIN} = g \int_{z_0}^{\text{LFC}} \frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} dz \quad (3.3)$$

Dabei handelt es sich bei z_0 um die Bodenoberfläche.

Je größer der Absolutbetrag der CIN ist, desto größer muss die erzwungene Hebung sein, um das Luftpaket ins Niveau der freien Konvektion zu verfrachten. Günstige Bedingungen für die Ausbildung von Konvektion liegen bei CIN-Werten zwischen 50 und 150 J kg^{-1} vor (Knutsvig, 2008).

⁹englisch: Lifted Index

¹⁰englisch: Convection Inhibition

Der Index Cap

Die Cap¹¹, in der Literatur auch als „LID Index“ bekannt, ist ein Maß für das Vorhandensein stabiler Schichten in der Höhe, die die darunterliegenden Luftmassen am Aufsteigen hindern. Die Berechnung der Cap erfolgt über die maximale Temperaturdifferenz zwischen der Hebungskurve des gehobenen Luftpakets und seiner Umgebungstemperatur. Die Berechnung erfolgt dabei entweder vom Boden oder aus einer aus Mittelwerten berechneten Schicht bis zum Niveau der freien Konvektion (LFC). Die Hebung findet dabei unterhalb des Hebungskondensationsniveaus entlang der Trockenadiabaten statt, darüber entlang der Feuchtadiabaten (López et al., 2007).

Konvektion wird bei Cap-Werten > 2 K unterdrückt und bei einer Cap zwischen 1 und 2 K herrschen ideale Bedingungen für Konvektion vor.

Konvektionsindizes in Verbindung der MCS-Durchgänge

Anhand der vorgestellten Konvektionsindizes soll nun das präkonvektive Umfeld an der Station Dano quantifiziert werden. Zu diesem Zweck werden im Folgenden die aus der 50hPa-Mittelschicht berechneten Indizes herangezogen, wobei die zeitliche Entwicklung der verschiedenen Konvektionsparameter in Abhängigkeit der MCS-Durchzüge im Vordergrund steht.

Am Nachmittag des 25. Juli erreicht das erste untersuchte System Dano. Die zeitliche Entwicklung der Konvektionsindizes kann jedoch für diesen Fall nicht im Detail betrachtet werden, da vor Durchzug des Systems lediglich ein morgendlicher Aufstieg zur Verfügung steht und zudem nicht alle Konvektionsindizes für den Aufstieg bei Durchzug des Systems berechnet werden konnten, da das Gleichgewichtsniveau und das Niveau der freien Konvektion durch die Sonde nicht erreicht wurde. Ebenso gab es bei der Berechnung der Indizes für den Aufstieg am darauffolgenden Tag Probleme. Aufgrund der dadurch entstandenen Datenlücke, wird dieser Fall bei der folgenden Analyse außer Acht gelassen.

Das zweite System zieht gegen 1800 UTC am 31. Juli über Dano und Bontoli hinweg. An diesem Tag ist eine Zunahme der CAPE zwischen 1200 UTC und 1620 UTC von 4 J kg^{-1} auf 1500 J kg^{-1} zu beobachten (Abb. 3.2). Ähnliche Werte für

¹¹englisch: capping inversion

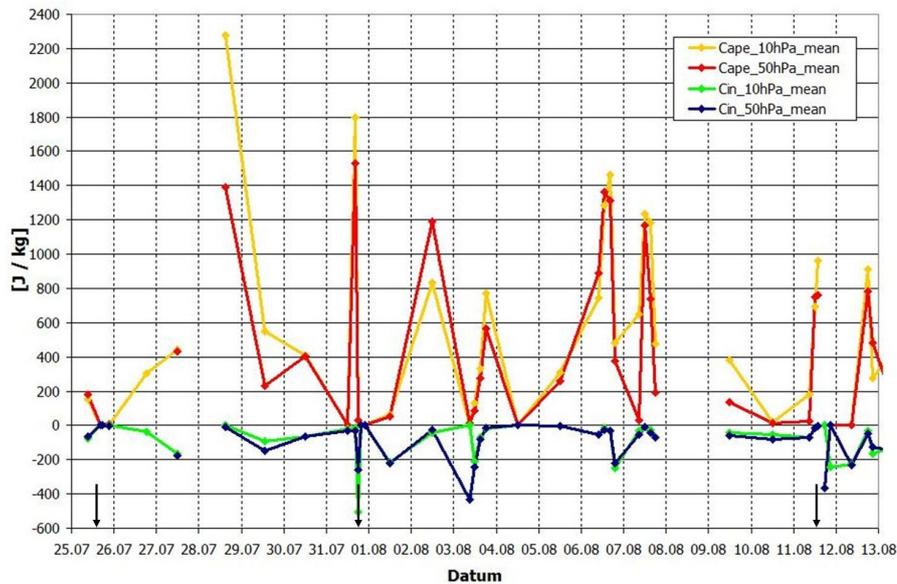


Abbildung 3.2: Konvektionsindizes für den Zeitraum zwischen dem 25. Juli und 13. August 2006

CAPE berechnet aus den Mittelwerten der untersten 10 hPa (gelb) und der untersten 50 hPa (rot) und CIN berechnet aus den Mittelwerten der untersten 10 hPa (grün) und 50 hPa (blau)

Die Durchzüge der untersuchten MCS sind mit einem Pfeil markiert.

das präkonvektive-MCS Umfeld wurden bereits von Redelsperger et al. (2002) veröffentlicht.

Die CIN erreicht um 1620 UTC einen Absolutwert von $32 J kg^{-1}$ (Abb. 3.2). Bis dahin steigt auch der Hebungsindex LI auf $-3 K$ an und die Cap liegt mit $1 K$ in einem für die Ausbildung von Konvektion idealen Bereich (Abb. 3.3).

Das präkonvektive Umfeld an der Station ist demnach durch eine hohe latente Instabilität, die sich durch die hohen CAPE- und LI-Werte in den Stunden vor Durchzug des Systems an der Station widerspiegelt, und zudem durch eine geringe konvektive Unterdrückung (anhand der CIN- und Cap-Werte gezeigt) charakterisiert.

Nach Durchzug des Systems stellt sich in der Atmosphäre eine deutlich erkennbare Stabilisierung ein. So fällt die CAPE und die CIN bis 1920 UTC auf $0 J kg^{-1}$ ab. Auch um 2135 UTC betragen beide Indizes weiterhin $0 J kg^{-1}$. Der LI ist zu beiden Zeitpunkten positiv, was auf stabile Verhältnisse hinweist. Für die Cap liegen zu diesen Zeitpunkten keine Werte vor.

Diese latent stabilen Verhältnisse dauern nicht nur unmittelbar nach Durchzug des MCS an, auch am darauffolgenden Tag ist, wie im Folgenden gezeigt wird, die Tro-

3 Beschreibung der untersuchten Fälle

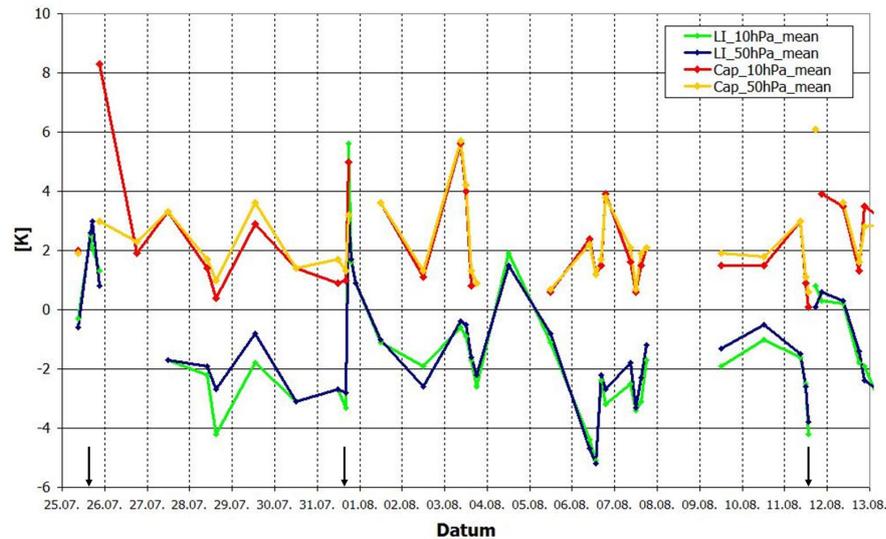


Abbildung 3.3: Konvektionsindizes für den Zeitraum zwischen dem 25. Juli und 13. August 2006
Cap berechnet aus den Mittelwerten der untersten 10 hPa (rot) und der untersten 50 hPa (gelb) und LI berechnet aus den Mittelwerten der untersten 10 hPa (grün) und der untersten 50 hPa (blau)
Die Durchzüge der untersuchten MCS sind mit einem Pfeil markiert.

osphäre durch den Durchzug des Systems weiterhin beeinflusst.

So wird Konvektion am Tag nach Durchzug des MCS noch stark unterdrückt.

Die CAPE weist am 01. August um 1200 UTC nur einen sehr geringen Wert von 54 J kg^{-1} auf. Dies ist vor allem durch die trockenen Luftschichten aus der mittleren Troposphäre, die durch die starken Vertikalbewegungen in die Grenzschicht eingemischt wurden, bedingt. So ist die Feuchte innerhalb der Grenzschicht zu diesem Zeitpunkt weiterhin geringer als vor Durchzug des Systems (nicht gezeigt). Auch die CIN mit einem Absolutwert von 220 J kg^{-1} und die Cap mit einem Wert von 3.6 K weisen auf eine konvektive Unterdrückung hin. Der LI erreicht -1 K , was ebenfalls auf ein nur schwaches Konvektionspotential hinweist.

Erst am 02. August stellen sich wieder ähnliche Bedingungen wie vor Durchzug des Systems ein. So erreicht die CAPE um 1200 UTC 1190 J kg^{-1} und der LI -2.6 K . Auch die konvektive Sperre CIN erreicht nur noch 28 J kg^{-1} . Die Cap hat bis dahin ebenfalls abgenommen und beträgt nun 1.3 K .

Ähnliche Erkenntnisse liefert auch die Betrachtung des zeitlichen Verlaufs der verschiedenen Konvektionsparameter in Abhängigkeit des MCS-Durchzugs am 11. August. Zwar erreicht die CAPE im präkonvektiven Umfeld in diesem Fall nur moderate 700 J kg^{-1} , der LI mit -4 K deutet jedoch auf eine starke latente Instabilität hin. Auch die CIN mit einem Absolutbetrag von 6 J kg^{-1} und die Cap mit 0.6 K weisen

durchaus vorhandenes Konvektionspotential auf.

Zusammenfassend ist demnach festzustellen, dass das präkonvektive Umfeld an der Station vor den Durchzügen der MCSs durch latente Instabilität und eine geringe konvektive Unterdrückung charakterisiert ist. Mit Durchzug des Systems stellt sich in diesen Fällen eine Stabilisierung ein, die auch noch am darauffolgenden Tag zu beobachten ist. Erst etwa zwei Tage nach Durchzug stellen sich wieder ähnliche Bedingungen ein wie vor Durchzug.

3.2.2 Unterschiede konvektionsrelevanter Parameter zwischen der SOP1 und der SOP2

Die SOP1 fand, wie bereits erwähnt, in der prämonsunalen Phase statt, während die SOP2 statt fand als der Monsun bereits ausgebildet war. Deshalb sollen die Bedingungen während der SOP1 und der SOP2 anhand einiger charakteristischer Größen miteinander verglichen und bestehende Unterschiede, wie z. B. in der Energieumsetzung, aufgezeigt werden.

Während der SOP1 zogen insgesamt drei MCSs über die Messstationen hinweg. Das präkonvektive Umfeld war dabei durch CAPE-Werte¹² von im Mittel 1900 J kg^{-1} charakterisiert, wobei das präkonvektive Umfeld vor Durchzug des ersten Systems die geringsten CAPE-Werte aufwies und die CAPE vor Durchzug des dritten MCSs am höchsten war. Demnach war während der SOP1 eine Zunahme der CAPE zu beobachten.

Unterschiede zur SOP2 bestehen zum einen im zeitlichen Verlauf der CAPE und zum anderen in der Höhe der CAPE-Werte. So erreichen die CAPE-Werte, wie bereits gezeigt, im präkonvektiven Umfeld während der SOP2 keine so hohen Werte mehr. CAPE-Werte in dieser Größenordnung werden in diesem Zeitraum nur am 28. Juli 2006 um 1500 UTC erreicht (Abb. 3.2). An diesem Tag zieht südlich von Dano ein MCS vorbei, der Dano mit seinen nördlichsten Ausläufern streift. Dagegen liegen die CAPE-Werte beim direkten Durchzug der MCSs einige Tage später lediglich bei Werten von etwa 1500 J kg^{-1} am 31. Juli und bei 700 J kg^{-1} am 11. August. Im Gegensatz zur SOP1, ist während der SOP2 eine stetige Abnahme der CAPE zu beobachten (Abb. 3.2).

¹²Auch in diesem Fall werden CAPE-Werte, die aus einer 50hPa-Mittelschicht berechnet wurden herangezogen.

Nicht nur die CAPE-Werte sind während der SOP1 höher. Auch die Grenzschicht-höhen weisen während der SOP1 eine größere vertikale Erstreckung auf.

So erreicht die Grenzschicht im Tagesverlauf während der prämonsunalen Messphase typische vertikale Erstreckungen von etwa 1.7 km. Die Grenzschichthöhe erreicht im Vergleich dazu während der SOP2 im Mittel nur etwa 800 bis 1000 m (nicht gezeigt). Diese Unterschiede sind teilweise auf die unterschiedlichen Bowenverhältnisse während der beiden Messphasen zurückzuführen. So dominiert zu Beginn der SOP1 - vor dem ersten Niederschlagsereignis - der fühlbare Wärmestrom. Das Bowenverhältnis, welches das Verhältnis vom fühlbaren zum latenten Wärmestrom angibt, ist in diesem Fall > 1 . Nach dem ersten Niederschlagsereignis hingegen, sinkt das Bowenverhältnis ab, da dann der latente Wärmestrom dominiert. Aufgrund der fehlenden Vegetation vor Einsetzen des Monsuns verdunstet der gefallene Niederschlag sehr schnell im Wesentlichen aus den obersten Bodenschichten. Der fühlbare Wärmestrom steigt deshalb schnell wieder an.

Anders verhält es sich während der SOP2. Bis zu dieser Zeit hat sich an der Station bereits Vegetation entwickelt. Sie nimmt eine Art Pufferfunktion ein, da die Bodenoberfläche abgeschattet ist und somit weniger Oberflächenverdunstung stattfindet. Vielmehr findet während dieser Periode eine gleichmäßige Bodenfeuchteabnahme statt, da die Pflanzen auch Wasser aus dem Wurzelbereich zur Verdunstung ziehen. Während der SOP2 dominiert der latente Wärmestrom, d. h. die Bowenverhältnisse sind < 1 .

Nachdem nun ein Überblick der beiden SOPs gegeben wurde, werden im nächsten Kapitel die drei untersuchten Fälle der SOP2 vorgestellt.

3.3 Beschreibung Fall 1 vom 25. Juli 2006

3.3.1 Zugbahn des Systems vom 25. Juli 2006

Am 25. Juli 2006 sind um 0600 UTC einzelne kleinere Zellen im Bereich des Grenzdreiecks Nigeria/Niger/Benin - zwischen etwa 3° und 5° O - auf dem Satellitenbild zu erkennen (Abb. 3.4a). Sie intensivieren sich und wandern in Richtung Westen. Gegen 0700 UTC kommt es über dem Südwesten Nigers - bei rund 4° O und 13° N - zu einer Verschmelzung mehrerer Zellen (nicht gezeigt). Es entsteht ein kreisförmiger Wolkenkomplex, ein sog. MCC. Dieser ist um 0900 UTC bei etwa 2° O und 13° N zu beobachten.

Zu diesem Zeitpunkt befindet sich das System noch in der Wachstumsphase und

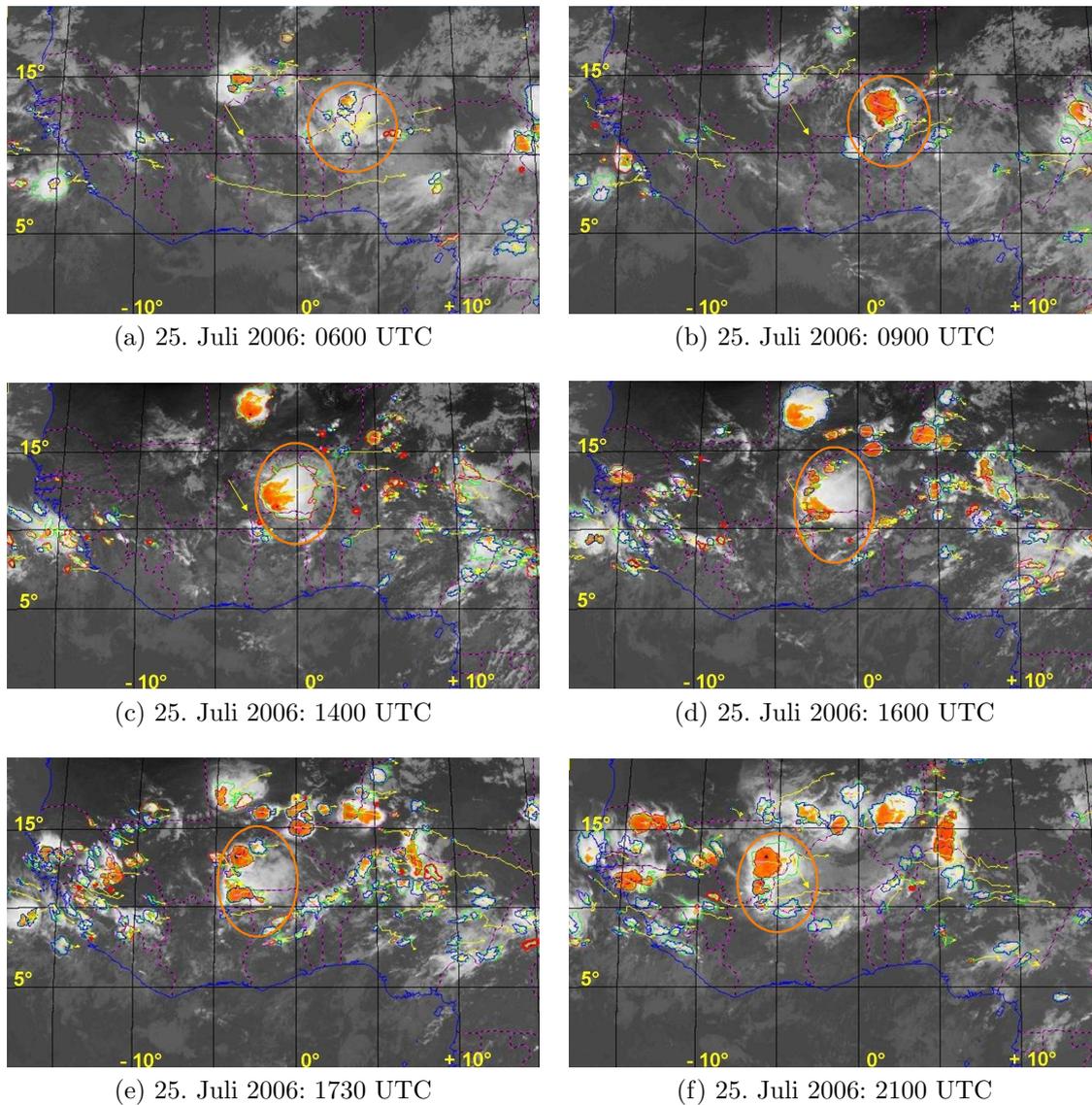


Abbildung 3.4: Zugbahn des MCS vom 25. Juli 2006

(a) 0600 UTC (b) 0900 UTC (c) 1400 UTC

(d) 1600 UTC: Ankunft in Dano (e) 1730 UTC (f) 2100 UTC

Die gestrichelten violetten Linien kennzeichnen die Landesgrenzen, die blaue durchgezogene Linie die Umrise des Kontinents.

Die Lage der Station Dano ist mit dem gelben Pfeil markiert.

wandert mit einer Verlagerungsgeschwindigkeit von 19.3 m s^{-1} (Angabe aus RDT entnommen) in südwestliche Richtungen (Abb. 3.4b). Bis 1400 UTC gewinnt das System immer mehr an Größe. Zu diesem Zeitpunkt besitzt das System eine Verlagerungsgeschwindigkeit von 8.9 m s^{-1} (Angabe aus RDT entnommen) und bedeckt

3 Beschreibung der untersuchten Fälle

mittlerweile den gesamten Osten Burkina Fasos zwischen etwa 2° W und 1° O (Abb. 3.4c).

Zwei Stunden später - gegen 1600 UTC - erreicht das System Dano (Abb. 3.4d). Bis dahin hat es sich bereits etwas abgeschwächt. Um 1730 UTC liegt Dano noch am Rand einer größeren Zelle (Abb. 3.4e). Gegen 2100 UTC hat das System Dano passiert und befindet sich über der Westgrenze Burkina Fasos, bei etwa 5° W. Dano selber befindet sich zu diesem Zeitpunkt noch unter einer geschlossenen Stratusbewölkung (Abb. 3.4f).

In den weiteren Stunden zieht das System weiter in Richtung Westküste und löst sich bis zum Nachmittag des nächsten Tages auf.

3.3.2 Niederschlagsanalyse für den 25. Juli 2006

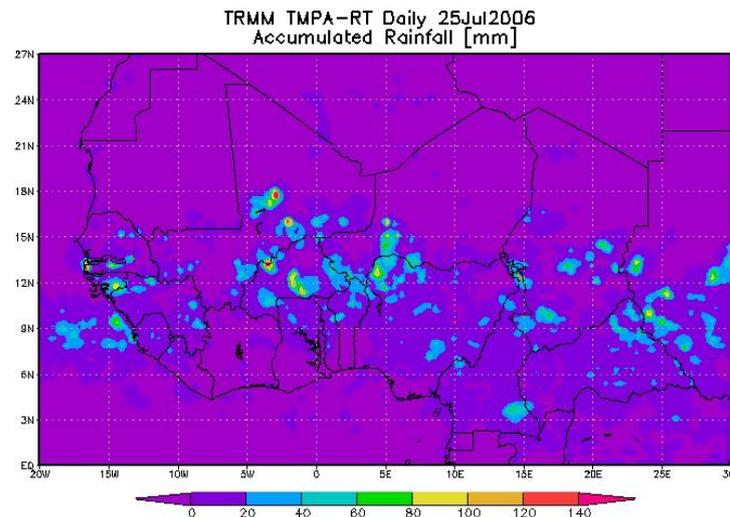


Abbildung 3.5: Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag des TRMM-TMPA-Produktes für den 25. Juli 2006

Der über 24 Stunden akkumulierte Niederschlag des TMPA-Produktes (Abb. 3.5) weist im Bereich des Entstehungsgebiets des MCC im Grenzbereich Nigeria/Niger/Burkina Faso - zwischen etwa 1° und 3° O und 11° bis 13° N - Niederschlagsmengen von bis zu 60 mm auf. Weitere Niederschlagsgebiete, welche in Verbindung mit dem untersuchten MCS stehen, befinden sich zum einen im Süden Burkina Fasos - zwischen etwa 1° und 2° W und 11° und 12° N - und im Bereich der Grenze Burkina Fasos zu Mali - bei etwa 4° W und 13° N. In diesen beiden Gebieten fallen lokal innerhalb der 24 Stunden bis zu 140 mm. Im Bereich Dano fällt dagegen lediglich Niederschlag im Bereich zwischen 20 und 40 mm.

3.3.3 WASA-Wetterkarten für den 25. Juli 2006

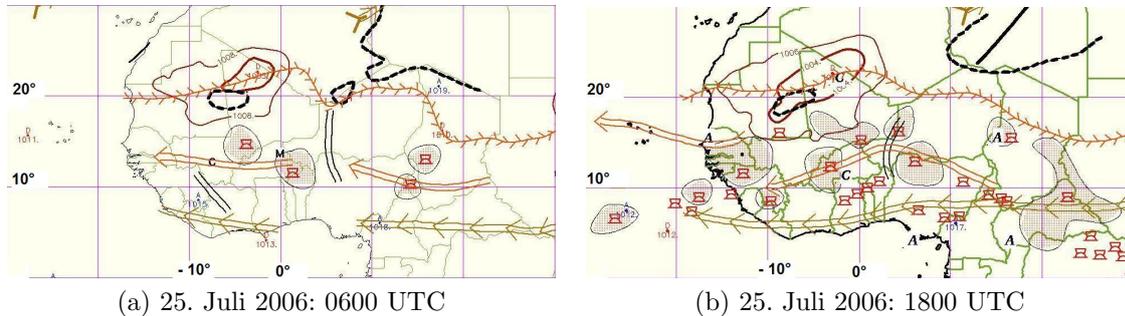


Abbildung 3.6: WASA-Wetterkarte für den 25. Juli 2006 (a) 0600 UTC und (b) 1800 UTC
 Alle Informationen zu den in den Abbildungen verwendeten Symbolen für die synoptischen Elemente sind in Tabelle 3.1 zusammengefasst.

Element	Kennzeichnung in der Karte	Kriterium
AEJ	rötlicher Pfeil	in 600 oder 700 hPa: Jet-Achse: Windgeschw. $> 10 \text{ m s}^{-1}$
TEJ	bräunlicher Pfeil mit mehreren Pfeilspitzen	in 200 hPa o. 150-100 hPa: Jet-Achse: Windgeschw. $> 17.5 \text{ m s}^{-1}$
Trogachse (AEW)	Achse: zwei schwarze, parallele Linien	AEW Trog in 700 hPa
ITD	rötliche Linie mit Pfeilspitzen	Konvergenz an der Erdoberfläche zwischen SW- und NO-Strömung, starker Taupunktgradient, $\tau = 15^\circ\text{C}$
Hitzetief	rote Isobaren	0600 UTC: 1008 und 1006 hPa-Isobare 1800 UTC: 1006 und 1004 hPa-Isobare
Intrusion trockener Luft	gestrichelte schwarze Linien	siehe Lafore et al. (2006)
MCS	Wettersymbol für Cb capillatus	siehe Lafore et al. (2006)

Tabelle 3.1: Darstellungskriterien und Symbolerklärung der synoptischen Elemente in WASA (Lafore et al., 2006)

In der Analysekarte von ACMAD ist die ITD am Morgen des 25. Juli 2006 um 0600 UTC von der Westküste bis an die Grenze Niger/Tschad - bei rund 15°O - bei etwa 20°N analysiert (Abb. 3.6a). Lediglich im Osten des Hitzetiefs, das sich zu diesem Zeitpunkt über dem Norden Mauretaniens und Malis - zwischen etwa 0° und 15°W - befindet und einen Kerndruck von 1005 hPa aufweist, kann die Monsunluft etwas

weiter in Richtung Norden vordringen. Östlich der Grenze Niger/Tschad liegt die ITD bei rund 15° N.

Der AEJ in 700 hPa ist zu diesem Zeitpunkt zum einen über dem Süden des Tschads und dem Nordwesten Nigerias - zwischen etwa 5° O und 22° O - und zum anderen über Burkina Faso, dem Süden Malis und dem Osten Gambias - zwischen etwa 1° O und 14° W - zu finden. Im Bereich einer Trogachse, die über den Nordwesten Nigerias und dem Südwesten Nigers - bei rund 5° O - analysiert ist, ist der AEJ schwächer ausgebildet. Das Maximum des Jets erreicht etwa 20 m s^{-1} und liegt über dem südlichen Tschad - bei rund 15° O. Außer der bereits angesprochenen Trogachse ist eine weitere, südlich des westlichen Jet-Teils - zwischen etwa 5° und 10° W - analysiert.

Auch der TEJ besteht an diesem Morgen aus zwei Teilen, die beide südlich des AEJ verlaufen. Der östliche Teil des TEJ verläuft vom Süden des Sudans - ganz im Osten des Untersuchungsgebiets - bis in den Südosten Nigerias - bei rund 9° O. Er weist eine nahezu zonale Lage bei rund 6° N auf. Im Gegensatz dazu, ist der westliche Teil des TEJ leicht von Südost nach Nordwest geneigt. Er erstreckt sich von der Küste Ghanas - im Bereich des Nullmeridians - bis an die Atlantikküste Sierra Leones - bei rund 12° W und etwa 7° N. Das Maximum des TEJ erreicht in den frühen Morgenstunden etwa 25 m s^{-1} . Es ist in den östlichen Teil eingebettet und liegt über der Zentralafrikanischen Republik - zwischen 15° und 15° O.

Das untersuchte System ist zu diesem Zeitpunkt in der WASA zwischen etwa 10° und 12° N und 0° bis 3° O analysiert und befindet sich demnach trogvorderseitig einer AEW. Wie bereits in Kapitel 2.3 angesprochen, ist dieser Bereich als bevorzugtes Gebiet für die Entstehung von MCSs bekannt. Dort ändert die trogvorderseitige, auf Nordost drehende Strömung das thermodynamische Profil und die Scherung so, dass die Entwicklung begünstigt wird (Fink, 2006). In den Satellitenbeobachtungen waren in diesem Bereich ebenfalls bereits mehrere kleine Zellen zu beobachten (Abb. 3.4a).

Im Tagesverlauf verlagert sich die ITD nur sehr wenig (Abb. 3.6b). Ebenso das Hitzetief, das sich auch weiterhin über dem Norden Mauretaniens und Malis - zwischen rund 2° O und etwa 15° W - befindet. Sein Kerndruck ist im Vergleich zu 0600 UTC nur etwa 1 hPa gefallen, dafür hat es sich innerhalb der letzten zwölf Stunden flächenmäßig vergrößert.

Der AEJ hat sich im Bereich der Westküste deutlich intensiviert. So erstreckt er sich nun vom Norden Kameruns - bei etwa 15° O und 10° N - über den Nordosten Nigerias, weiter über den Südwesten Nigers. Bei rund 3° O und 14° N - im Bereich der Trogachse - krümmt der AEJ sich zyklonal in südwestliche Richtung und verläuft im Weiteren über die Mitte Burkina Fasos bis in den Osten Guineas. Bei 10° N und 10° W endet er schließlich.

Zudem ist nun im Bereich der Westküste und der Cap Verden ein weiterer Teil des mitteltroposphärischen Jets zu erkennen. Er beginnt über dem südlichsten Zipfel

Mauretaniens - bei rund 12° W und 15° N. Durch seine leicht antizyklonale Krümmung erstreckt er sich in Richtung Nordwesten weiter, überquert die nördlichsten Inseln der Cap Verden und endet schließlich bei 17° N und 29° W. Im Vergleich zum Morgen hat sich das Maximum des AEJ um 5 m s^{-1} verstärkt und es hat auf den Atlantischen Ozean verlagert.

Zwischen etwa 0° und 10° O hat sich auch der TEJ intensiviert, so dass der TEJ nun vom Süden des Sudans - ganz im Osten des Untersuchungsgebiets - bis auf den Atlantischen Ozean - bei etwa 20° W - verläuft. Dabei verläuft er östlich von 5° O bei rund 8° N, westlich davon ist der TEJ bei etwa 5° N zu finden. Das Maximum des TEJ hat sich um etwa 5 m s^{-1} verstärkt.

In der Wetterkarte ist zudem eine deutliche Zunahme der konvektiven Aktivität über dem Süden des westafrikanischen Kontinents zu beobachten. Der untersuchte MCC ist um 1800 UTC, wie in den Satellitenbeobachtungen gesehen, in der WASA über Dano analysiert.

3.3.4 Bodennahe Verhältnisse am 25. Juli 2006

Die bodennahen Bedingungen vor Durchzug des Systems an der Station in Bontoli sind durch moderate westsüdwestliche Winde um 2 m s^{-1} gekennzeichnet (Abb. 3.7c). Die spezifische Feuchte weist dabei Werte um 18 g kg^{-1} auf (Abb. 3.7b).

Der Luftdruck erreicht in den frühen Morgenstunden mit 983 hPa ein Minimum und steigt dann in den weiteren Stunden kontinuierlich an (Abb. 3.7a). Gegen 1100 UTC erreicht er mit etwa 986 hPa ein Maximum. In den weiteren Stunden herrscht an der Station Druckfall. Somit folgt der Luftdruck vor Durchzug des MCS dem für die Tropen typischen sinusförmigen Tagesverlauf. Die beiden Maxima werden dabei, je nach geographischer Lage der Station, zwei bis drei Stunden vor der Mittagszeit, in diesem Fall gegen 1100 UTC, und vor Mitternacht erreicht. Die beiden Minima werden dagegen in den frühen Morgenstunden - in diesem Fall gegen 0500 UTC - und am Nachmittag erreicht. Dabei liegen die Druckschwankungen zwischen einem Maximum und einem Minimum in der Größenordnung von etwas mehr als 2 hPa (Beer, 1975). Die Temperatur steigt im präkonvektiven Umfeld bis zum Nachmittag auf 31° C an (Abb. 3.7d).

Mit Ankunft des Systems gegen 1600 UTC in Bontoli kommt es zu markanten Änderungen der bodennahen Parameter. So setzt heftiger Niederschlag ein, der etwa eine Stunde anhält und etwa 17 mm Niederschlag bringt (Abb. 3.7a). Er ist dem konvektiven Bereich des Systems zuzuordnen. Ab etwa 1700 UTC wird an der Station nur noch leichter, stratiformer Niederschlag gemessen, der bis etwa 1900 UTC andauert. Im Vergleich fallen innerhalb dieser zwei Stunden nur noch etwa 3 mm Niederschlag. Insgesamt bringt das System in Bontoli demnach etwa 20 mm Nieder-

3 Beschreibung der untersuchten Fälle

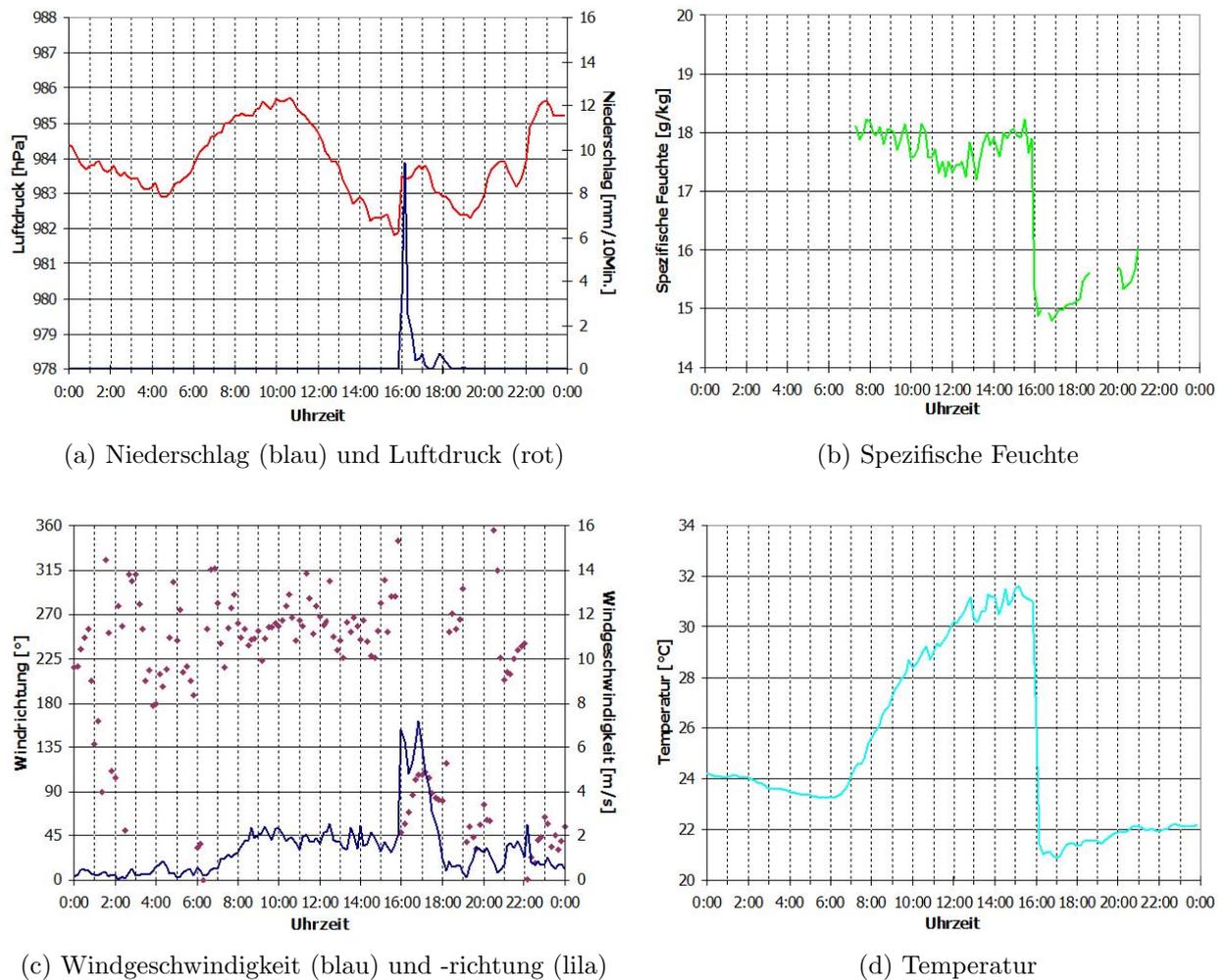


Abbildung 3.7: Tagesgang der meteorologischen Parameter am 25. Juli 2006

schlag. Im Vergleich dazu fällt in Dano - das nur 30 km nördlich von Bontoli liegt - insgesamt 12 mm Niederschlag, was die starke räumliche Variabilität konvektiver Niederschläge verdeutlicht.

Durch die Verdunstung des fallenden Niederschlags ist in der bodennahen Temperatur eine markante Temperaturabnahme von etwa 10 K zu beobachten (Abb. 3.7d). Diese ist, wie im folgenden Kapitel anhand der Beobachtungsdaten aus den Radiosonden gezeigt werden kann, nicht nur auf die bodennahen Schichten beschränkt, sondern in der gesamten Grenzschicht zu beobachten. Die Temperatur fällt dabei innerhalb weniger Minuten von rund 31° C auf 21° C. Auch in der spezifischen

Feuchte ist eine markante Abnahme um etwa 3 g kg^{-1} zu beobachten (Abb. 3.7b). Im Wind ist die Ankunft des Systems deutlich durch die Ausbildung einer Böenfront zu erkennen. So nimmt die Windgeschwindigkeit von 2 m s^{-1} auf Spitzenwerte bis 7 m s^{-1} zu. Die Windrichtung in Bodennähe dreht dabei von zuvor westsüdwestlichen Richtungen auf ost- nordöstliche Richtungen (Abb. 3.7c).

Auch der Luftdruck unterliegt deutlichen Störungen, die mit dem System in Verbindung zu bringen sind. So steigt der Luftdruck mit Ankunft der Böenfront sprunghaft innerhalb weniger Minuten um 1.5 hPa an (Abb. 3.7a). Wie bereits bei Chong et al. (1987) beobachtet, ist nach Erreichen der maximalen Niederschlagsintensität eine Abnahme der Windgeschwindigkeit und des Luftdrucks zu erkennen, die bis zum Ende des Niederschlags anhält.

Nach Durchzug des Systems nähert sich der Luftdruck immer mehr seinem ungestörten Tagesgang an. So kann er gegen 2300 UTC sein zweites Tagesmaximum erreichen. In der Windrichtung ist aufgrund des intermittierenden Nordost- und Südwestwindes zu erkennen, dass die Bedingungen an der Station noch nicht wieder denen vor Durchzug des Systems entsprechen. So kann sich die südwestliche Monsunströmung auch einige Stunden nach Durchzug des Systems noch nicht wieder vollkommen etablieren. Vielmehr kann sich im Rücklauf des Systems immer wieder eine nordöstliche Strömung an der Station durchsetzen.

In diesem Fall regeneriert sich die Monsunströmung an der Station erst wieder gegen 0900 UTC am Folgetag (nicht gezeigt).

3.3.5 Auswirkungen auf die Atmosphäre mit Durchzug des Systems vom 25. Juli 2006

Für den 25. Juli stehen zur Analyse der Bedingungen vor Durchzug des MCS ein Radiosondenaufstieg von 0900 UTC zur Verfügung (Abb. 3.8 und Abb. 3.9). Anhand dieses Aufstiegs lässt sich das präkonvektive Umfeld an der Station wie folgt beschreiben (Abb. 3.8 und 3.9).

Um 0900 UTC befindet sich die Monsunschicht - die durch die feuchten Luftmassen aus west-, südwestlichen Richtungen charakterisiert ist - bis in etwa 830 hPa (Abb. 3.8 und Abb. 3.9). Darin hat sich, wie bereits bei Parker et al. (2004) beschrieben, eine konvektive Grenzschicht (CBL)¹³, die sich dadurch auszeichnet, dass die unterste Schicht eine instabile Schichtung aufweist und die darüber liegenden Schichten gut durchmischt sind, ausgebildet.

¹³englisch: convective boundary layer

3 Beschreibung der untersuchten Fälle

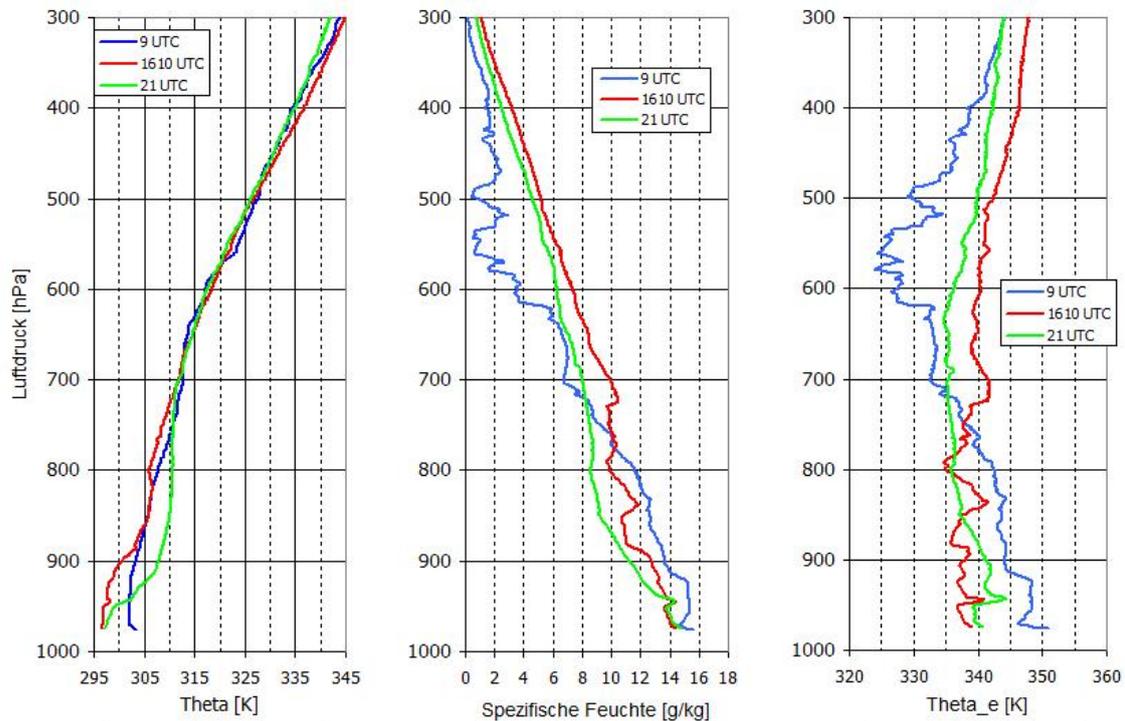


Abbildung 3.8: Vertikalprofile der potentiellen Temperatur Θ , der spezifischen Feuchte und der äquivalentpotentiellen Temperatur Θ_e für dem 25. Juli 2006
 0900 UTC: präkonvektive Umgebung (blau), 1610 UTC: bei Ankunft des MCS (rot), 2100 UTC: nach Durchzug des MCS (grün)

Die Grenzschichthöhe¹⁴ erreicht zu diesem Zeitpunkt eine vertikale Erstreckung bis 920 hPa. Innerhalb der Grenzschicht ist eine moderate Monsunströmung mit Windgeschwindigkeiten von bis zu 4 m s^{-1} vorherrschend. Die spezifische Feuchte beträgt dort etwa 15 g kg^{-1} . Die relative Feuchte innerhalb der Grenzschicht wird mit zunehmender Höhe größer und erreicht am Oberrand der Grenzschicht etwa 80%.

An der Station wird zu diesem Zeitpunkt im Bereich des Oberrandes der Monsunschicht, in etwa 830 hPa, heitere Bewölkung beobachtet, die auch anhand des Vertikalprofils der relativen Feuchte zu erkennen ist.

Zwischen etwa 850 und 830 hPa besteht eine starke Windscherung. Der Wind dreht in diesem Höhenbereich auf Ost. Zudem ist die Winddrehung mit einem Windgeschwindigkeitsminimum zwischen 900 und 800 hPa gekoppelt.

¹⁴Die Grenzschichthöhe wurde mit Hilfe der Vertikalprofile der spezifischen Feuchte, der relativen Feuchte, der Temperatur, der potentiellen Temperatur und der u-Komponente des Windes festgelegt. Als Grenzschichthöhe wurde dabei die Höhe der Untergrenze der Inversion festgelegt, die anhand der sprunghaften Zunahme in der Temperatur und des Gradienten im Wind und der Feuchte festgelegt wurde.

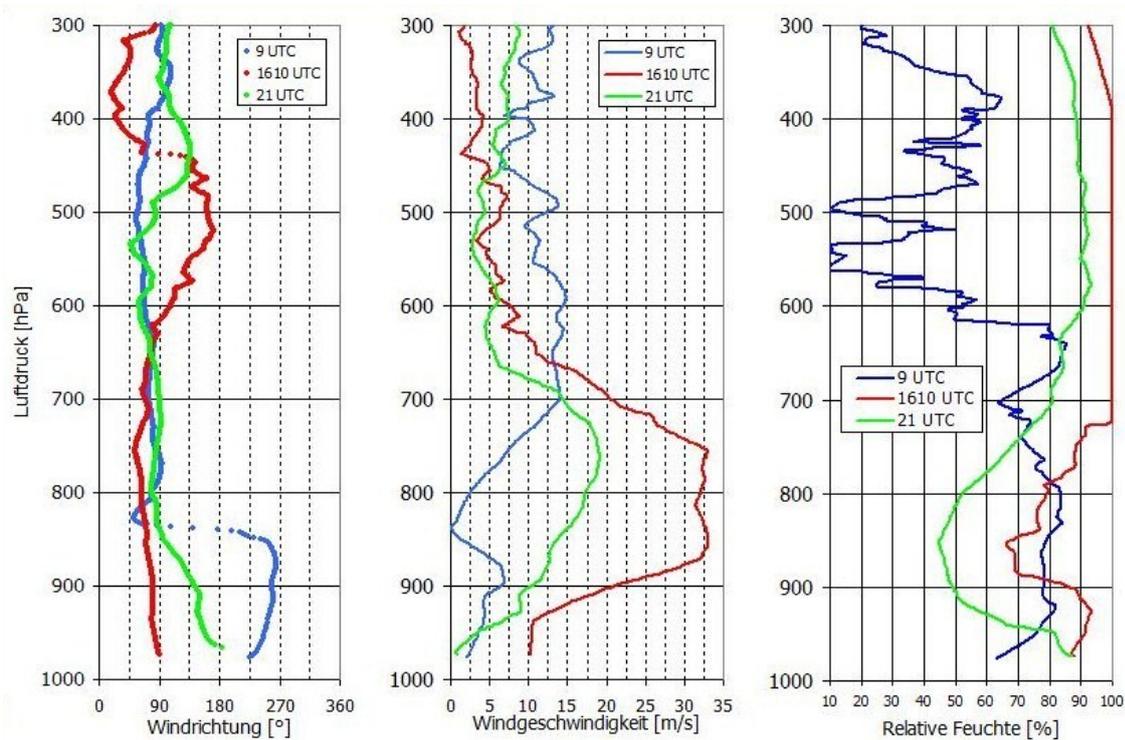


Abbildung 3.9: Vertikalprofile der Windrichtung und –geschwindigkeit und der relativen Feuchte für den 25. Juli 2006
 0900 UTC: präkonvektive Umgebung (blau), 1610 UTC: bei Ankunft des MCS (rot), 2100 UTC: nach Durchzug des MCS (grün)

Anders als im Vertikalschnitt von Parker et al. (2004) in Kapitel 2.3 zu sehen war, schließt sich die SAL in diesem Fall nicht direkt an die Monsunschicht an. Vielmehr existiert eine Zwischenschicht, die durch östliche Winde und eine Windgeschwindigkeitszunahme charakterisiert ist.

Im Vertikalprofil der spezifischen und relativen Feuchte ist zwischen 700 und 400 hPa die trockene SAL mit den nordöstlichen Winden zu identifizieren, die auch in der äquivalentpotentiellen Temperatur zu erkennen ist. Daraus ergibt sich zwischen Grenzschicht und mittlerer Troposphäre eine Temperaturdifferenz von etwa 20 K. Innerhalb der SAL ist der AEJ zwischen 700 und 500 hPa existent. Er weist zu diesem Zeitpunkt ein Maximum von 14 m s^{-1} auf.

Oberhalb der SAL, in einer Höhe zwischen 200 und 100 hPa befindet sich der TEJ, der ein Windgeschwindigkeitsmaximum von etwa 25 m s^{-1} aufweist (nicht gezeigt).

Mit Ankunft des Systems in Dano wurde um 1610 UTC eine weitere Radioson-

de aufgelassen. Die dadurch gewonnenen Vertikalprofile zeigen die unmittelbaren Änderungen in der Atmosphäre, die mit dem Durchzug der Böenfront verbunden sind (Abb. 3.8 und 3.9).

So ist durch die Verdunstung des fallenden Niederschlags ein deutlicher Rückgang der potentiellen Temperatur innerhalb der Grenzschicht zu beobachten. Dagegen ist es zwischen 800 und 700 hPa zu einer leichten Temperaturzunahme gekommen. In diesem Bereich werden nun wärmere Luftmassen aus Nordost advehiert. In der spezifischen Feuchte ist in den unteren Schichten der Troposphäre ein sehr starker Rückgang zu erkennen. Er ist auf die mit den starken Vertikalbewegungen verbundenen Umverteilungsprozesse zwischen Grenzschicht und der Atmosphäre zurückzuführen. So hat sich die spezifische Feuchte unterhalb von 780 hPa um etwa 2 g kg^{-1} verringert. Darüber hat sich die Atmosphäre bis in eine Höhe von 200 hPa mit Feuchte angereichert. Die deutlichste Zunahme mit etwa 5 g kg^{-1} ist dabei zwischen 600 und 400 hPa zu erkennen. In diesen Höhenschichten lag vor Durchzug des Systems der trockenste Bereich der SAL.

Anhand der relativen Feuchte sind zwischen 750 hPa und 400 hPa deutlich Wolken auszumachen.

In der Windgeschwindigkeit weist sich die Ankunft des Systems durch die Bildung einer starken Böenfront mit Maxima von über 32 m s^{-1} in den untersten 300 hPa aus. Darüber schwächt sich die Windgeschwindigkeit bis in eine Höhe von 300 hPa deutlich ab. Die höchsten Windgeschwindigkeitswerte werden nun also in den untersten Troposphärenschichten erreicht. Die Struktur des AEJ ist komplett aufgelöst. Der TEJ ist zwar noch existent, seine vertikale Erstreckung hat sich jedoch verringert (nicht gezeigt).

Auch auf die vorherrschenden Windrichtungsverhältnisse hat der Durchzug des Systems Einfluss. So dreht der Wind innerhalb der Grenzschicht von südwestlichen Richtungen auf Ost. Die Monsunströmung ist demnach nicht mehr vorhanden, was in guter Übereinstimmung mit den Bodendaten steht.

Die zuvor in der äquivalentpotentiellen Temperatur beobachtete starke Temperaturdifferenz zwischen Grenzschicht und mittlerer Troposphäre hat sich durch die starken Vertikalbewegungen abgebaut. Das Profil variiert mit der Höhe unterhalb von 500 hPa nur schwach. Hier liegen die Werte zwischen 335 und 340 K. Oberhalb von 500 hPa besteht eine leichte Zunahme in der äquivalentpotentiellen Temperatur. Der Abbau der Temperaturdifferenz der äquivalentpotentiellen Temperatur spiegelt sich auch in den Konvektionsindizes wider ($\text{CAPE} = 0 \text{ J kg}^{-1}$, $\text{CIN} = 0 \text{ J kg}^{-1}$, $\text{LI} = 2.6 \text{ K}$).

Etwa fünf Stunden nach Ankunft der Böenfront in Dano - gegen 2100 UTC - hat sich in den untersten Schichten eine stabile Bodeninversion eingestellt (Abb. 3.8 und 3.9). Darüber ist die Troposphäre bis in eine Höhe von 700 hPa nahezu trockenadiabatisch geschichtet. Oberhalb von 750 hPa ist die spezifische Feuchte auch weiterhin höher als vor Durchzug, während sie unterhalb davon weiterhin geringer ist. Die Umlagerungsprozesse sind demnach noch deutlich zu identifizieren. In der relativen Feuchte ist in allen Schichten ein deutlicher Rückgang zu verzeichnen.

Die im Satellitenbild beobachteten Wolken (Abb. 3.4f), die zu dieser Zeit noch über Dano liegen, sind auch im Profil der relativen Feuchte zwischen 600 und etwa 350 hPa auszumachen.

In den untersten Schichten hat sich bis zum Abend bereits wieder eine südliche Strömung eingestellt, die sich jedoch, wie anhand der Bodendaten gezeigt, noch nicht langfristig an der Station durchsetzen kann.

Zwischen etwa 900 und 800 hPa hat die Temperatur zugenommen. Diese Zunahme ist auf die Advektion wärmerer Luftmassen aus dem Südosten zurückzuführen. Darüber ist ein Ostwind existent. Die Windgeschwindigkeit hat innerhalb der Grenzschicht und den darüber angrenzenden Schichten abgenommen, der AEJ hat sich jedoch noch nicht wieder regeneriert.

3.4 Beschreibung Fall 2 vom 31. Juli 2006

3.4.1 Zugbahn des Systems vom 31. Juli 2006

Am Nachmittag des 30. Juli 2006 entstehen bis 1500 UTC im Südosten des Nigers - zwischen 10° und 12° O und bei etwa 14° N - an den südlichsten Ausläufern des Air Gebirges erste kleine konvektive Zellen (Abb. 3.10a). Sie wandern in den nächsten Stunden weiter in Richtung Südwesten und schließen sich bis zum Abend zu einem größeren Wolkenkomplex mit zunächst rundlicher Gestalt zusammen. Um 1830 UTC befindet sich das System bei etwa 9° O und 14° N und weist eine Verlagerungsgeschwindigkeit von 13.8 m s^{-1} (Angabe aus RDT entnommen) auf (Abb. 3.10b).

Bis um 0000 UTC am 31. Juli entwickelt sich daraus eine linienförmige Anordnung von Wolken, eine sog. Böenlinie, die zu diesem Zeitpunkt zwischen 5° und 10° O und etwa 12° und 15° N - über der Grenze Burkina Fasos zu Nigeria - zu beobachten ist (Abb. 3.10c). Sie weist zu diesem Zeitpunkt eine Verlagerungsgeschwindigkeit von 15.4 m s^{-1} (Angabe aus RDT entnommen) auf. Innerhalb der nächsten Stunden zieht das System in südwestliche Richtungen weiter, bis es um 0645 UTC im Bereich des Grenzdreiecks Niger/Nigeria/Benin - zwischen etwa 3° und 5° O und 12° und 14° N - zu identifizieren ist (Abb. 3.10d). In den kommenden Stunden schwächt

3 Beschreibung der untersuchten Fälle

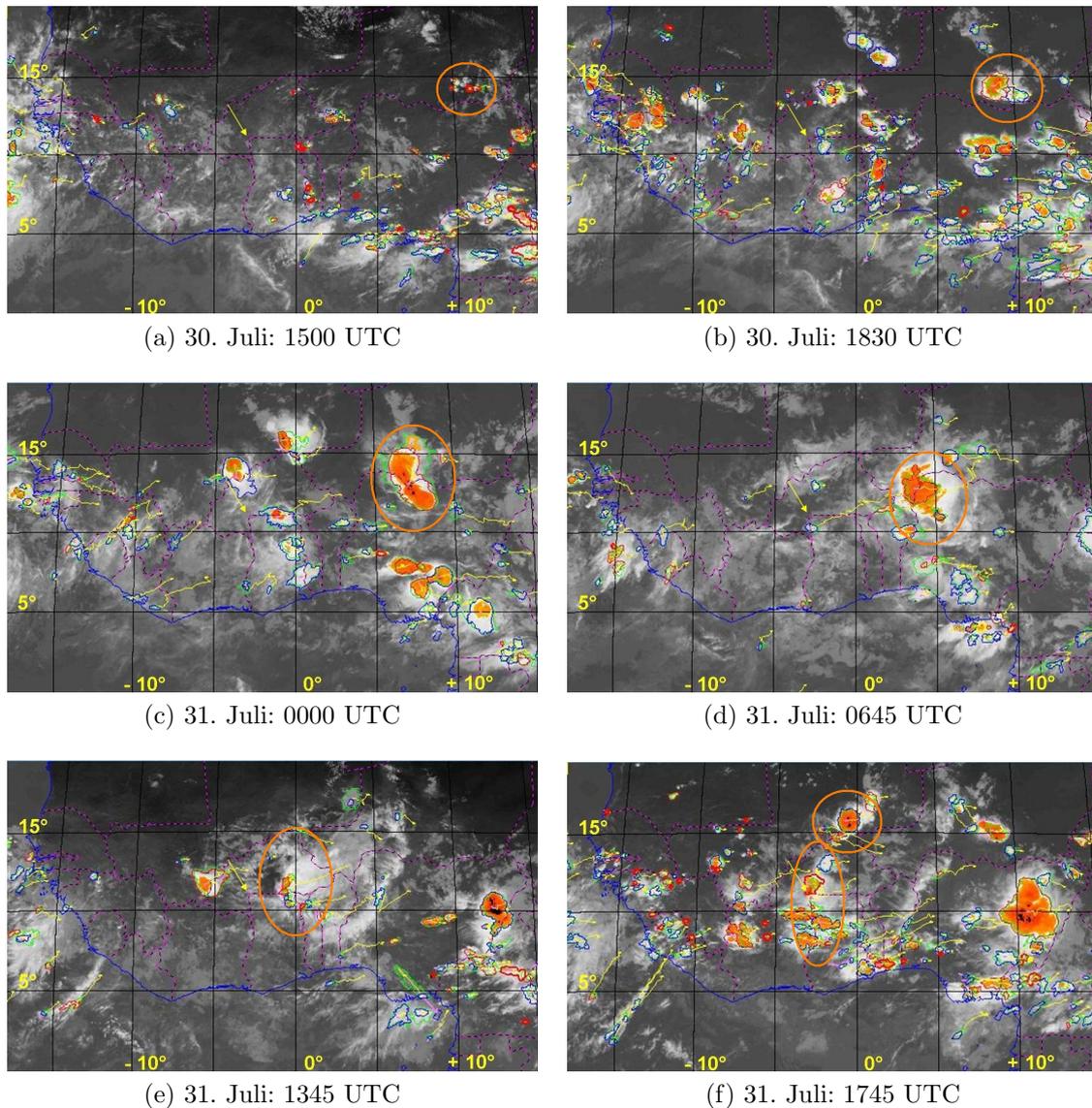


Abbildung 3.10: Zugbahn des MCS vom 30. Juli bis 31. Juli 2006

30. Juli: (a) 1500 UTC (b) 1830 UTC

31. Juli: (c) 0000 UTC (d) 0645 UTC (e) 1345 UTC (f) 1745 UTC

Beschreibung siehe Abbildung 3.4

es sich langsam ab. Im vorderen Bereich des Systems, in dem das Ausströmen kalter Luft aus dem System zu beobachten ist (Abb. 3.10e), kommt es immer wieder zur Bildung neuer Zellen. Diese lagern sich an das alte, sich abschwächende System an. So kommt es in den Mittagstunden über Burkina Faso zu einer Reintensivierung des Systems - bei etwa 11° N und 1° O. Das System zieht in den weiteren Stunden in

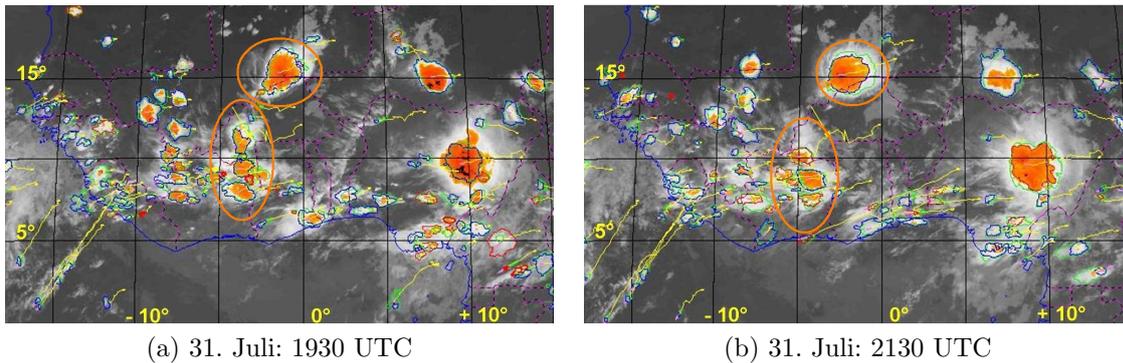


Abbildung 3.11: Zugbahn des MCS vom 31. Juli 2006 (a) 1930 UTC (b) 2130 UTC
Beschreibung siehe Abbildung 3.4

Richtung Westen weiter und erreicht schließlich gegen 1800 UTC Dano (Abb. 3.10f). Zu diesem Zeitpunkt erstreckt sich die Böenlinie vom Norden Burkina Fasos bis in den Osten der Elfenbeinküste. Die Zelle, die über Dano hinweg zieht, weist zu diesem Zeitpunkt eine Zuggeschwindigkeit von 15.8 m s^{-1} (Angabe aus RDT entnommen) auf.

Nördlich dieser Böenlinie hat sich innerhalb der letzten Stunden ein weiteres System entwickelt. Die Auslösung dieses Systems war gegen 1400 UTC in den Satellitenbildern im Osten Malis zu beobachten (nicht gezeigt). Innerhalb der letzten Stunden hat es sich schnell intensiviert und ist nun im Bereich der Grenze Burkina Fasos zu Mali - bei rund 15° N und 1° W - zu beobachten (Abb. 3.10f). Dieses System wurde im Rahmen des AMMA Projekts befliegen und wird von Taylor et al. (2007) untersucht. Es wird in Kapitel 5.2 nochmals Erwähnung finden.

Etwa zweieinhalb Stunden später - um 1930 UTC - liegt Dano unter einer stratiformen Bewölkung (Abb. 3.11a). Das zweite System im Norden hat sich auch innerhalb der letzten Stunden weiter intensiviert. Gegen 2130 UTC ist das System über Dano hinweggezogen. Zu diesem Zeitpunkt befinden sich noch eine aufgelockerte Wolken-schicht über Dano. Das System zieht im weiteren Verlauf in südwestliche Richtung weiter (Abb. 3.11b) und löst sich schließlich in der ersten Hälfte des Folgetages auf.

3.4.2 Niederschlagsanalyse für den 31. Juli 2006

Anhand der satellitengestützten Niederschlagsverteilung kann auch in diesem Fall die Zugbahn des Systems nachvollzogen werden. So ist im Bereich des Länderdrei-

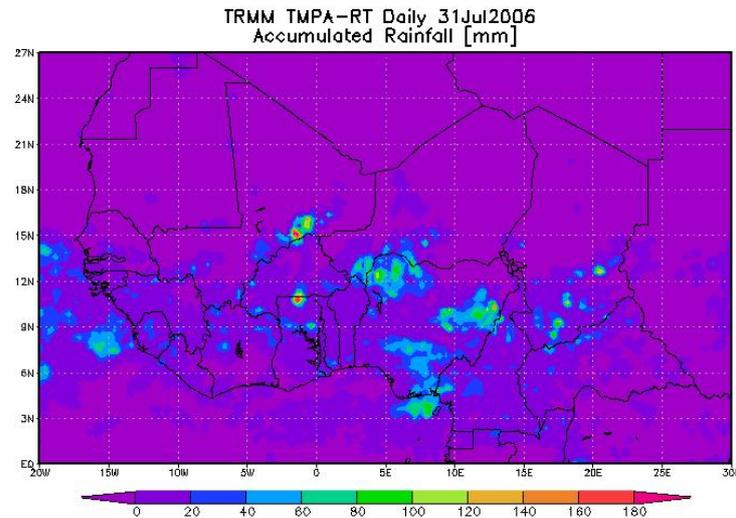


Abbildung 3.12: Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag des TRMM-TMPA-Produktes für den 31. Juli 2006

ecks Nigeria/Benin/Niger - zwischen etwa 3° O und 7° O und 11° N und 13° N - wo sich das System in den frühen Morgenstunden befand, ein kreisförmiges Niederschlagsgebiet mit Höchstmengen von bis zu 120 mm zu erkennen (Abb. 4.8a). Zwischen etwa 3° O und dem Nullmeridian ist nur wenig Niederschlag gefallen, was mit den Satellitenbeobachtungen übereinstimmt, in denen in den Morgenstunden in diesem Bereich eine Abschwächung des Systems zu beobachten war.

Westlich davon finden sich wieder kleinräumigere und intensivere Niederschlagszellen. So ist bei etwa 1° W und 11° N eine Niederschlagszelle zu beobachten, mit der Niederschlagsmengen bis über 160 mm in Verbindung stehen. In diesem Gebiet war in den Satellitenbeobachtungen die Reintensivierung des untersuchten Systems zu beobachten. Die starke Niederschlagszelle nördlich davon ist dem von Taylor et al. (2007) untersuchten System zuzuordnen. Auch in diesem Bereich werden Niederschlagsmengen von über 160 mm innerhalb 24 Stunden registriert.

Im Bereich Dano fällt bis 20 mm Niederschlag.

3.4.3 WASA-Wetterkarten für den 31. Juli 2006

Die ITD weist um 0600 UTC eine starke räumliche Variabilität auf. So liegt sie direkt an der Westküste bei etwa 18° N (Abb. 3.13a). Von der Westküste aus weiter in Richtung Landesinnere kann sich die Monsunströmung immer weiter in Richtung Norden durchsetzen, so dass die ITD zwischen 10° W und 0° W bei etwa 25° N liegt. In

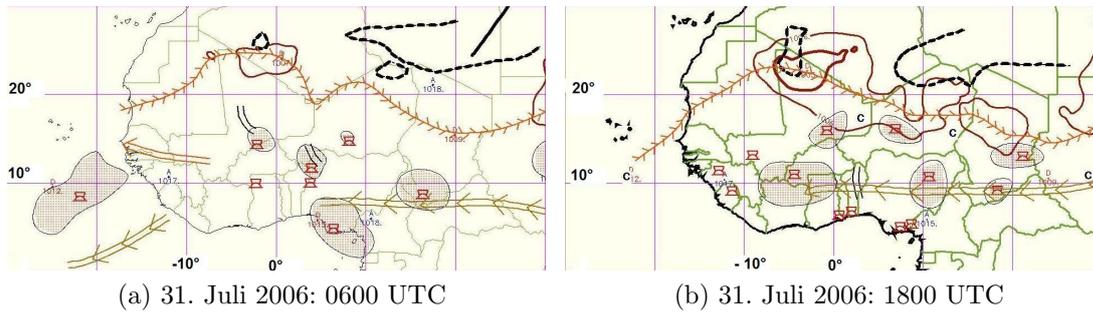


Abbildung 3.13: WASA-Wetterkarte für den 31. Juli 2006 (a) 0600 UTC und (b) 1800 UTC
 Alle Informationen zu den in den Abbildungen verwendeten Symbolen für die synoptischen Elemente sind in Tabelle 3.1 zusammengefasst.

diesem Bereich ist zu diesem Zeitpunkt das Hitzetief mit einem Kerndruck von 1005 hPa analysiert. Östlich davon - im Bereich des Grenzdreiecks Mali/Niger/Algerien - (zwischen etwa 0° und 10° O) liegt die ITD mit 20° N weiter im Süden. Weiter im Osten kann die feuchte Monsunluft immer weniger in Richtung Norden vorstoßen, so dass die ITD östlich von 15° O bei etwa 15° N analysiert ist.

Der AEJ erstreckt sich an diesem Morgen vom Südwesten Malis - bei rund 8° W und 12° N - bis an die Atlantikküste des Senegals - bei rund 17° W und 14° N. Das Maximum des mitteltroposphärischen Jets erreicht etwa 15 m s^{-1} .

Der TEJ dagegen, besteht zu diesem Zeitpunkt aus zwei Teilen. Dabei erstreckt sich der östliche Teil bei rund 7° N vom Südosten des Sudans - ganz im Osten des Untersuchungsgebiets - bis in die Mitte Nigerias - bei rund 3° O. Das Maximum des TEJ erreicht etwa 30 m s^{-1} . Ein weiteres Teilstück des TEJ ist in der WASA über dem Atlantik analysiert. Es beginnt vor der südlichen Westküste - bei etwa 6° N und 12° W - und verläuft dann weiter in Richtung Südwesten bis etwa 23° W und 1° N.

In der Analysekarte sind desweiteren zwei Trogachsen zu erkennen. Eine der beiden Trogachsen befindet sich über dem Nordwesten Nigerias - bei rund 5° O und 12° bis 13° N - im Bereich des untersuchten Systems. Eine weitere ist zudem über der Mitte Malis - bei rund 3° bis 5° W und 15° bis 18° N zu lokalisieren. Die Lage des Systems steht in guter Übereinstimmung mit den Satellitenbeobachtungen.

Bis 1800 UTC hat sich die Lage der ITD im Bereich der Westküste nur geringfügig verändert (Abb. 3.13b). Dagegen ist es weiter im Osten im Tagesverlauf zu einer deutlichen Verlagerung der Taupunktfront gekommen, die mit der Verlagerung des Hitzetiefs in Richtung Süden gekoppelt ist. Zu diesem Zeitpunkt liegt dieses über dem Norden Malis, dem Norden Nigers und des Tschads - zwischen etwa 10° W bis 20° O. Im Vergleich zum Morgen weist die ITD eine nicht so starke räumliche Variabilität auf, sie verläuft vom Nordwesten in Richtung Südosten.

Der AEJ hat sich bis zum Abend abgeschwächt.

Auch der TEJ hat sich im Tagesverlauf über dem Atlantik abgeschwächt. Dagegen hat er sich über Benin, Togo und Ghana - zwischen etwa 5° O und 3° W - intensiviert. Zudem hat er sich innerhalb der letzten zwölf Stunden in Richtung Norden verlagert und verläuft nun nahezu zonal bei rund 10° N vom Süden des Sudans - ganz im Osten des Untersuchungsgebiets - bis an die Grenze Ghanas zur Elfenbeinküste - bei rund 3° W. Das Maximum des Jets hat sich im Tagesverlauf auf 25 m s^{-1} abgeschwächt. Es befindet sich nun über dem Norden Kameruns - bei etwa 13° O.

Die konvektive Aktivität hat sich im Süden von Westafrika deutlich verstärkt. Die Lage der beiden angesprochenen Systeme in der WASA stehen in guter Übereinstimmung mit den Satellitenbeobachtungen.

Zu diesem Zeitpunkt ist zudem über dem Norden Benins - bei etwa 2° O - eine Trogachse analysiert. Auch in diesem Fall liegt das untersuchte System demnach vorderseitig eines AEW-Trog.

3.4.4 Bodennahe Verhältnisse am 31. Juli 2006

Das präkonvektive Umfeld ist an der Station Bontoli durch moderate Winde mit Geschwindigkeiten um 2 m s^{-1} aus westlichen Richtungen charakterisiert (Abb. 3.14c). Die spezifische Feuchte beträgt im Mittel etwa 17.5 g kg^{-1} (Abb. 3.14b) und der Luftdruck erreicht gegen 1000 UTC mit etwa 987 hPa das erste Tagesmaximum. Danach herrscht an der Station - dem typischen Tagesgang entsprechend - Luftdruckfall (Abb. 3.14a). Die Temperatur steigt im Tagesverlauf kontinuierlich an und erreicht in den Mittagstunden etwa 32° C (Abb. 3.14d).

Mit Ankunft der Böenfront an der Station - gegen 1800 UTC - ergeben sich auch in diesem Fall markante Änderungen im Tagesgang der meteorologischen Parameter in Bodennähe.

So kommt es im Wind zur Ausbildung einer Böenfront, die eine maximale Windgeschwindigkeit von 7 m s^{-1} erreicht (Abb. 3.14c). Sie liegt somit in der gleichen Größenordnung wie das mit Durchzug des Systems am 25. Juli 2006 gemessene Windmaximum. Dabei dreht der Wind von westlichen Richtungen auf nordöstliche Richtungen (Abb. 3.14c).

Auch in diesem Fall ist in der Temperatur eine Abnahme von nahezu 10 K zu beobachten. So nimmt die Temperatur in Bodennähe innerhalb einer halben Stunde von 31° C auf 22° C ab (Abb. 3.14d). Zudem ist ein Luftdruckanstieg mit Ankunft des Systems an der Station zu beobachten, der etwa 4 hPa beträgt. Auch in diesem Fall ist eine markante Abnahme der spezifischen Feuchte von etwa 3 g kg^{-1} zu beobach-

3.4 Beschreibung Fall 2 vom 31. Juli 2006

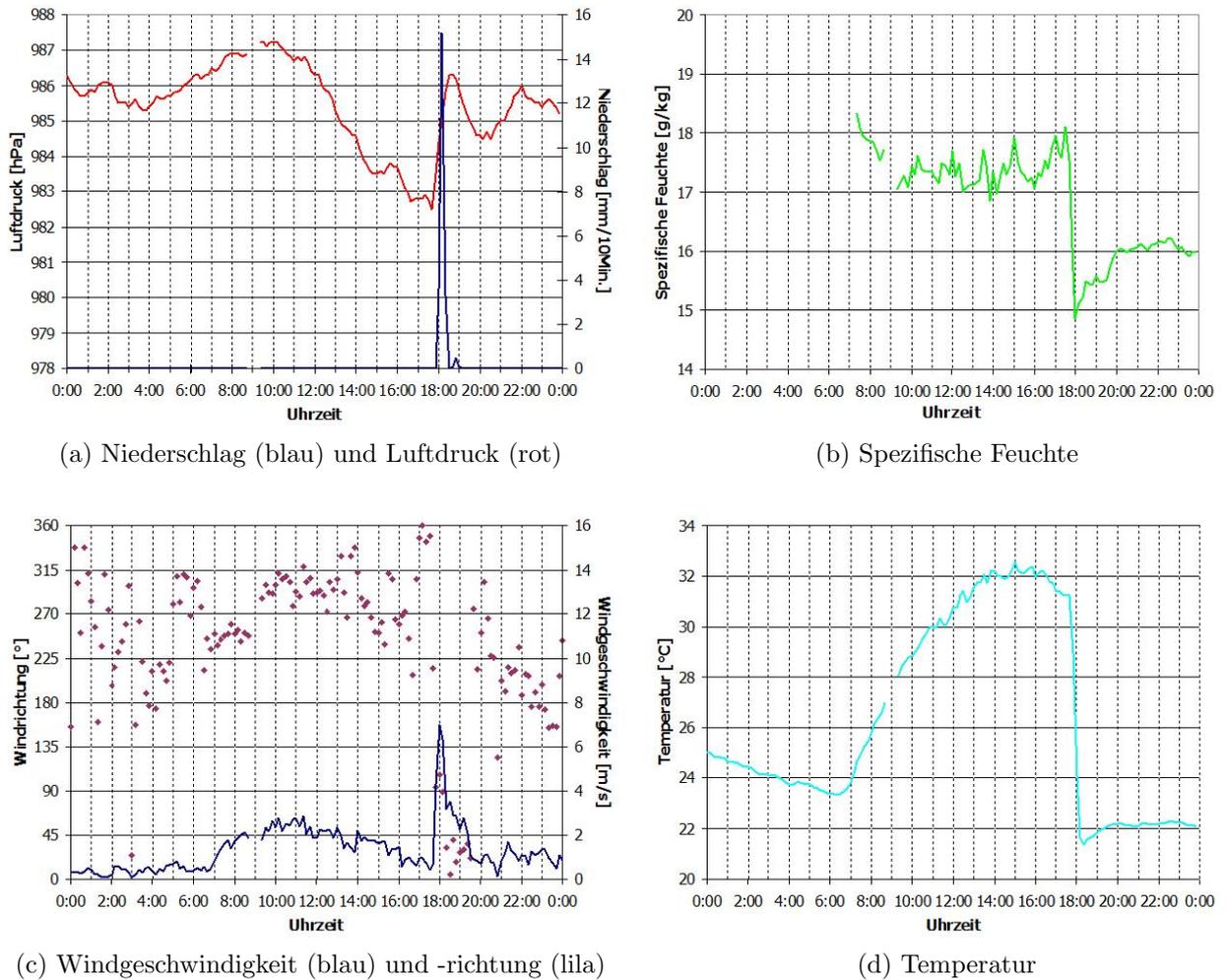


Abbildung 3.14: Tagesgang der meteorologischen Parameter am 31. Juli 2006

ten (Abb. 3.14b).

Im Vergleich zu Fall 1 ist die Abnahme der Temperatur und der spezifischen Feuchte in Bodennähe demnach fast identisch. Diese Beobachtungen stehen zudem in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen, die bei dem HARPEX-SAHEL-Experiment im Jahr 2002 gemacht wurden (Redelsperger et al., 2002).

Der Niederschlag dauert in diesem Fall etwas länger als eine Stunde an (Abb. 3.14a). In Bontoli fällt eine Gesamtniederschlagsmenge von etwa 19 mm, was in guter Übereinstimmung mit der Niederschlagsanalyse des TMPA-Produkts steht. Dabei fallen innerhalb der ersten 30 Minuten 18 mm Niederschlag, in den verbleibenden 30 Minuten fällt nur noch etwas weniger als 1 mm Niederschlag.

Wie bereits bei Fall 1 beobachtet, kommt es auch hier nach Erreichen des Niederschlagsmaximums zu einer Abnahme im Luftdruck und der Windgeschwindigkeit. Dagegen kann sich die südwestliche Monsunströmung bereits wenige Stunden nach Ankunft des Systems - gegen 1930 UTC - an der Station wieder etablieren.

3.4.5 Auswirkungen auf die Atmosphäre mit Durchzug des Systems vom 31. Juli 2006

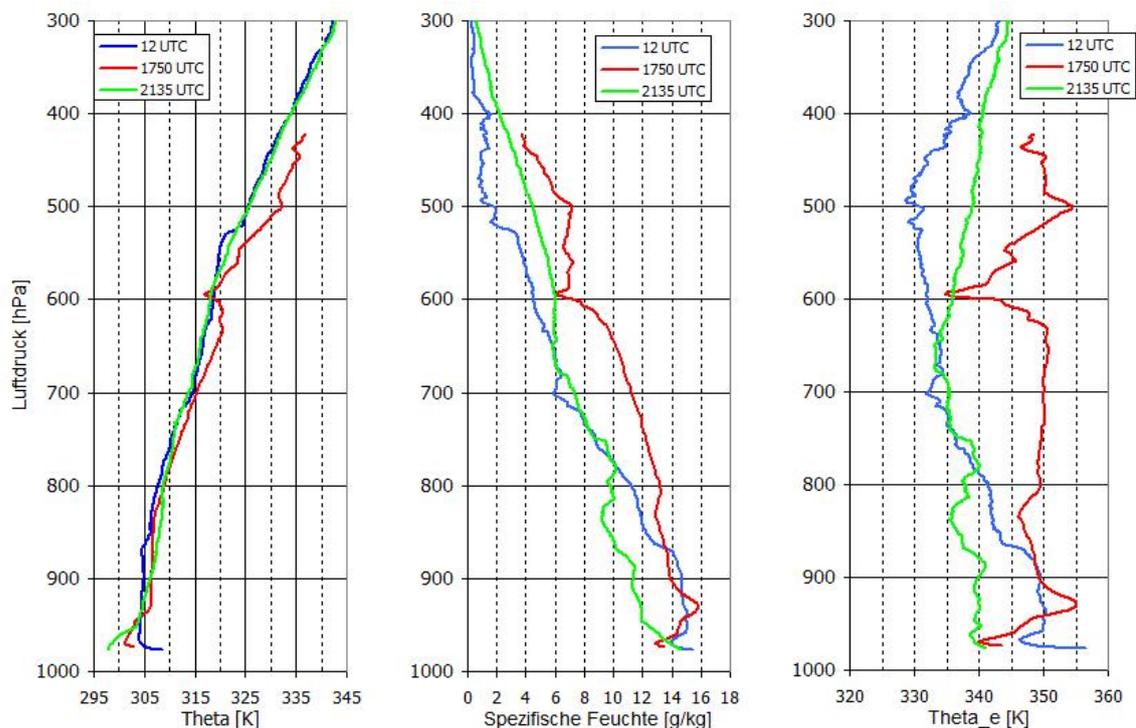


Abbildung 3.15: Vertikalprofile der potentiellen Temperatur Θ , der spezifischen Feuchte und der äquivalentpotentiellen Temperatur Θ_e für dem 31. Juli 2006
1200 UTC: präkonvektive Umgebung (blau), 1750 UTC: kurz vor Durchzug des MCS (rot), 2135 UTC: nach Durchzug des MCS (grün)

Im präkonvektiven Umfeld kann sich an der Station in Dano - bis um 1200 UTC - eine konvektive Grenzschicht mit einer vertikalen Erstreckung bis 870 hPa ausbilden, in der die spezifische Feuchte etwa 15 g kg^{-1} erreicht (Abb. 3.15). In den untersten Schichten der Grenzschicht herrscht eine südwestliche Monsunströmung vor (Abb. 3.16). Ab einer Höhe von 950 hPa geht diese in eine westliche Strömung über. Am Oberrand der Grenzschicht - in etwa 870 hPa - ist in der relativen Feuchte deutlich

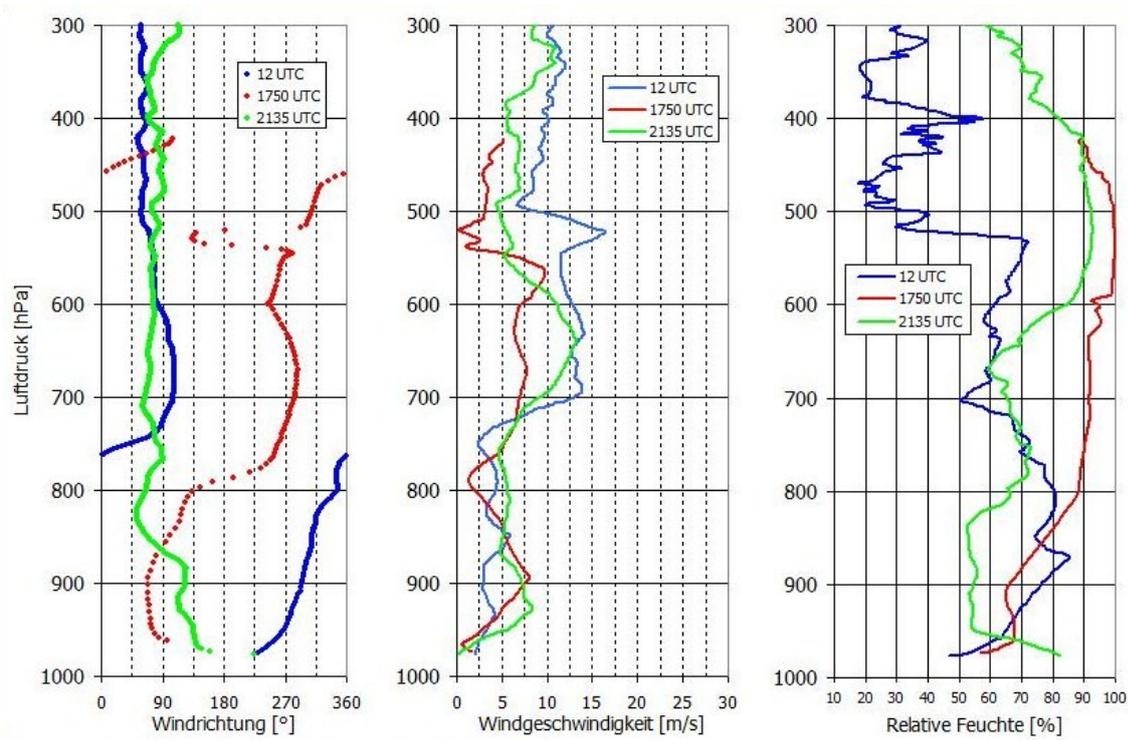


Abbildung 3.16: Vertikalprofile der Windrichtung und -geschwindigkeit und der relativen Feuchte für dem 31. Juli 2006
 1200 UTC: präkonvektive Umgebung (blau), 1750 UTC: kurz vor Durchzug des MCS (rot), 2135 UTC: nach Durchzug des MCS (grün)

Cumulusbewölkung auszumachen. An der Station wird zu diesem Zeitpunkt ein Bedeckungsgrad von 6/8 der niedrigsten Wolken beobachtet. Oberhalb der Grenzschicht herrscht eine nordwestliche Strömung vor, die mit zunehmender Höhe auf Ost dreht. In diesem Fall fällt demnach der Oberrand der Grenzschicht - im Gegensatz zu Fall 1 - mit dem Oberrand der Monsunschicht zusammen.

Ab 700 hPa herrscht eine östliche bis nordöstliche Strömung vor. In etwa diesem Höhenbereich ist auch der Unterrand der SAL festzumachen.

Innerhalb der SAL ist der AEJ zwischen 700 und 500 hPa existent. Die relative Feuchte weist im Bereich von etwa 530 hPa höhere Werte auf. Sie deutet auf die mittelhohe Bewölkung hin, die zu diesem Zeitpunkt an der Station beobachtet wurde und typisch für den Oberrand der SAL ist (Parker et al., 2004). Zudem ist in diesem Fall die SAL, wie in der Literatur beschrieben, durch eine Inversion begrenzt. Oberhalb der SAL ist ein sprunghafter Abfall der relativen Feuchte zu verzeichnen. Diese sehr trockenen Schichten sind der freien Troposphäre zuzuordnen.

Der TEJ befindet sich zwischen 200 und 100 hPa und weist ein Windgeschwindigkeitsmaximum von rund 28 m s^{-1} auf (nicht gezeigt).

In der äquivalentpotentiellen Temperatur besteht zwischen der Grenzschicht und der mittleren Troposphäre eine Temperaturdifferenz von etwa 20 K. Ein energetisches Ungleichgewicht in dieser Größenordnung (20 - 30 K) ist nach Chong et al. (1987) typisch für das präkonvektive Umfeld tropischer MCSs.

Kurz vor Ankunft des Systems an der Station Dano - gegen 1750 UTC - wird eine weitere Sonde aufgelassen. Anhand der Analyse dieser Messdaten zeigt sich, dass sich zu diesem Zeitpunkt bereits erste Störungen im präkonvektiven Umfeld ergeben. So bildet sich in den untersten Schichten eine Böenfront mit einem Spitzenwert bis zu 8 m s^{-1} in 900 hPa aus. In diesem Bereich hat die Windrichtung bis dahin auf Ost gedreht. In Bontoli wurde die Böenfront in Bodennähe jedoch mit einem Spitzenwert um 7 m s^{-1} vermessen - im Vertikalprofil weisen die Windgeschwindigkeit jedoch in den untersten Schichten nur Werte um 2 m s^{-1} auf. Demnach ist davon auszugehen, dass die Böenfront zum Zeitpunkt des Aufstiegs noch nicht am Boden angekommen ist.

Auch die Betrachtung der spezifischen Feuchte, die bis zu diesem Zeitpunkt innerhalb der Grenzschicht weiterhin ähnliche Werte wie am Mittag aufweist, lässt darauf schließen, dass der System noch nicht über Dano angekommen ist.

So weist die Grenzschicht zu diesem Zeitpunkt eine vertikale Erstreckung bis 830 hPa auf. In der potentiellen Temperatur ist zu erkennen, dass es in Bodennähe bereits aufgrund von Kaltluftadvektion zu einer Abkühlung gekommen ist. Innerhalb der Grenzschicht liegen die Temperaturen jedoch noch über denen, die um 1200 UTC gemessen wurden.

Aufgrund der herannahenden Wolken ist in den Schichten zwischen 800 und 500 hPa eine Zunahme der spezifischen Feuchte und der relativen Feuchte zu beobachten, deren Untergrenze anhand der relativen Feuchte auf 800 hPa und deren Obergrenze auf 500 hPa festgelegt werden kann. In diesem Bereich ist zudem eine höhere potentielle Temperatur zu beobachten.

Das Profil der äquivalentpotentiellen Temperatur ist aufgrund der hohen Feuchte- und Temperaturwerte zwischen 800 und 500 hPa bis 600hPa nahezu höhenkonstant. Der AEJ hat sich bis dahin merklich abgeschwächt.

Etwa dreieinhalb Stunden nach Ankunft der Böenfront in Dano sind die Auswirkungen in der Atmosphäre deutlich zu identifizieren.

So ist die Atmosphäre in den untersten 50 hPa stabil geschichtet. In diesem Bereich hat sich eine Bodeninversion ausgebildet. Darüber - im vorherigen Bereich der Grenzschicht - ist die Temperatur etwas höher als am Mittag. Ähnliches wurde bereits bei Fall 1 beobachtet. Da der fühlbare Wärmestrom als Ursache für die Temperaturerhöhung ausgeschlossen werden kann, ist die Temperaturerhöhung auf die Advektion

wärmerer Luftmassen aus Nordost, die sich durch die Windrichtungsänderung mit Durchzug des MCS in diesem Bereich eingestellt haben, zurückzuführen.

In der spezifischen Feuchte sind die mit Durchzug des MCS verursachten vertikalen Umlagerungsprozesse deutlich zu erkennen. So weisen die untersten 200 hPa deutlich geringere Werte auf als die in der präkonvektiven Umgebung gemessenen. Darüber lagern nun feuchtere Luftmassen.

Die bereits in den Satellitenbildern beobachtete dünne Wolkenschicht (Abb. 3.11b), die sich zu diesem Zeitpunkt noch über Dano befindet, ist auch im Vertikalprofil der relativen Feuchte zwischen 600 und 400 hPa noch deutlich zu erkennen.

Der AEJ hat sich bis dahin wieder regeneriert und der TEJ weist in einer Höhe von 150 hPa 25 m s^{-1} auf (nicht gezeigt).

In der äquivalentpotentiellen Temperatur ist in den untersten 600 hPa ein Rückgang zu verzeichnen, der im Wesentlichen auf den Rückgang der Feuchte zurückzuführen ist. Dabei erreicht die äquivalentpotentielle Temperatur unterhalb von 700 hPa geringere Werte als am Mittag, darüber sind die Werte höher. Es herrscht eine gute Durchmischung vor und die zuvor bestandene Temperaturdifferenz zwischen der Grenzschicht und der mittleren Troposphäre hat sich durch die Umlagerungsprozesse abgebaut. Dies zeigen auch die verschiedenen Konvektionsindizes an, die zu diesem Zeitpunkt kein Konvektionpotential aufweisen (CAPE und CIN = 0 J kg^{-1} und LI = 0.9 K). Demnach hat sich eine deutliche Stabilisierung eingestellt.

Am darauffolgenden Tag ist die vertikale Erstreckung der Grenzschicht, die um 1200 UTC bis 900 hPa reicht, geringer ausgeprägt. Dies ist auf den mit dem System verbundenen Niederschlag zurückzuführen, der zu Änderungen in der Bodenfeuchte führt, was sich wiederum auf die turbulenten Flüsse auswirkt. Demnach ist der fühlbare Wärmestrom nach Durchzug geringer, was zu der geringeren Grenzschichthöhe führt. Auch die spezifische Feuchte erreicht weiterhin innerhalb der Grenzschicht mit 13.5 g kg^{-1} geringere Werte (nicht gezeigt).

3.5 Beschreibung Fall 3 vom 11. August 2006

3.5.1 Zugbahn des Systems vom 11. August 2006

Bereits am Morgen des 10. August 2006 sind um 1000 UTC im Nordosten von Nigeria - bei rund 10° O und etwa 10° N - konvektive Zellen zu identifizieren, die sich im Süden des Tschads entwickelt und in Richtung Westen propagiert sind (Abb. 3.17a). Diese Zellen verlagern sich in den folgenden Stunden unter kontinuierlicher Intensivierung in Richtung Nordwesten. Gegen 1330 UTC entstehen vorderseitig eines nachfolgenden Systems am Grenzdreieck Niger/Nigeria/Tschad - bei rund 12° bis 15° O und 13 bis 15° N - weitere kleine konvektive Zellen (Abb. 3.17b).

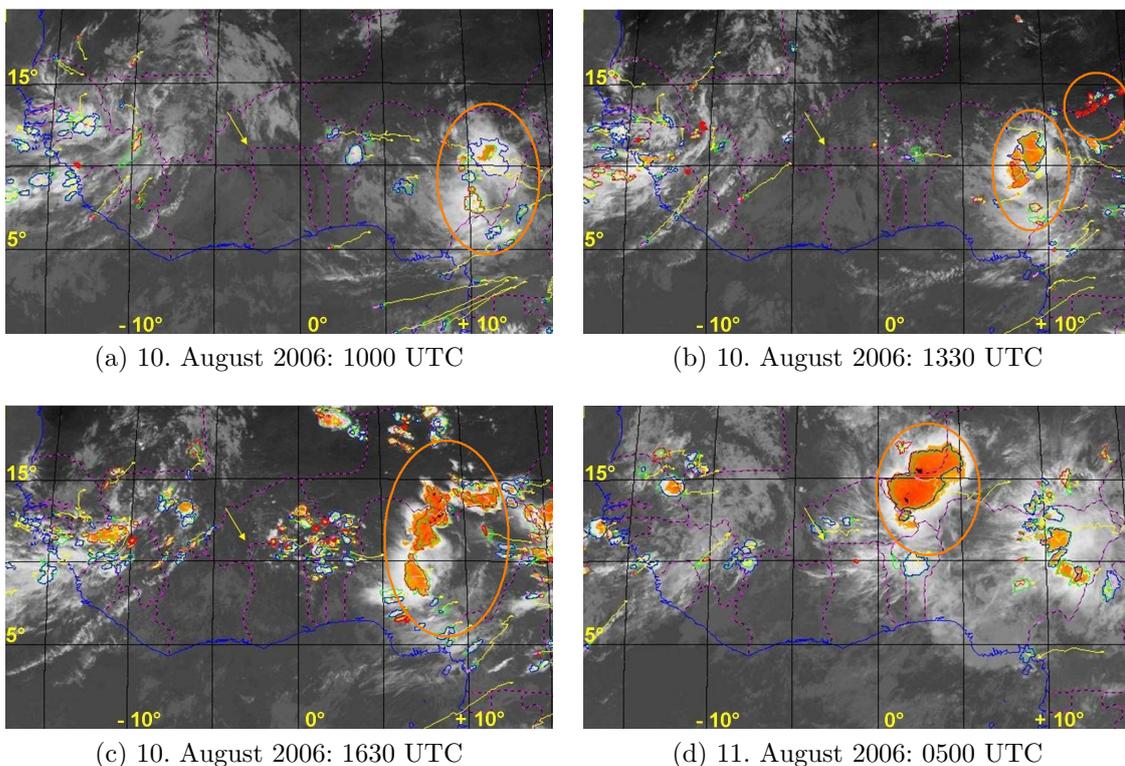


Abbildung 3.17: Zugbahn des MCS vom 10.08. bis 11. August 2006
10. August 2006: (a) 1000 UTC (b) 1330 UTC (c) 1630 UTC
11. August 2006: (d) 0500 UTC
Beschreibung siehe Abbildung 3.4

Diese wandern in Richtung Westen und schließen sich in den Mittagsstunden an die im Nordosten Nigerias entstandenen Zellen an. Es bildet sich eine linienförmige

Anordnung mehrerer einzelner Zellen, eine Böenlinie. Sie ist um 1630 UTC über der Mitte Nigerias - zwischen 5° und 10° O - zu beobachten und erstreckt sich zu diesem Zeitpunkt bis in den Südosten des Nigers - bei rund 15° N (Abb. 3.17c). Im Folgenden schwächt sich der Teil des Systems südlich von 10° N ab, der restliche Teil propagiert in Richtung Nordwesten weiter.

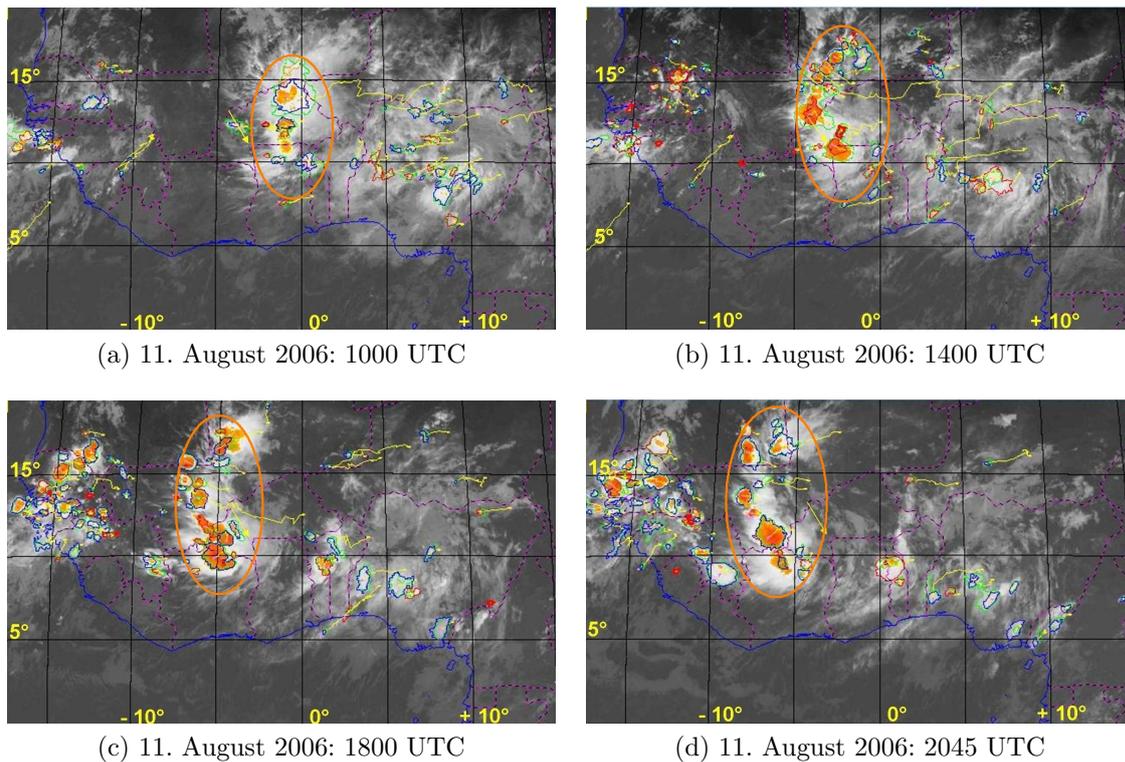


Abbildung 3.18: Zugbahn des MCS vom 11. August 2006

(a) 1000 UTC (b) 1400 UTC (c) 1800 UTC (d) 2045 UTC

Beschreibung siehe Abbildung 3.4

Gegen Mitternacht kommt das System an der Nordwest-Grenze Nigerias zum Niger an (nicht gezeigt). Ab etwa 0500 UTC am 11. August 2006 schlägt das System eine westliche Zugbahn ein. Zu diesem Zeitpunkt befindet sich das System über dem Südwesten Nigers und dem äußersten Osten Burkina Fasos und weist eine Verlagerungsgeschwindigkeit von 17.9 m s^{-1} (Angabe aus RDT entnommen) auf (Abb. 3.17d).

Wie in der Satellitenbeobachtung von 1000 UTC zu sehen, kommt es vorderseitig immer wieder zur Bildung neuer konvektiver Zellen. Das System zerfällt während seines weiteren Verlaufs in Richtung Westen in mehrere kleinere Zellen (Abb. 3.18a). Gegen 1400 UTC kommt das MCS schließlich im Raum Dano an. Die Zelle, die über

Dano hinweg zieht, weist beim Durchzug eine Zuggeschwindigkeit von 17.7 m s^{-1} (Angabe aus RDT entnommen) auf (Abb. 3.18b).

Gegen 1800 UTC ist der Amboss-Bereich des Systems über Dano hinweg gezogen (Abb. 3.18c). Zum Zeitpunkt des letzten Radiosondenaufstiegs, der für diesen Tag verfügbar ist - um 2045 UTC - hat sich die Wolkendecke gelichtet (Abb. 3.18d).

Das System zieht weiter in Richtung Westen und schwächt sich innerhalb der Nachtstunden ab.

3.5.2 Niederschlagsanalyse für den 11. August 2006

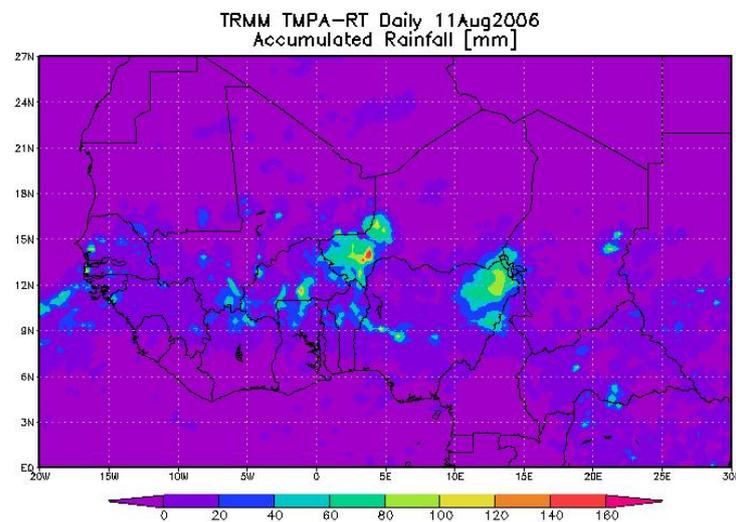


Abbildung 3.19: Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag des TRMM-TMPA-Produktes für den 11. August 2006

Der akkumulierte Niederschlag weist im Südwesten des Nigers - zwischen 0° und 5° O und 12° und 15° N - ein großflächiges Gebiet auf, in dem Niederschlagsmengen bis zu 180 mm zu beobachten sind (Abb. 3.19). Es ist in Verbindung mit dem untersuchten MCS zu bringen, das in diesem Bereich, wie in den Satellitenbeobachtungen zu sehen war, eine große räumliche Erstreckung aufweist.

Auch zwischen 0° und 3° W - auf Höhe der Grenze Burkina Fasos zu Ghana - werden größere Niederschlagsmengen von bis zu 140 mm gemessen.

Das im Nordosten Nigerias liegende Niederschlagsgebiet steht nicht in Verbindung mit der untersuchten Böenlinie. Es gehört zu einem nachfolgendem System.

Dano liegt in diesem Fall am Rande einer Niederschlagszelle, mit der Niederschläge in der Größenordnung zwischen 40 und 60 mm in Verbindung stehen.

3.5.3 WASA-Wetterkarten für den 11. August 2006

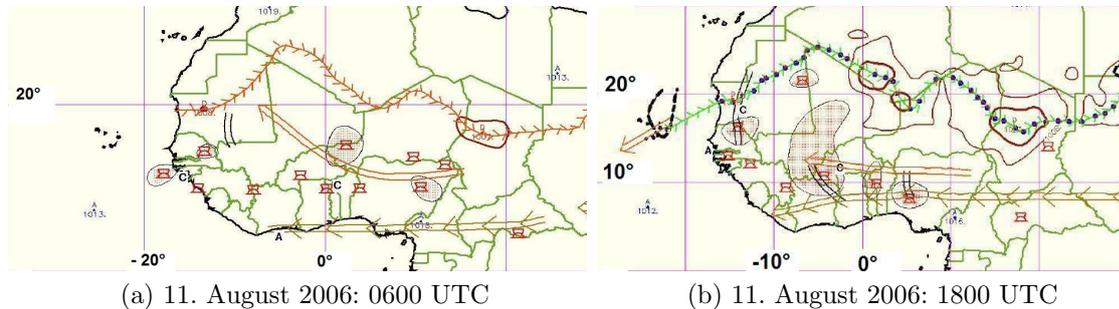


Abbildung 3.20: WASA-Wetterkarte für den 11. August 2006 (a) 0600 UTC und (b) 1800 UTC
Alle Informationen zu den in den Abbildungen verwendeten Symbolen für die synoptischen Elemente sind in Tabelle 3.1 zusammengefasst.

Um 0600 UTC liegt die ITD am 11. August 2006 in der ACMAD-Analyse an der Westküste bei 19° N (Abb. 3.20a). Weiter im Osten kann die Monsunluft weiter in Richtung Nord vordringen. So gelangen die feuchten Luftmassen zwischen etwa 10° und 0° W bis etwa 25° N vor. Östlich davon kann die Monsunluft immer weniger in den Norden vordringen, so dass die ITD über dem Tschad und dem Sudan - zwischen etwa 15° und 30° O - schließlich bei etwa 15° N zu finden ist. Das Hitzetief befindet sich zu diesem Zeitpunkt über dem Norden des Tschads und weist einen Kerndruck von 1007 hPa auf.

Der AEJ beginnt zu diesem Zeitpunkt bei etwa 15° O und verläuft im Weiteren zonal bei etwa 11° N über den Norden Nigerias hinweg. Über der Grenze Nigeria/Benin - bei etwa 2° O und 12° N - biegt er antizyklonal in Richtung Nordwesten ab und endet bei etwa 6° W und 20° N im Osten Mauretaniens. Das Maximum des AEJ beträgt rund 20 m s^{-1} und befindet sich über dem Westen Nigerias.

Der TEJ erstreckt sich zu diesem Zeitpunkt über die Küstenstaaten am Golf von Guinea. Er verläuft vom Osten der Zentralafrikanischen Republik - bei rund 25° O - nahezu zonal bei 5° N bis an die Küste der Elfenbeinküste - bei rund 5° W. Das Maximum des obertroposphärischen Jets erreicht eine Stärke von etwa 25 m s^{-1} und ist über der Zentralafrikanischen Republik und Kamerun zu finden.

Im Süden Mauretaniens ist für diesen Termin die Achse einer AEW analysiert. Wie bereits in den Satellitenbeobachtungen gesehen, liegt das untersuchte System auch in der WASA zu diesem Zeitpunkt über dem Südwesten Nigers.

Bis 1800 UTC ist die Lage der ITD nahezu stationär geblieben. Lediglich über dem Süden Algeriens - zwischen etwa 5° W und 5° O - ist eine geringe Verlagerung

in Richtung Süden festzustellen (Abb. 3.20b).

Der AEJ hat sich im Tagesverlauf über dem mittleren Mali abgeschwächt und liegt nun westlich des Nullmeridians weiter im Süden als am Morgen. Er verläuft nun nahezu zonal bei etwa 11° bis 12° N vom Nordosten Nigerias - bei etwa 12° O - bis in den Süden Malis - bei rund 5° W - und befindet sich demnach direkt über der Mitte Burkina Fasos. Dort ist zu diesem Zeitpunkt auch das Maximum des Jets mit rund 20 m s^{-1} zu finden. Ein weiterer Teil des AEJ ist außerdem im Westen über den Cap Verde Inseln zu beobachten. Der Ursprung befindet sich etwa bei 16° bis 17° N und 22° W, das Ende bei rund 14° N und 27° W.

Im Bereich der Elfenbeinküste und Liberias - zwischen etwa 5° und 10° W - ist es im Tagesverlauf zu einer Intensivierung des TEJ gekommen. Er reicht nun vom Süden des Sudans - ganz im Osten des Untersuchungsgebiets - bis an die Atlantikküste Liberias - bei rund 10° W. Zudem hat er sich innerhalb der letzten zwölf Stunden in Richtung Norden verlagert. Er befindet sich nun östlich von 0° bei etwa 9° N, westlich davon ist der TEJ bei etwa 6° N analysiert. Das Maximum des TEJ befindet sich über der Elfenbeinküste und weist etwa 25 m s^{-1} auf.

Die bereits am Morgen beobachtete Achse der AEW - über dem Süden Mauretaniens - ist weiterhin in der Karte analysiert. Zudem befinden sich nun zwei weitere Achsen im Westen Nigerias - bei rund 5° O und etwa 10° N - und über dem Grenzgebiet Elfenbeinküste/Burkina Faso/Mali - bei rund 5° W.

Dano liegt zu diesem Zeitpunkt im hinteren Bereich des Systems, das sich vom Norden der Elfenbeinküste bis in den Norden Malis erstreckt. Dies steht in guter Übereinstimmung mit dem Satellitenbild von 1800 UTC (Abb. 3.18c).

3.5.4 Bodennahe Verhältnisse am 11. August 2006

Einige Stunden vor Ankunft des Systems in Bontoli wird an der Station ein moderater Westwind mit Geschwindigkeiten um 2 m s^{-1} an der Station gemessen (Abb. 3.21c). Gegen 1000 UTC kommt es an der Station zu einem kurzen Schauer, der zu einer Zunahme der spezifischen Feuchte um etwa 1 g kg^{-1} und einer Temperaturabnahme von etwa 0.5 K führt (Abb. 3.21b und 3.21d). In den weiteren Stunden nimmt die spezifische Feuchte auf rund 19 g kg^{-1} zu. Die Temperatur erreicht um 1300 UTC rund 29° C (Abb. 3.21d).

Gegen 1400 UTC setzt mit Ankunft der Böenfront des MCS ein kräftiger Regenschauer über Bontoli ein. Dieser dauert etwa eineinhalb Stunden an. Danach setzt ein stratiformer Niederschlag ein, der bis etwa 1730 UTC andauert (Abb. 3.21a). Insgesamt wird in Bontoli am 11. August 2006 eine Niederschlagsmenge von 45 mm gemessen, was in guter Übereinstimmung mit der satellitengestützten Niederschlags-

3.5 Beschreibung Fall 3 vom 11. August 2006

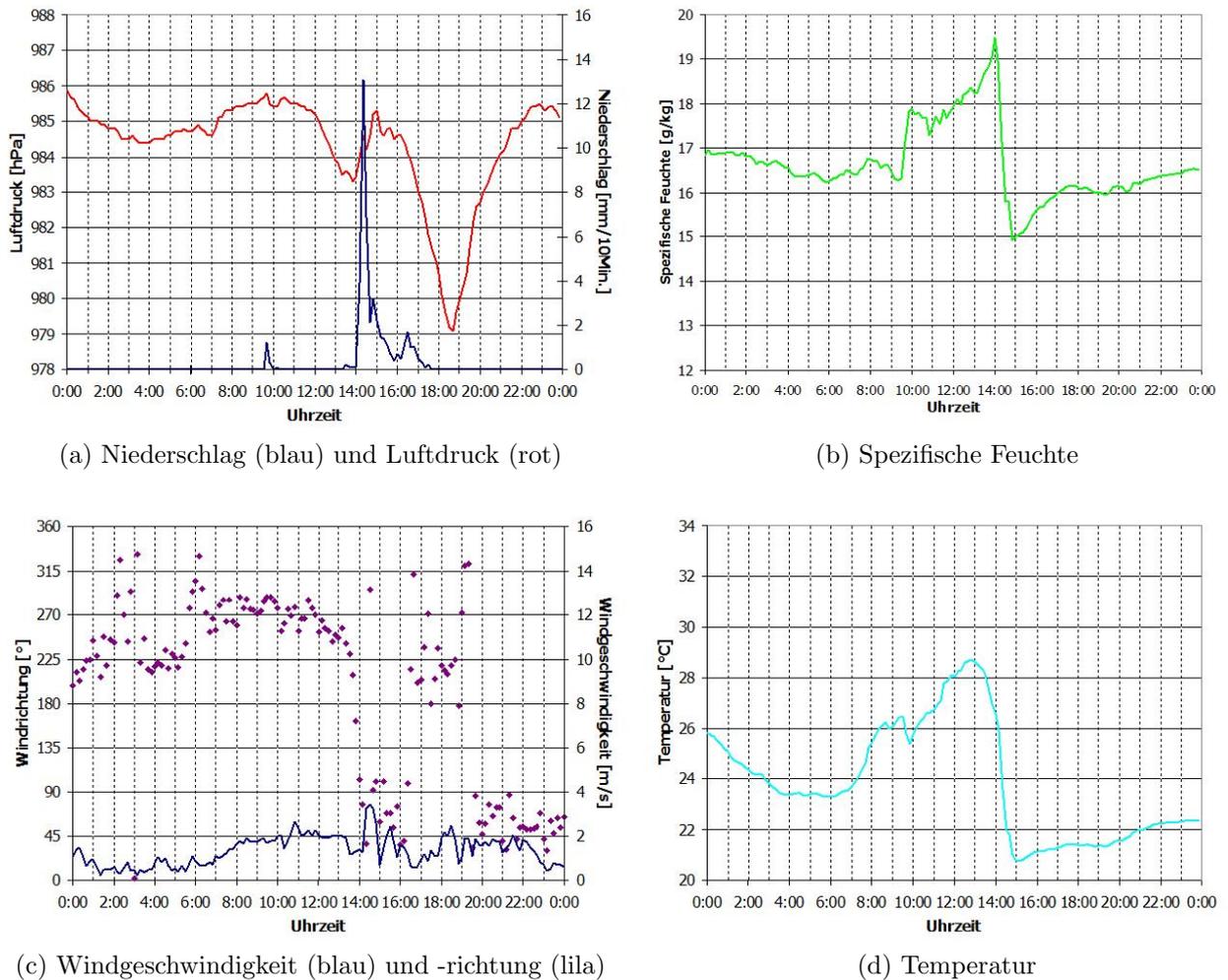


Abbildung 3.21: Tagesgang der meteorologischen Parameter am 11. August 2006

analyse steht.

Davon entfallen 1.6 mm auf den bereits erwähnten Schauer am Morgen. 12 mm der Gesamtniederschlagsmenge werden zwischen 1410 und 1420 UTC gemessen. Danach schwächt sich der Niederschlag schlagartig ab. Im Vergleich zu Bontiola fällt in Dano mit 23 mm etwa die Hälfte an Niederschlag.

Während bei den MCS-Durchgängen am 25. Juli und 31. Juli 2006 Temperaturabnahmen von etwa 10 K gemessen wurden, ist hier die beobachtete Temperaturabnahme mit etwa 8 K etwas geringer (Abb. 3.21d). Auch die Zunahme der Windgeschwindigkeit mit Ankunft der Böenfront, die bei den beiden anderen Fällen deutlich zu beobachten war, ist hier nicht so stark ausgebildet. So beträgt die Wind-

geschwindigkeit vor Durchzug des Systems im Mittel etwa 2 m s^{-1} . In Verbindung der Böenfront sind die gemessenen Werte mit einem Maximum von etwa 3.5 m s^{-1} dann nur wenig höher. Der Wind dreht von westlichen auf östliche Richtungen (Abb. 3.21c).

Der Luftdruck nimmt während der ersten eineinhalb Stunden des Niederschlags durch die schnelle Temperaturabnahme um rund 2 hPa zu. Wie bereits bei Fall 1 und Fall 2 beobachtet, ist danach eine kontinuierliche Luftdruckabnahme zu beobachten, die mit einer Abnahme der Windgeschwindigkeit einhergeht. Sie hält bis zum Ende des Niederschlags gegen 1830 UTC an.

Zwischen 1600 UTC und 1830 UTC nimmt der Luftdruck erneut um etwa 5 hPa ab. Dieser starke Druckfall ist kein für den Durchzug eines MCS typisches Charakteristikum, wie bereits die Analyse der beiden anderen Fälle und der Vergleich mit der Literatur gezeigt hat. Vielmehr weist dies auf einen großräumigen Druckfall hin. So ist der EZMW-Analyse ist zwischen 1200 UTC und 1800 UTC am Boden ein Druckfall von 1012 hPa auf 1009 hPa und im Geopotential in 700 hPa eine Abnahme zu beobachten (nicht gezeigt). Nach dem starken Abfall folgt der Druck seinem Tagesgang und nimmt in den weiteren Stunden bis etwa 2200 UTC zu. Auch in diesem Fall kann sich die Monsunströmung erst wieder etwa 12 Stunden nach Durchzug an der Station etablieren.

3.5.5 Auswirkungen auf die Atmosphäre mit Durchzug des Systems vom 11. August 2006

In der präkonvektiven Umgebung weist die Grenzschicht um 0900 UTC eine vertikale Erstreckung bis 925 hPa auf (Abb. 3.22 und 3.23). Innerhalb der Grenzschicht ist eine moderate Strömung aus westlicher Richtung existent und die spezifische Feuchte beträgt etwa 15 g kg^{-1} .

Oberhalb der Grenzschicht dreht der Wind bis etwa 800 hPa auf Nordost. Demnach entspricht in diesem Fall die Höhe der Grenzschicht der der Monsunschicht.

Zwischen der Monsunschicht und der SAL befindet sich auch in diesem Fall eine Zwischenschicht, in der der Wind von westlichen auf nordöstliche Richtungen dreht.

Die trockene SAL - mit den nordöstlichen Winden - befindet sich etwa zwischen 600 und 400 hPa. Sie ist sowohl in der relativen Feuchte, als auch in der spezifischen Feuchte und der äquivalentpotentiellen Temperatur zu identifizieren.

Insgesamt ist die Atmosphäre allerdings zwischen 850 und 600 hPa ziemlich feucht, so dass sich in der äquivalentpotentiellen Temperatur keine so stark ausgeprägte

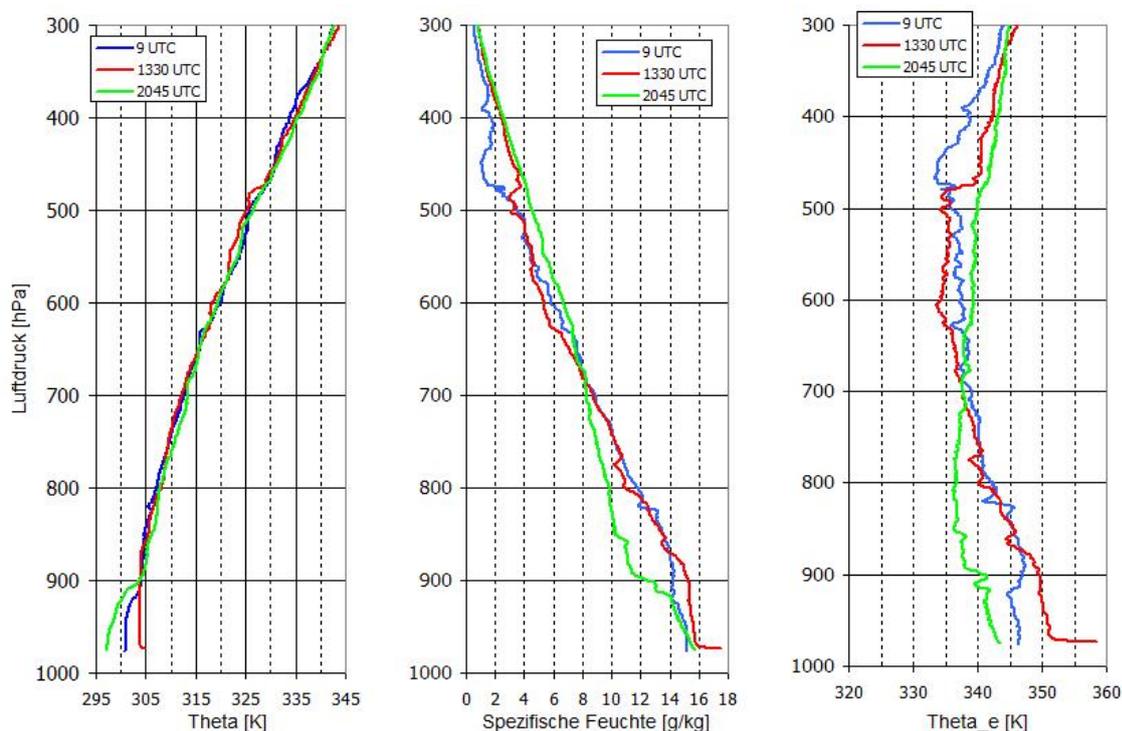


Abbildung 3.22: Vertikalprofile der potentiellen Temperatur Θ , der spezifischen Feuchte und der äquivalentpotentiellen Temperatur Θ_e für den 11. August 2006
 0900 UTC: präkonvektive Umgebung (blau), 1330 UTC: kurz vor Durchzug des MCS (rot), 2045 UTC: nach Durchzug des MCS (grün)

Temperaturdifferenz zwischen der Grenzschicht und der mittleren Troposphäre wie in der präkonvektiven Umgebung der anderen beiden Fälle ausbildet. Sie erreicht hier lediglich 10 K.

Dies erklärt weshalb sich die Beobachtungen am Boden von den beiden anderen Fällen unterscheiden. Aufgrund der relativ moderaten Temperaturdifferenz der äquivalentpotentiellen Temperatur zwischen Grenzschicht und der mittleren Troposphäre bildet sich eine deutlich schwächere Böenfront aus, die sich wiederum auf die Höhe des Temperaturabfalls und den Luftdruckanstieg auswirkt.

Der AEJ erreicht in etwa 480 hPa mit 15 m s^{-1} sein Maximum.

Darüber dreht der Wind (ab etwa 450 hPa) auf Ost. Der TEJ befindet sich zwischen 300 und 100 hPa und erreicht 30 m s^{-1} (nicht gezeigt).

Kurz vor Ankunft des Systems im Bereich Dano wird gegen 1330 UTC ein weiterer Aufstieg durchgeführt. Wie bereits bei Fall 2, sind auch hier erste Störungen zu erkennen. Im Wesentlichen entsprechen die Charakteristika jedoch noch denen einer präkonvektiven Umgebung.

3 Beschreibung der untersuchten Fälle

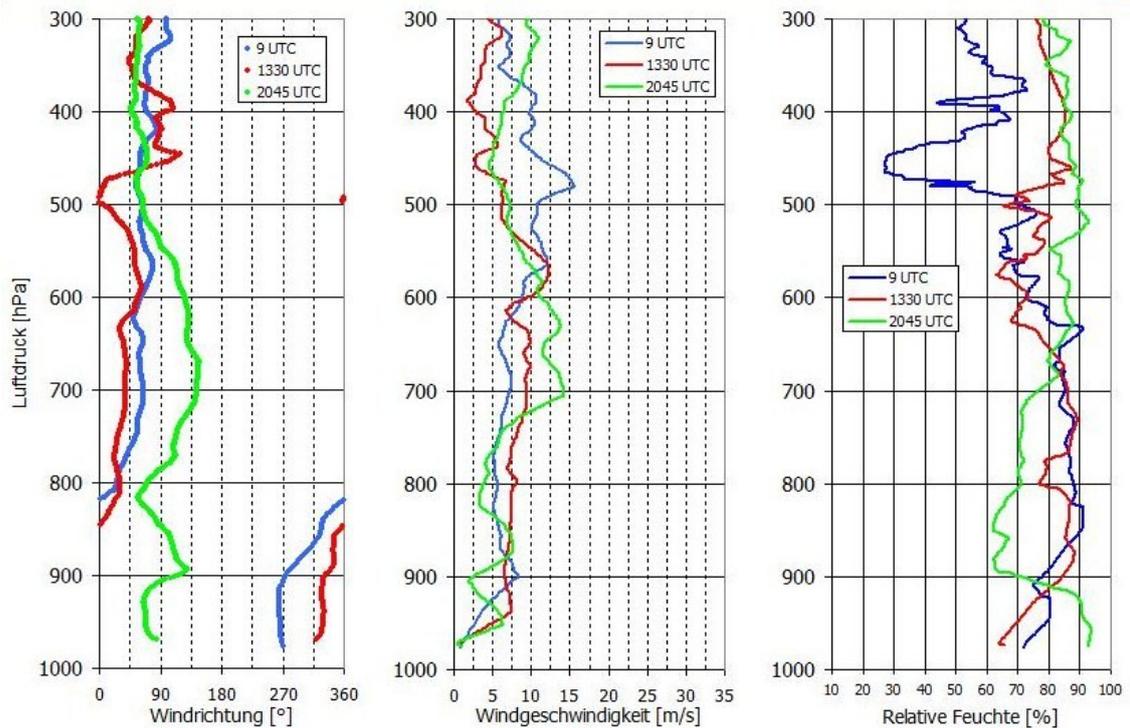


Abbildung 3.23: Vertikalprofile der äquivalentpotentiellen Temperatur und der relativen Feuchte aus Radiosondenaufstiegen für den 11. August 2006
0900 UTC: präkonvektive Umgebung (blau), 1330 UTC: kurz vor Durchzug des MCS (rot), 2045 UTC: nach Durchzug des MCS (grün)

So hat die spezifische Feuchte im Tagesverlauf innerhalb der Grenzschicht, welche bis dahin eine vertikale Erstreckung bis 860 hPa erreicht hat, zugenommen.

In den untersten Schichten ist es zu einer Erwärmung gekommen. Dadurch ist die Differenz der äquivalentpotentiellen Temperatur zwischen Grenzschicht und mittlerer Troposphäre etwas angestiegen. Sie beträgt nun etwa 15 K. In den untersten Schichten hat sich der Wind bereits auf Nordwest gedreht und innerhalb der Grenzschicht hat die Windgeschwindigkeit im Vergleich zum Morgen zugenommen, der AEJ hat sich innerhalb der letzten Stunden merklich abgeschwächt. Zudem sind die heranziehenden Wolken deutlich in der relativen Feuchte zu erkennen.

Die Konvektionsindizes sind bis dahin angestiegen ($CAPE = 758 \text{ J kg}^{-1}$, $CIN = -6 \text{ J kg}^{-1}$, $LI = -3.8 \text{ K}$) und weisen zu diesem Zeitpunkt auf eine hohe latente Instabilität hin.

In den Abendstunden wird gegen 2045 UTC eine weitere Sonde aufgelassen. Diese spiegelt die typischen Verhältnisse nach Durchzug eines MCS wider.

Zu diesem Zeitpunkt ist über Dano noch eine dünne Wolkendecke in den Satelli-

tenbildern zu erkennen (Abb. 3.18d), die nach Auswertung der Daten der relativen Feuchte etwa zwischen 600 und 400 hPa liegt. Im Profil der äquivalentpotentiellen Temperatur ist in den untersten 200 hPa eine Differenz von etwa 10 K zu beobachten. Darüber ist das Profil bis 500 hPa nahezu höhenkonstant.

In der spezifischen Feuchte ist die vertikale Umverlagerung der Feuchte ebenfalls sichtbar. Die Windgeschwindigkeit innerhalb der Grenzschicht ist zurückgegangen und zwischen 700 und 600 hPa kommt es langsam wieder zur Ausbildung des AEJ. Zum Zeitpunkt des Aufstiegs weist er bereits wieder ein Maximum von rund 15 m s^{-1} in 700 hPa auf.

Das Maximum des TEJ hat sich im Vergleich zum Morgen abgeschwächt (nicht gezeigt).

Auch in diesem Fall weist die Grenzschicht am Folgetag um 0900 UTC im Vergleich eine geringere vertikale Erstreckung auf.

3.6 Charakterisierung des präkonvektiven Umfelds und Analyse der Auswirkungen der MCS-Durchzüge auf die Atmosphäre

Zusammenfassend werden nun noch einmal die präkonvektiven Bedingungen sowie die Auswirkungen der MCS auf die bodennahen Schichten, die Grenzschicht und die freie Troposphäre beschrieben. Dabei wird auf bestehende Gemeinsamkeiten und Unterschiede zwischen den drei Fällen hingewiesen.

Vor Durchzug der Systeme ist das präkonvektive Umfeld in den untersten Schichten von der feuchten west- bis südwestlichen Monsunströmung beeinflusst.

Im Fall 1 bildet sich innerhalb dieser Schicht eine konvektive Grenzschicht aus, die nicht bis an die Obergrenze der Monsunschicht reicht. Ähnliche Beobachtungen wurden bereits von Parker et al. (2004) gemacht. Bei den anderen beiden Fällen entspricht die Höhe der Monsunschicht der der Grenzschicht.

Zwischen der Monsunschicht und der SAL existiert eine Zwischenschicht, in der der Wind langsam auf die in der SAL vorherrschenden nordöstlichen bis östlichen Richtungen dreht. Innerhalb der SAL ist der AEJ existent. Die damit verbundene starke Windscherung unterhalb des Jets stellt günstige Bedingungen für die Ausbildung von MCSs dar (Rowell und Milford, 1993).

Aufgrund der feuchteren Luftmassen in Bodennähe und den darüber liegenden trockeneren Luftmassen der SAL besteht eine Differenz der äquivalentpotentiellen Temperatur zwischen der Grenzschicht und der mittleren Troposphäre, die zwischen 10 K (Fall 3) und 20 K (Fall 1 und Fall 2) beträgt. Sie spiegelt sich auch in den hohen Konvektionsindizes wider.

In Fall 2 konnte am Oberrand der SAL eine mittelhohe Bewölkung beobachtet werden, zudem war sie am Oberrand durch eine Inversion begrenzt. Beide Beobachtungen sind nach Parker et al. (2004) typisch für den Oberrand der SAL.

An die SAL schließt sich in den obersten Schichten die freie Troposphäre an, die durch sehr trockene Luftmassen charakterisiert ist.

Mit Durchzug der drei Systeme ist eine unmittelbare Modifikation des präkonvektiven Umfelds zu beobachten.

So kommt es mit Ankunft des Systems zum Einsetzen von heftigem Niederschlag, der konvektiven Charakter aufweist, d. h. räumlich sehr variabel ist.

Aufgrund der Verdunstung des Niederschlags innerhalb der trockenen SAL bilden sich starke Abwinde aus, die zur Ausbildung einer Böenfront und zu einer starken Temperaturabnahme von bis zu 10 K innerhalb der gesamten Grenzschicht führen. Die Temperaturabnahme ist im Wesentlichen für den am Boden beobachteten Druckfall verantwortlich.

Das Maximum der Böenfront befindet sich, wie in Fall 1 gesehen, zwischen 900 und 700 hPa. Für die beiden anderen Fälle sind diesbezüglich keine Aussagen zu treffen, da die Aufstiege offenbar kurz vor Ankunft der Systeme gemacht wurden, als die Böenfront sich noch nicht vollständig ausgebildet hatte.

Der Wind dreht dabei innerhalb der Grenzschicht von west-, südwestlichen Richtungen auf Ost, während sich der AEJ in der mittleren Troposphäre deutlich abschwächt, bzw. wie in Fall 1 gesehen, auflöst.

Mit den starken Vertikalbewegungen, die im vorderen Bereich des Systems auftreten, finden markante Umverteilungsprozesse in der Feuchte statt, die dazu führen, dass die feuchteren Luftmassen vertikal hochgemischt werden, bzw. trockenere Luftschichten aus der mittleren Troposphäre in die Grenzschicht eingemischt werden. Am Boden beträgt die Abnahme in der spezifischen Feuchte im Mittel etwa 3 g kg^{-1} . Ähnliche Beobachtungen wurden bereits durch andere Studien gewonnen (Redelsperger et al., 2002).

Durch die Umverteilung der spezifischen Feuchte wird die zuvor stark ausgeprägte Differenz der äquivalentpotentiellen Temperatur zwischen der Grenzschicht und der mittleren Troposphäre weitestgehend abgebaut.

Wie essentiell der Temperaturunterschied in der äquivalentpotentiellen Tempera-

tur für die Ausbildung starker Abwinde ist, hat die Auswertung des Fall 3 gezeigt. Aufgrund der relativ moderaten Differenz der äquivalentpotentiellen Temperatur zwischen der Grenzschicht und der mittleren Troposphäre bildet sich hier - wie in den Bodenmessungen beobachtet - eine deutlich schwächere Böenfront aus. Aufgrund dessen ist der beobachtete Temperaturfall und der Luftdruckanstieg geringer ausgeprägt als bei den beiden anderen MCS-Durchzügen.

Während die Temperatur nach Durchzug des Systems innerhalb der Grenzschicht schnell wieder ansteigen kann, bleiben die Umlagerungen in der spezifischen Feuchtigkeit auch mehrere Stunden nach Durchzug des Systems und, wie bei Fall 2 gezeigt, teilweise auch noch am Folgetag weiterhin erhalten.

Die damit verbundene geringe latente Instabilität ist demnach auch am folgenden Tag nach Durchzug des Systems noch zu beobachten (siehe Kapitel 3.2.1).

Auch die Monsunströmung kann sich nicht - wie die Bodendaten zeigen - in allen Fällen gleich nach Durchzug des Systems wieder an der Station etablieren.

So stellt sich in Fall 1 die südwestliche Monsunströmung erst wieder etwa 16 Stunden nach Ankunft des Systems an der Station, in Fall 3 etwa 12 Stunden danach. Im Gegensatz dazu hat sich die Monsunströmung in Fall 2 in Bodennähe bereits wieder gegen 1930 UTC an der Station - etwa eineinhalb Stunden nach Ankunft des Systems in Dano - etabliert.

Zudem wird an den beiden Tagen nach Durchzug von Fall 2 und Fall 3 eine niedrigere Grenzschichthöhe, die auf den geringeren fühlbaren Wärmestrom nach Durchzug des MCS zurückzuführen ist, beobachtet.

4 Vergleich von EZMW- und GME- mit WASA-Wetterkarten

4.1 EZMW-Analyse und GME-Vorhersage

Im Weiteren soll untersucht werden, inwiefern die Modelle in der Lage sind, die wesentlichen Charakteristika des WAM-Systems zu simulieren. Hierbei soll vor allem die Lage der ITD, des AEJ und des TEJ, sowie ihre zeitliche Entwicklung im Vordergrund stehen. Anhand des Vergleichs mit den WASA-Wetterkarten soll zudem geklärt werden, welches der beiden Modelle den geeigneteren Antriebsdatensatz für die Modellierung mit dem COSMO-Modell liefert. Danach wird ein Tag für die Modellierung ausgewählt.

Zu diesem Zweck werden Karten des EZWM und des GME für 0600 UTC und 1800 UTC vorgestellt, die mit den in Kapitel 3.1.3 vorgestellten Wetterkarten von ACMAD verglichen werden.

Bei den EZMW-Karten handelt es sich um Analysekarten, die in einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden (zu den Terminen 0000 UTC, 0600 UTC, 1200 UTC und 1800 UTC) verfügbar sind. Sie liegen auf 21 Druckniveaus (1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2 und 1 hPa) vor und besitzen eine horizontale Auflösung von 0.25° .

Für den Vergleich stehen dreistündliche Vorhersagen des GME mit einer horizontalen Auflösung von 0.5° zur Verfügung. Auch sie liegen für 21 Druckniveaus (1000, 950, 925, 900, 875, 850, 800, 750, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, und 10 hPa) vor. Die Initiierung der GME-Vorhersagen erfolgte jeweils um 0000 UTC.

An dieser Stelle sei angemerkt, dass bei der WASA der AEJ zumeist in 600 hPa analysiert wird, der TEJ in 200 hPa oder 150 bis 100 hPa. Da die EZMW-Analysen nicht für das 600 hPa-Druckniveau vorliegen, wird im Folgenden zur Analyse des AEJ das 700 hPa-Druckniveau verwendet. Der TEJ wird, seinem klimatologischen Mittel

entsprechend, in 200 hPa und die Lage der ITD wird über die 15°C-Isodrotherme analysiert. Die eingezeichneten Trogachsen wurden anhand des Geopotentials in 700 hPa bestimmt.

4.2 Die wesentlichen Charakteristika des WAM in der EZMW-Analyse und der GME-Vorhersage: Fall 1

Am Morgen des 25. Juli 2006 verläuft die ITD in der EZMW-Analyse im Bereich der Westküste über Mauretanien und dem Westen Malis - zwischen etwa 15° W und 0° - nahezu zonal bei 21° N (Abb. 4.1a). Östlich des Nullmeridians kann die feuchte Monsunluft nicht so weit in den Norden vordringen, hier mäandriert die ITD um 18° N. Im Vergleich weist die ITD im GME eine stärkere räumliche Variabilität auf (Abb. 4.1b). Die größten Differenzen bezüglich der Lage beider Taupunktfronten besteht zwischen 2° W und 5° O. Hier liegt die ITD im GME im Süden Algeriens - bei rund 25° N.

An dieser Stelle ist anzumerken, dass die Verhältnisse innerhalb der Grenzschicht im GME generell feuchter sind als im EZMW. In diesem Fall ist die unterschiedliche Lage der ITD ebenfalls darauf zurückzuführen, dass in diesem Bereich in der GME-Vorhersage höhere Feuchtwerte innerhalb der Grenzschicht existieren als im EZMW (nicht gezeigt).

Auch im Vergleich mit der WASA bestehen in diesem Bereich die größten Differenzen. Die ITD liegt hier zwischen der des EZMW und der des GME. Insgesamt wird die Lage der ITD im EZMW jedoch besser simuliert, da sie keine so starke räumliche Variabilität aufweist wie im GME.

Der AEJ erstreckt sich zu diesem Zeitpunkt in der EZMW-Analyse vom Süden des Tschads - bei etwa 22° O - bis über den Atlantik - im äußersten Westen des Untersuchungsgebiets (Abb. 4.1c). Dabei weist er zwischen 22° W und 15° W eine meridionale Erstreckung von etwa 10° N bis 16° N auf, westlich davon liegt er etwas weiter im Norden und ist zwischen 14° und 22° N zu finden.

Das Maximum des Jets beträgt zu diesem Zeitpunkt um 20 m s^{-1} und liegt vor der Atlantikküste Mauretaniens und Senegals. Über dem Norden Nigerias - bei etwa 8° O - ist der AEJ schwächer. Dort befindet sich zu dieser Zeit die Trogachse einer AEW.

Die Lage des AEJ im GME ist nahezu identisch mit der im EZMW (Abb. 4.1d). Unterschiede bestehen hauptsächlich in der Intensität des Jets. So ist der AEJ im GME im Süden des Tschads - zwischen etwa 15° W und 22° W - etwas stärker aus-

4.2 Wesentliche Charakteristika des WAM-Systems: Fall 1

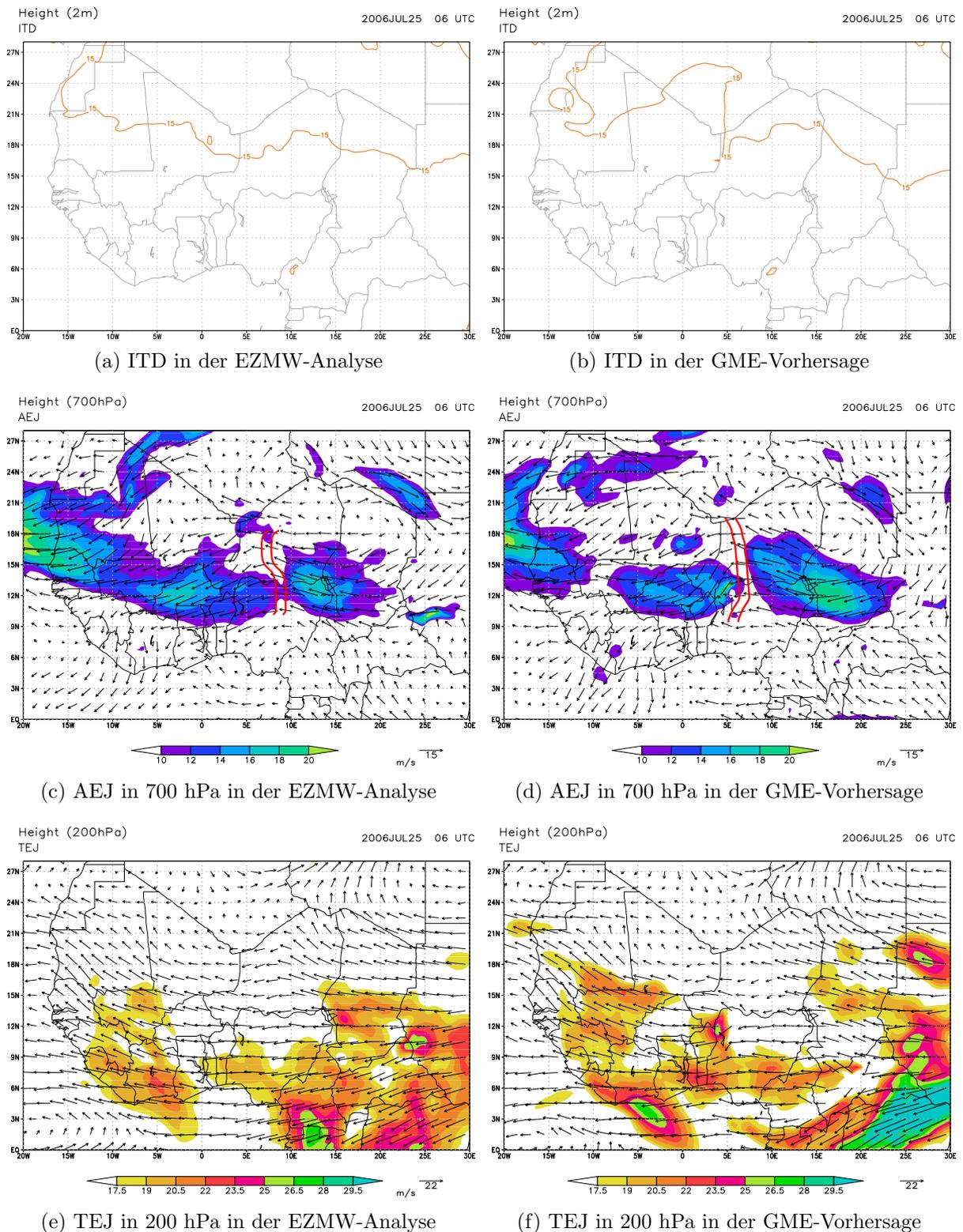


Abbildung 4.1: Charakteristika des WAM im EZMW und GME am 25. Juli 2006 um 0600 UTC
 (a) 15°C-Isodrosotherme in 2 m zur Lokalisierung der ITD
 (b) Windgeschw. $> 10 \text{ m s}^{-1}$ in 700 hPa zur Lokalisierung des AEJ und Trogachsen (rote parallele Linien)
 (c) Windgeschw. $> 17.5 \text{ m s}^{-1}$ in 200 hPa zur Lokalisierung des TEJ

gebildet. Das Maximum erreicht hier etwa 20 m s^{-1} , was mit der WASA in guter Übereinstimmung steht. Dagegen ist der AEJ über dem Westen Malis - zwischen etwa 7° W und 10° W - schwächer als im EZMW und in der WASA.

Wie auch im EZMW und in der WASA, ist der mitteltroposphärische Jet im GME über dem Nordwesten Nigerias - zwischen etwa 5° O und 10° O - schwächer ausgebildet. In diesem Bereich befindet sich auch hier eine Trogachse.

Die Lage des AEJ stimmt demnach in beiden Modellen gut mit der WASA überein. Unterschiede bestehen hauptsächlich in Bereich der Westküste - zwischen 15° und 20° W -, wo der Jet im EZMW und GME stärker ausgebildet ist.

Der TEJ besteht um 0600 UTC im EZMW aus zwei Teilen. Der östliche Teil des obertroposphärischen Jets liegt über dem nördlichen Zentralafrika - zwischen rund 10° und 30° O (Abb. 4.1e). Das Jet-Maximum erreicht bis zu 28 m s^{-1} und ist über dem südlichen Kamerun und dem nördlichen Gabun - zwischen 10° O und 15° O - zu finden. Der westliche Teil des Jets ist schwächer ausgebildet und erstreckt sich vom Golf von Guinea - im Bereich des Nullmeridians - in nordwestliche Richtung bis nach Guinea - bei rund 10° N .

Wie bereits beim AEJ, weist die Lage des TEJ im GME im Vergleich zum EZMW nur geringe Unterschiede auf. Auch hier unterscheiden sich die Modelle hauptsächlich in der Intensität (Abb. 4.1f). So ist der TEJ im GME um etwa 5 m s^{-1} stärker ausgebildet als im EZMW und in der WASA.

Der Vergleich mit der WASA zeigt, dass die Lage des östlichen Teils in beiden Modellen gut simuliert wird. Der westliche Teil liegt dagegen im GME zu weit im Süden und wird zudem überschätzt.

Im Tagesverlauf verlagert sich die ITD in beiden Modellen in Richtung Süden (Abb. 4.2a und 4.2b), im GME mehr als im EZMW. Die ITD im EZMW weist weiterhin eine nahezu zonale Erstreckung auf, wobei sie nun bei rund 17° N zu finden ist. Dagegen ist die ITD im GME auch weiterhin räumlich stark variabel. Hier hat sich die ITD vor allem östlich von 5° O deutlich in Richtung Süden verlagert. Daraus resultiert eine von Nordwesten in Richtung Südosten orientierte Lage der ITD im GME, die nun von etwa 21° N - im Bereich der Westküste - bis etwa 10° N - ganz im Westen des Untersuchungsgebiets verläuft.

Im Vergleich zur WASA, in der die ITD bis etwa 15° O nahezu zonal bei rund 20° N und östlich davon bei etwa 15° N verläuft, ist die Lage der ITD in beiden Modellen zu südlich.

Bis 1800 UTC ist in beiden Modellen keine nennenswerte Verlagerung des AEJ festzustellen. Im EZMW ist im Süden des Tschads - zwischen 15° und 22° O -, im

4.2 Wesentliche Charakteristika des WAM-Systems: Fall 1

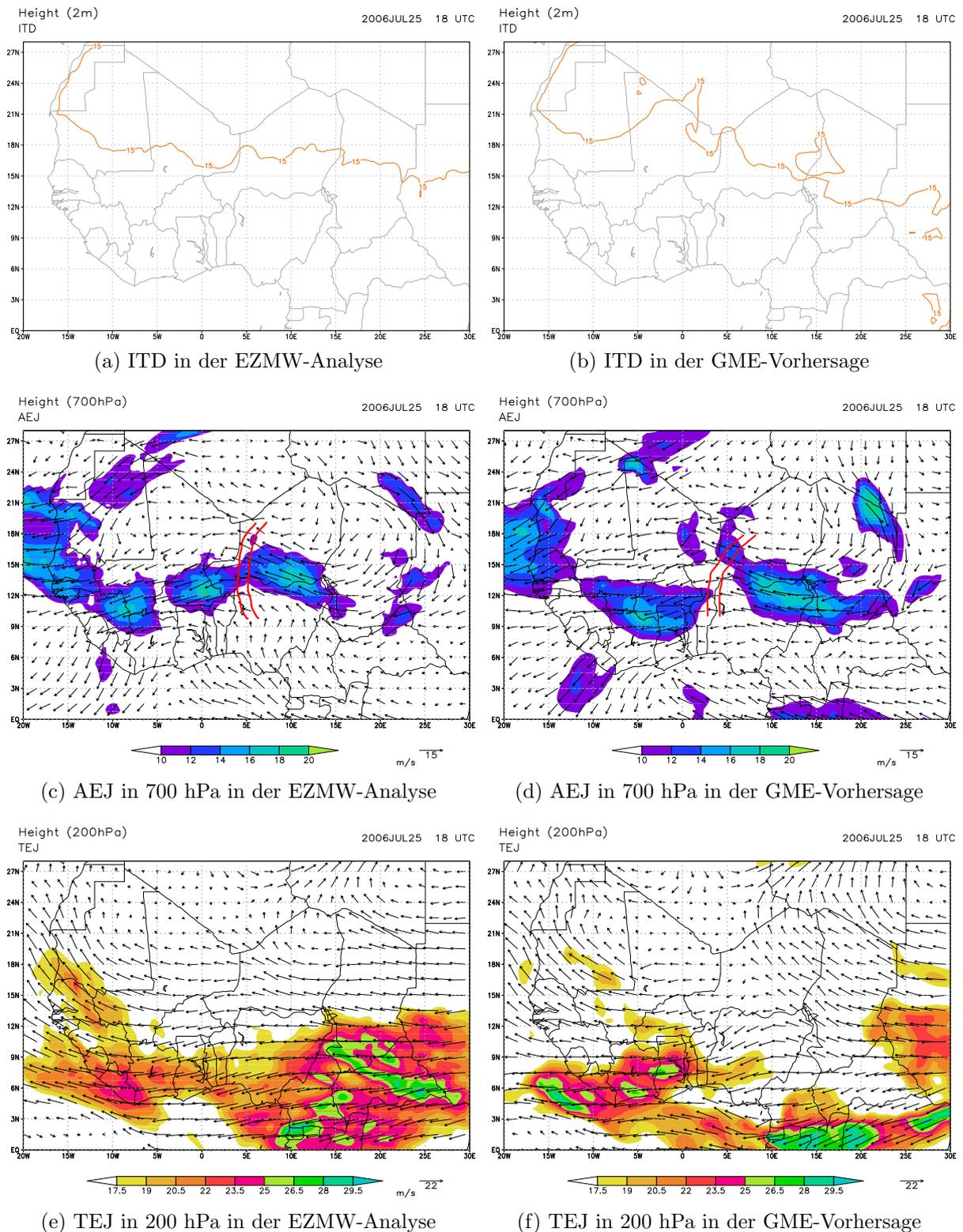


Abbildung 4.2: Charakteristika des WAM im EZMW und GME-Vorhersage am 25. Juli 2006 um 1800 UTC

- (a) 15°C-Isodrosotherme in 2 m zur Lokalisierung der ITD
- (b) Windgeschw. $> 10 \text{ m s}^{-1}$ in 700 hPa zur Lokalisierung des AEJ und Trogachsen (rote parallele Linien)
- (c) Windgeschw. $> 17.5 \text{ m s}^{-1}$ in 200 hPa zur Lokalisierung des TEJ

Westen Burkina Fasos - zwischen 5° und 3° W -, sowie im Bereich der Westküste eine Abschwächung des Jets zu beobachten (Abb. 4.2c).

Die Trogachse, die um 0600 UTC bereits über dem Süden Nigers und dem Norden Nigerias zu beobachten war, ist nun bei etwa 5° O zu finden.

Auch im GME schwächt sich der AEJ im Tagesverlauf über dem Süden Tschads und im Bereich der Westküste ab. Die Trogachse ist weiterhin bei rund 5° O zu finden. Demnach findet in beiden Modellen im Tagesverlauf im Bereich der Westküste eine gegenteilige Entwicklung des AEJ im Vergleich zur WASA statt, da dort eine Intensivierung zu beobachten ist. Auch die Intensivierung im Bereich der Trogachse wird weder vom EZMW noch vom GME simuliert.

Weiterhin stimmt die Lage der Trogachse im EZMW und im GME gut mit der in WASA überein.

Der TEJ verstärkt sich in der EZMW-Analyse vor allem im Bereich Liberia, Elfenbeinküste und Ghana - zwischen rund 15° W und 0° (Abb. 4.2e). Demnach erstreckt er sich nun im EZMW vom Süden des Sudans - im Osten des Untersuchungsgebiets - bis über den Atlantik vor der Küste Liberias und Sierra Leones - bei rund 15° W. Das Maximum ist über den zentralafrikanischen Staaten - zwischen 10° und 30° O - zu finden und erreicht bis 28 m s^{-1} , was in guter Übereinstimmung mit der WASA steht.

Auch im GME hat sich der TEJ über den Staaten am Golf von Guinea und dem an Sierra Leone angrenzenden Atlantik - zwischen 0° und 17° W - verstärkt (Abb. 4.2f).

Im Osten hat sich der TEJ im Tagesverlauf etwas in Richtung Süden verlagert.

Die Intensivierung des TEJ im Bereich Togo, Benin und Nigeria - westlich des Nullmeridians -, die in beiden Modellen zu sehen ist, steht in guter Übereinstimmung mit der WASA. Im EZMW gleicht zudem die Lage des TEJ und die Lage des Jetmaximums der der WASA. Dagegen liegt der TEJ im GME hauptsächlich über den zentralafrikanischen Staaten deutlich weiter im Süden als in der WASA.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass die Lage des AEJ in beiden Modellen am Morgen zwar in guter Übereinstimmung mit der WASA steht, die Modelle jedoch nicht in der Lage sind, die Intensivierung des AEJ im Bereich der Westküste und im Bereich der Trogachse bis zum Abend zu simulieren.

Während die Lage des TEJ sowie die Lage und Intensität des Jetmaximums des TEJ im EZMW gut mit der in der WASA übereinstimmt, befindet sich der TEJ im GME vor allem am Abend im Bereich der zentralafrikanischen Staaten - östlich von etwa 5° O - deutlich zu weit im Süden.

Die Lage der ITD weist in beiden Modellen Differenzen zur WASA auf, da sie in beiden Modellen weiter im Süden liegt. Die Lage der ITD im EZMW steht in besserer Übereinstimmung mit der WASA, da die ITD auch hier räumlich nicht so stark

variiert wie im GME.

Die Trogachse im Bereich Südwest-Niger - bei rund 5° O - ist in beiden Modellen enthalten.

4.3 Die wesentlichen Charakteristika des WAM in der EZMW-Analyse und der GME-Vorhersage: Fall 2

In der EZMW-Analyse liegt die ITD um 0600 UTC am 31. Juli 2006 im Bereich der Westküste - zwischen etwa 15° W und 5° W - bei etwa 21° N (Abb. 4.3a). Östlich mäandriert die ITD um 18° N.

Im Vergleich kann die feuchte Monsunluft im GME vor allem zwischen 10° W und 0° deutlich weiter in Richtung Nord vordringen, so dass die ITD dort um mehr als fünf Breitengrade weiter im Norden liegt (Abb. 4.3b). Östlich des Nullmeridians mäandriert die ITD im GME dann ebenfalls um 18° N.

Im Vergleich mit der WASA weist die Lage der ITD in beiden Modellen im Bereich Mauretanien und Mali - zwischen 15° W und 0° - die größte Differenz auf. So wird der Vorstoß der Monsunluft in Richtung Norden im EZMW in diesem Bereich unterschätzt, im GME dagegen überschätzt. Im Vergleich steht die Lage der ITD im EZMW vor allem im Osten des Untersuchungsgebiets in besserer Übereinstimmung mit der WASA.

Der AEJ besteht an diesem Morgen in der EZMW-Analyse aus zwei Teilen. Der östliche Teil erstreckt sich vom Süden des Tschads - bei rund 22° O - bis etwa 5° W. Seine meridionale Erstreckung reicht dabei von etwa 7° bis 13° N (Abb. 4.3c). Der westliche Teil des AEJ ist im Bereich der Westküste zu finden. Er beginnt im Südwesten Malis - bei rund 10° W - und erstreckt sich bis über den Atlantik vor Mauretanien und dem Senegal. Dieser Teil liegt demnach nördlicher und befindet sich zwischen 13° und 21° N.

Das Maximum des Jets mit Werten zwischen 18 und 20 m s^{-1} ist in den westlichen Teil eingebettet und liegt über der Grenze Senegals zu Mauretanien - bei rund 15° W und etwa 17° N.

Im Vergleich liegt der östliche Teil des AEJ im GME weiter im Osten (Abb. 4.3d). Hier erstreckt sich der AEJ von der Mitte des Sudans - ganz im Osten des Untersuchungsgebiets - bis etwa 5° O. Seine meridionale Erstreckung reicht von etwa 8° bis 15° N. Zudem ist der AEJ über dem Westen Burkina Fasos und dem mittleren Mali - zwischen etwa 0° und 7° W - deutlich stärker ausgebildet als im EZMW, und im Bereich der Westküste liegt der AEJ weiter im Westen.

4 Vergleich von EZMW- und GME- mit WASA-Wetterkarten

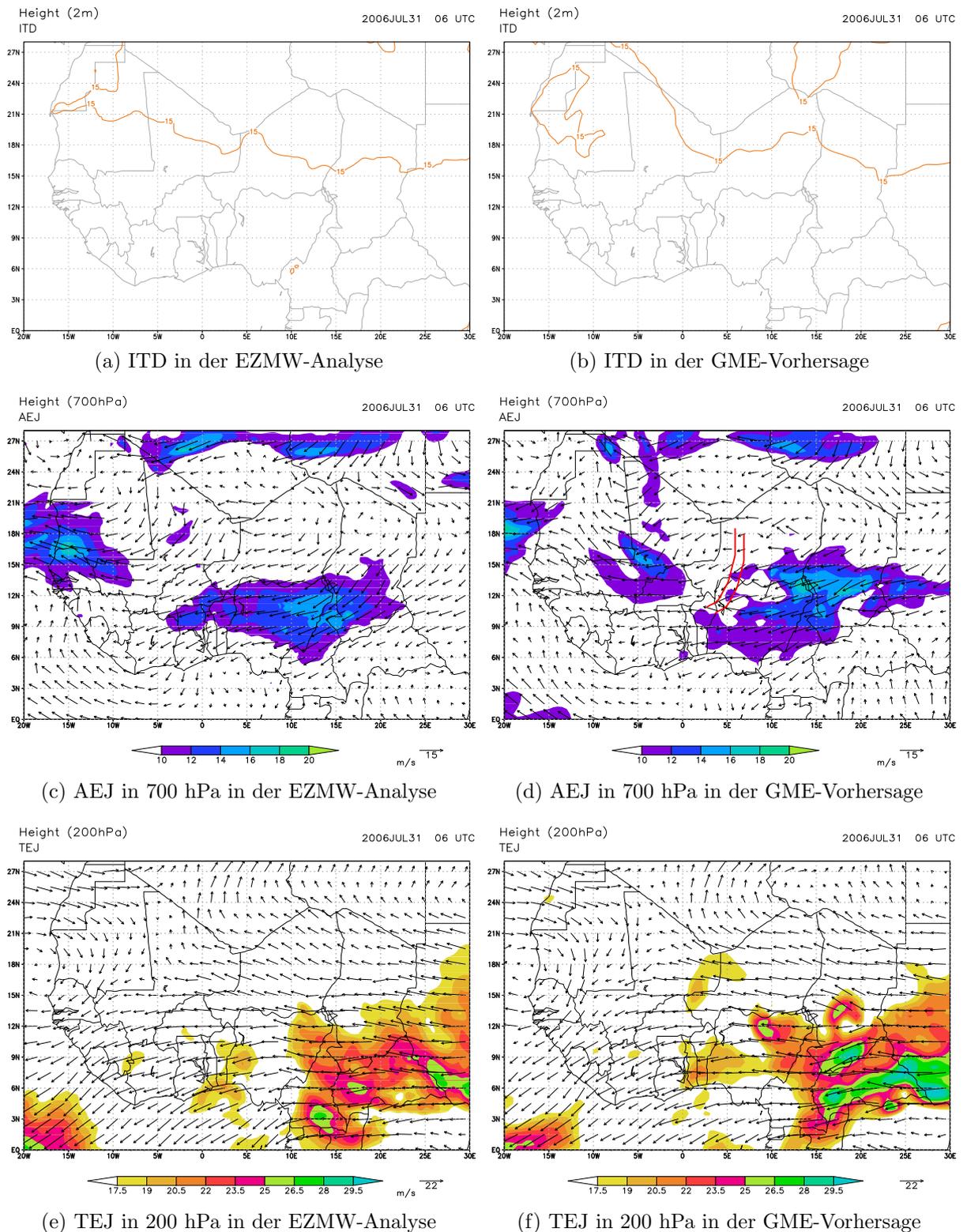


Abbildung 4.3: Charakteristika des WAM in EZMW und GME am 31. Juli 2006 um 0600 UTC

(a) 15°C-Isodrosotherme in 2 m zur Lokalisierung der ITD

(b) Windgeschw. $> 10 \text{ m s}^{-1}$ in 700 hPa zur Lokalisierung des AEJ und Trogachsen (rote parallele Linien)

(c) Windgeschw. $> 17.5 \text{ m s}^{-1}$ in 200 hPa zur Lokalisierung des TEJ

Die Lage des AEJ im Bereich der Westküste steht in guter Übereinstimmung mit der WASA. Im GME liegt der AEJ somit zu weit im Westen, da er dort erst über dem Atlantik beginnt, wohingegen der AEJ in der WASA dort endet. Beide Modelle weisen jedoch über dem mittleren Westafrika eine höhere Windgeschwindigkeit auf als in der WASA, in der der AEJ in diesem Bereich nicht analysiert ist.

Wie in der WASA, ist auch im GME im Nordwesten Nigerias - bei rund 10° O - eine Trogachse zu identifizieren.

In 200 hPa besteht der TEJ zu diesem Zeitpunkt in beiden Modellen aus zwei Teilen (Abb. 4.3e und 4.3f). Die Lage ist dabei in beiden Modellen nahezu identisch. So erstreckt sich ein Teil des TEJ vom Süden des Sudans - ganz im Osten des Modellgebiets - bis in den Osten Nigerias - bei rund 10° O. Seine meridionale Erstreckung reicht dabei von etwa 3° N bis 13° N.

Im GME ist dieser Teil des TEJ stärker ausgeprägt als im EZMW. Das Maximum wird dabei im GME etwas überschätzt, im EZMW ist es dagegen etwas geringer als in der WASA. Im äußersten Südwesten des Untersuchungsgebiets im äquatorialen Atlantik - westlich von etwa 10° W - ist zudem in beiden Modellen ein weiterer Teil des TEJ zu beobachten. Hier ist die Lage und Stärke des TEJ in beiden Modellen nahezu identisch.

Der Vergleich mit der WASA bringt gute Übereinstimmung bezüglich der Lage beider Jet-Teile.

Bis zum Abend liegt die ITD sowohl im EZMW als auch im GME weiter im Süden (Abb. 4.4a und 4.4b). Zu diesem Zeitpunkt unterscheiden sich die Lagen in beiden Modellen nur wenig. Beide Taupunktfronten weisen eine nahezu zonale Lage bei rund 17° N auf.

In der WASA liegt die ITD weiter im Norden und ist weniger zonal ausgeprägt.

Die Lage des AEJ hat sich in beiden Modellen bis 1800 UTC nur unwesentlich verändert. Im EZMW ist jedoch vor allem im Bereich des Tschads und Nigeria - zwischen rund 5° W und 22° O - eine deutliche Abschwächung des AEJ zu beobachten (Abb. 4.4c). Auch an der Westküste ist diese Entwicklung zu beobachten.

Im GME dagegen ist über der Mitte Westafrikas nur eine geringe Abschwächung des Jets zu erkennen, so dass der AEJ zwischen 10° W und 25° O deutlich stärker ausgebildet ist als im EZMW (Abb. 4.4d).

In beiden Modellen befindet sich im Bereich des Grenzdreiecks Nigeria/Benin/Niger - bei rund 3° O - die Trogachse einer AEW. Der AEJ ist dort in beiden Modellen schwächer.

4 Vergleich von EZMW- und GME- mit WASA-Wetterkarten

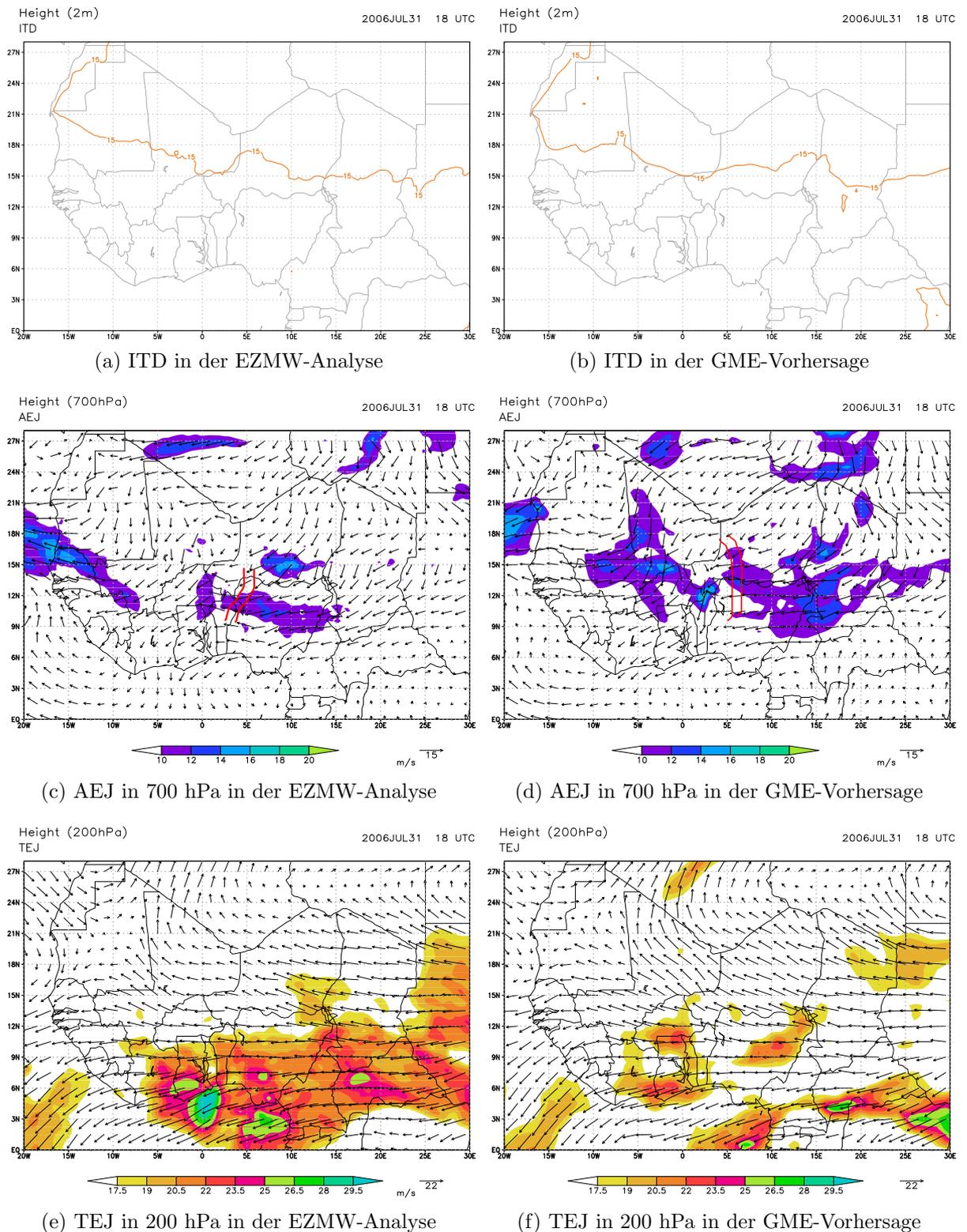


Abbildung 4.4: Charakteristika des WAM in EZMW und GME am 31. Juli 2006 um 1800 UTC

(a) 15°C-Isodrosotherme in 2 m zur Lokalisierung der ITD

(b) Windgeschw. $> 10 \text{ m s}^{-1}$ in 700 hPa zur Lokalisierung des AEJ und Trogachsen (rote parallele Linien)

(c) Windgeschw. $> 17.5 \text{ m s}^{-1}$ in 200 hPa zur Lokalisierung des TEJ

Während die Lage der Trogachse im EZMW in guter Übereinstimmung mit der WASA steht, liegt die Trogachse im GME zu weit im Osten.

Was den AEJ betrifft, so ist, wie bereits in Kapitel 3.4.3 gezeigt, in der WASA ebenfalls eine deutliche Abschwächung des AEJ zu beobachten.

Der TEJ nimmt bis zu Abend im EZMW im Bereich der nördlichen Küstenstaaten des Golf von Guinea deutlich zu. Somit erstreckt er sich nun vom Süden des Sudans - ganz im Osten des Untersuchungsgebiets - bis zur Elfenbeinküste - bei rund 7° W (Abb. 4.4e). Der Jet-Teil, der am Morgen im Südwesten des Untersuchungsgebiets über dem Atlantik zu beobachten war, hat sich dagegen deutlich abgeschwächt.

Die Abschwächung des TEJ über dem Atlantik ist auch in der GME-Vorhersage zu erkennen (Abb. 4.4f). Anders jedoch als im EZMW, schwächt sich der TEJ im GME im Bereich der zentralafrikanischen Staaten deutlich ab und weist bis 1800 UTC mit etwa drei Breitengraden eine deutlich geringere meridionale Erstreckung auf.

Wie in beiden Modellen beobachtet, schwächt sich der TEJ auch in der WASA über dem Atlantik ab. Desweiteren intensiviert sich der TEJ, wie auch im EZMW beobachtet, in der WASA im Bereich Nigeria, Benin, Togo und Ghana. Zudem ist in der WASA im Tagesverlauf eine Verlagerung des TEJ in Richtung Nord zu beobachten, die in beiden Modellen nicht zu erkennen ist. Im Gegensatz dazu verlagert sich der TEJ im GME sogar etwas in Richtung Süden.

Abschließend lässt sich feststellen, dass die Abschwächung des AEJ im EZMW deutlich zu erkennen ist. Im Gegensatz dazu existiert im GME nur eine leichte Abschwächung des AEJ im Tagesverlauf. Die Lage des AEJ im EZMW steht zudem in besserer Übereinstimmung mit der WASA.

Ebenso zeigt sich eine gute Übereinstimmung beim Vergleich der Lage und der zeitlichen Entwicklung des TEJ mit der in der WASA. Dagegen existieren im GME größere Unterschiede.

Im Vergleich mit der WASA liegt die ITD in beiden Modellen weiter im Süden, wobei die größten Differenzen hauptsächlich im GME - zwischen etwa 10° W und 0° - bestehen.

4.4 Die wesentlichen Charakteristika des WAM in der EZMW-Analyse und der GME-Vorhersage: Fall 3

Die nördlichste Position - mit rund 25° N - erreicht die ITD in der EZMW-Analyse in den frühen Morgenstunden des 11. August 2006 im Bereich der Grenze Mauretaniens zu Mali - bei rund 5° W (Abb. 4.5a). Östlich des Nullmeridians weist die ITD

4 Vergleich von EZMW- und GME- mit WASA-Wetterkarten

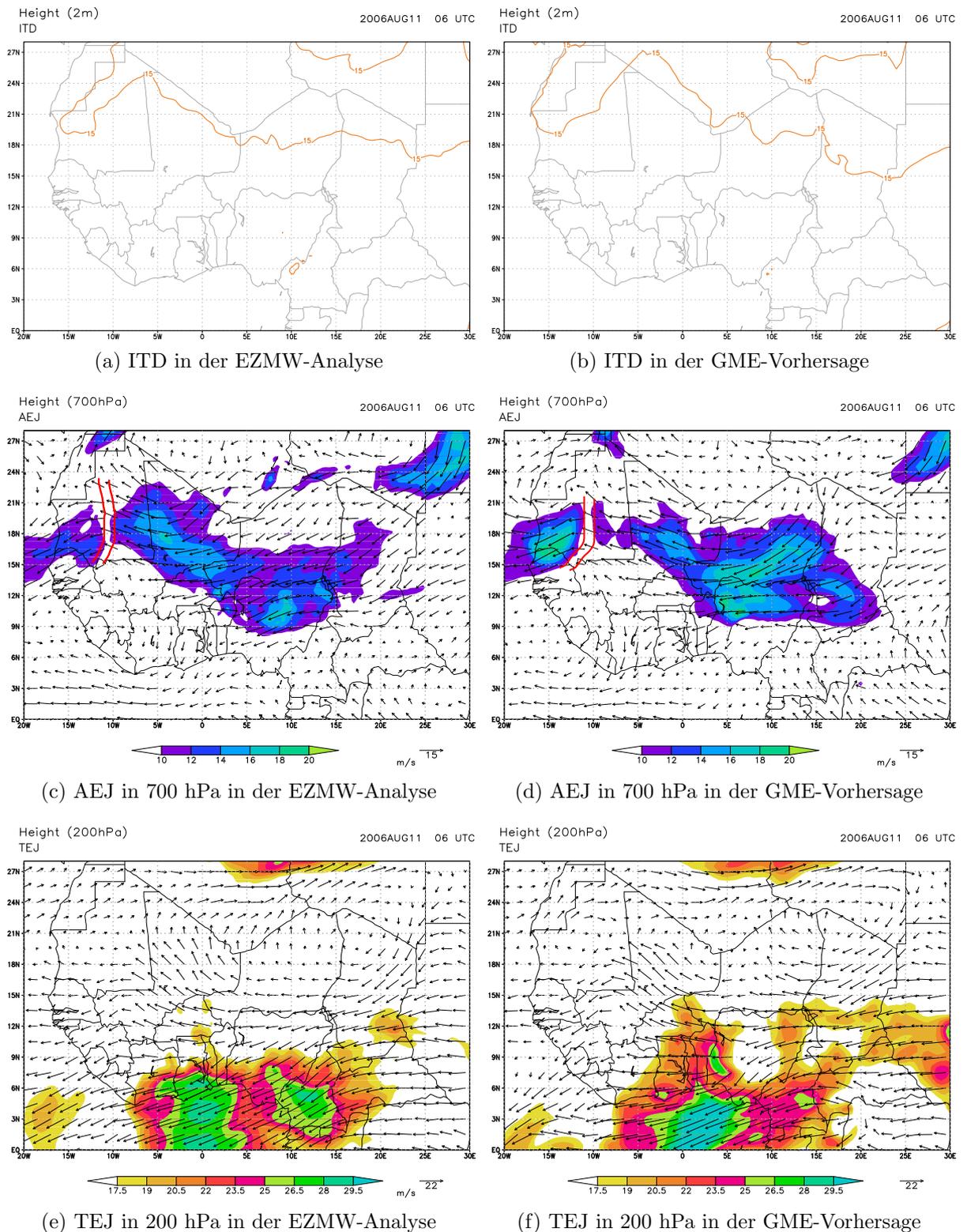


Abbildung 4.5: Charakteristika des WAM in EZMW und GME-Vorhersage am 11. August 2006 um 0600 UTC

(a) 15°C-Isodrosotherme in 2 m zur Lokalisierung der ITD

(b) Windgeschw. $> 10 \text{ m s}^{-1}$ in 700 hPa zur Lokalisierung des AEJ und Trogachsen (rote parallele Linien)

(c) Windgeschw. $> 17.5 \text{ m s}^{-1}$ in 200 hPa zur Lokalisierung des TEJ

in der EZMW-Analyse eine nahezu zonale Lage bei rund 18° N auf.

Auch im GME kann die feuchte Monsunluft zwischen etwa 10° W und 5° O am weitesten in Richtung Nord vordringen (Abb. 4.5b). Hier liegt die ITD etwa zwei Breitengrade weiter im Norden als im EZMW. Östlich von 5° O mäandriert die ITD um 18° N. Im Vergleich zum EZMW weist die ITD in diesem Bereich eine stärkere räumliche Variabilität auf und weist somit eine bessere Übereinstimmung mit der WASA auf.

Der AEJ verläuft zu diesem Zeitpunkt in beiden Modellen vom Süden des Tschads - bei rund 20° O - bis über den Atlantik vor der Küste Mauretaniens und Senegals - ganz im Westen des Untersuchungsgebiets (Abb. 4.5c und 4.5d). Seine meridionale Erstreckung reicht dabei in beiden Modellen östlich des Nullmeridians von etwa 10° N bis etwa 17° N. Westlich davon befindet sich der AEJ in beiden Modellen weiter im Norden, was in guter Übereinstimmung mit der WASA steht.

Über der Mitte Mauretaniens - bei etwa 10° W - ist der AEJ in beiden Modellen im Bereich der Trogachse deutlich schwächer. Beide Jet-Teile sind im GME etwas stärker.

Der Vergleich des AEJ von GME und EZWM mit der WASA zeigt über dem mittleren Westafrika gute Übereinstimmung. Im Bereich Mauretaniens, Senegal und über dem Atlantik - zwischen 10° und 20° W - wird der AEJ jedoch in beiden Modellen überschätzt.

Der TEJ befindet sich im EZMW und im GME im Bereich des Golfs von Guinea - zwischen 10° W und 20° O (Abb. 4.5e und Abb. 4.6e). Im GME ist der TEJ stärker ausgebildet als im EZMW. Das Maximum beträgt hier Werte bis 35 m s^{-1} . Im Vergleich mit der WASA liegt das Maximum im EZMW mit Werten unter 30 m s^{-1} jedoch näher am Maximum des TEJ in der WASA, in der es 25 m s^{-1} erreicht.

Im Tagesverlauf hat sich die Lage der ITD in beiden Modellen nur wenig verändert. Lediglich westlich von etwa 5° O - über Mauretaniens und Mali - ist im EZMW eine leichte Verlagerung in südliche Richtung zu beobachten (Abb. 4.6a und 4.6b). Auch in der WASA ist die ITD in diesem Bereich etwas weiter in Richtung Süden gewandert.

Im EZMW hat sich der AEJ deutlich abgeschwächt (Abb. 4.6c). Im GME ist über dem Süden des Tschads - zwischen 22° und 15° O - und im Bereich der Westküste ebenfalls eine Abschwächung zu beobachten. Dagegen hat er sich im Osten Mauretaniens - zwischen 10° und 5° W - innerhalb der letzten zwölf Stunden intensiviert (Abb. 4.6d). Im Vergleich ist demnach der AEJ im GME stärker ausgebildet.

Wie auch im EZWM, hat sich der AEJ in der WASA bis zum Abend über dem

4 Vergleich von EZMW- und GME- mit WASA-Wetterkarten

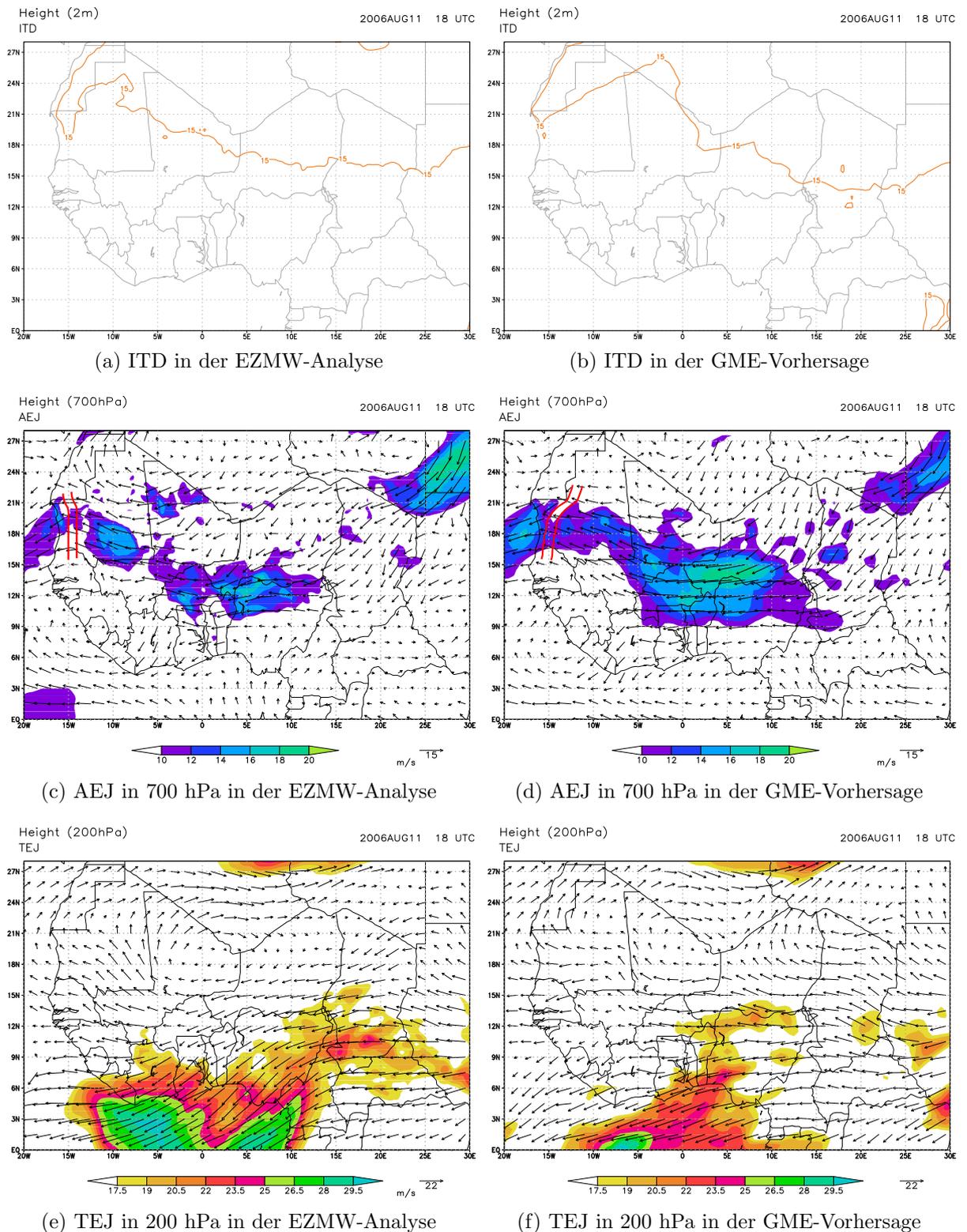


Abbildung 4.6: Charakteristika des WAM im EZMW und GME am 11. August 2006 um 1800 UTC

(a) 15°C-Isodrosotherme in 2 m zur Lokalisierung der ITD

(b) Windgeschw. $> 10 \text{ m s}^{-1}$ in 700 hPa zur Lokalisierung des AEJ und Trogachsen (rote parallele Linien)

(c) Windgeschw. $> 17.5 \text{ m s}^{-1}$ in 200 hPa zur Lokalisierung des TEJ

mittleren Mali abgeschwächt. Die Trogachse, die zu diesem Zeitpunkt in der WASA über dem Westen Mauretaniens - bei rund 15° W - analysiert ist, ist auch in beiden Modellen zu erkennen.

Bis zum Abend hat sich der TEJ in beiden Modellen in südwestliche Richtungen verlagert und befindet sich nun über dem Golf von Guinea - südlich von etwa 6° N (Abb. 4.6e und 4.6f). Dadurch bedingt, ist es im EZMW südlich der Küste Liberias - zwischen 5° und 15° W - zu einer Zunahme der Windgeschwindigkeit gekommen. Im Vergleich hat sich der TEJ im GME weiter in Richtung Süden verlagert. Dementsprechend liegt auch das Maximum des TEJ nicht mehr im Untersuchungsgebiet. Während sich der TEJ in beiden Modellen bis zum Abend in Richtung Süden verlagert hat, ist in der WASA eine Verlagerung in Richtung Nord zu beobachten. Zudem ist dort eine Intensivierung des TEJ im Bereich der Zentralafrikanischen Republik und des Süden des Sudans - bei rund 25° O - zu erkennen, die weder im EZMW noch im GME zu finden ist.

Insgesamt lässt sich demnach festhalten, dass die ITD, wie bereits bei den anderen beiden Fällen, in beiden Modellen im Wesentlichen am Abend weiter im Süden liegt. Die Abschwächung des AEJ in der WASA im mittleren Mali wird auch in der EZMW-Analyse simuliert, jedoch nicht im GME. Im Bereich der Westküste weisen beide Modelle eine deutlich höhere Windgeschwindigkeit auf als in der WASA, in der in diesem Bereich kein AEJ analysiert ist.

Eine Verlagerung des TEJ in Richtung Norden findet in keinem der beiden Modelle statt und auch die Intensivierung des TEJ bei etwa 25° O ist in keinem der beiden Modelle zu beobachten. Die Lage des TEJ ist im EZMW besser dargestellt als im GME.

4.5 Beurteilung der Daten und Auswahl eines zur Modellierung geeigneten Tages

Anhand der tageszeitlichen Entwicklung der charakteristischen Teilglieder des WAM-Systems in der EZMW-Analyse und den GME-Vorhersagen im Vergleich mit den WASA-Wetterkarten konnte gezeigt werden, dass das EZMW im Mittel die Lage und vor allem die zeitliche Entwicklung des AEJ besser repräsentiert als das GME. Gleiches gilt für den obertroposphärischen Jet, der im GME tendenziell eher überschätzt und zu weit im Süden situiert ist.

Die Lage der ITD weist in beiden Modellen Differenzen auf, wobei vor allem im GME der Vorstoß feuchter Luftmassen in Richtung Norden deutlich überschätzt wird. Dies

mag teilweise daran liegen, dass im GME generell die Feuchtwerte innerhalb der Grenzschicht im Vergleich zu den Beobachtungen deutlich höher liegen. Insgesamt werden die Bedingungen demnach im EZMW realitätsnaher simuliert. Zudem gehen die in Dano erhobenen Daten in die EZMW-Analysen in Form von Datenassimilation ein.

Aufgrund dessen werden sie als Antriebsdaten für die Modellierung mit dem COSMO-Modell verwendet.

4.5.1 Vergleich des über 24 Stunden akkumulierten Niederschlags im EZMW mit dem TMPA-Produkt

Es bleibt nun noch einen geeigneten Tag für die Modellierung zu finden.

Da der Niederschlag bei der Modellierung ein kritischer Parameter darstellt, wird er im Folgenden als Entscheidungskriterium herangezogen.

Zu diesem Zweck werden die über 24 Stunden akkumulierten Niederschläge des EZMW für die drei Tage mit denen des TRMM-TMPA-Produkts verglichen, wobei vor allem die Niederschlagsverteilung in der Region Dano, die im späteren Modellgebiet liegt, von besonderem Interesse ist.

Der Niederschlag des EZMW wurde dafür zwischen 0600 UTC und 0600 UTC des Folgetages aufsummiert.

Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag für den 25. Juli 2006

Der Niederschlag, der im EZMW zwischen 0600 UTC des 25. Juli 2006 und 0600 UTC des 26. Juli 2006 fällt, weist im Vergleich zum TMPA-Produkt eine zu großflächige Verteilung auf (Abb. 4.7). Hier fällt der gesamte Niederschlag entlang eines Niederschlagsbandes, welches sich zwischen etwa 4° N und 13° N befindet und sich über den Süden Westafrikas erstreckt.

Im Bereich Dano fällt lediglich flächiger Niederschlag geringer Intensität, der keinerlei konvektiven Charakter, wie es im TMPA-Produkt zu beobachten ist, aufweist. Das Niederschlagsband liegt dabei südlich von Dano. Die Hauptniederschlagsmenge fällt im Bereich Nigeria - zwischen 5° und 10° O - und der Westküste.

Im Vergleich zu den TRMM-TMPA-Daten, liegt der Niederschlag somit im EZMW für den 25. Juli 2006 zu weit im Süden.

4.5 Beurteilung der Daten und Auswahl eines zur Modellierung geeigneten Tages

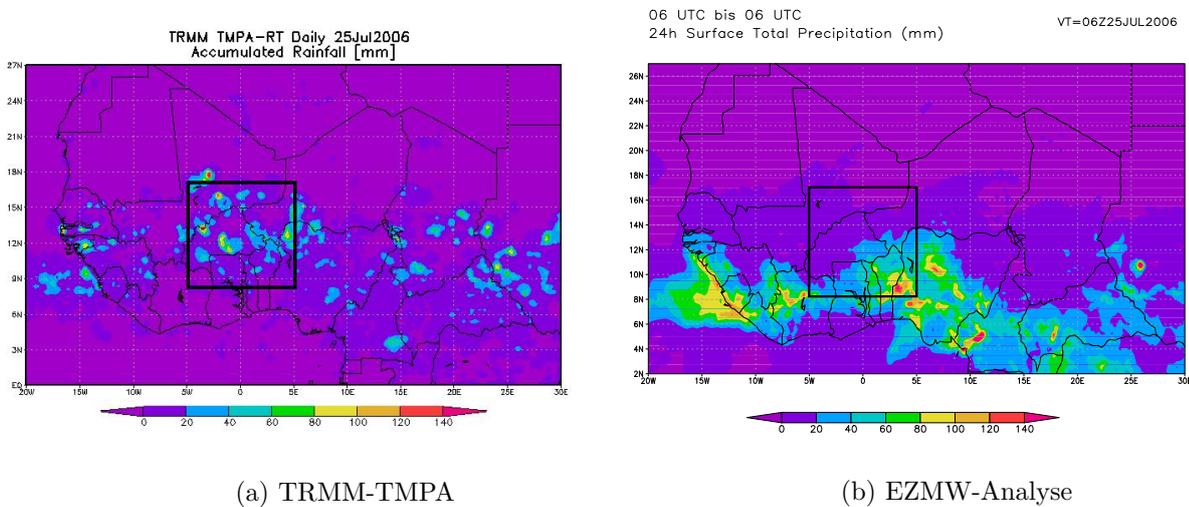


Abbildung 4.7: Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag [mm] für den 25. Juli 2006 (0600 UTC bis 0600 UTC)

(a) aus der EZMW-Analyse (b) aus dem TRMM-TMPA-Produkt

Das spätere Modellgebiet ist durch die schwarze Box gekennzeichnet.

Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag für den 31. Juli 2006

Der Niederschlag im EZMW für den 31. Juli 2006 weist eine andere Struktur auf als der des 25. Juli 2006. So fällt der Niederschlag in diesem Fall nicht entlang eines Niederschlagsbandes, sondern ist im Wesentlichen über drei große Gebiete verteilt (Abb. 4.8b). Das östlichste Gebiet befindet sich über dem südlichen Sudan, dem südlichen Tschad und der Zentralafrikanischen Republik - zwischen 20° und 30° O. Im Vergleich zum TMPA-Produkt kommt es in diesem Bereich zu einer deutlichen Überschätzung des Niederschlags.

Ein weiteres großflächiges Niederschlagsgebiet ist zwischen etwa 15° O und 4° W zu finden. Es liegt im Bereich des Golfs von Guinea, Nigeria, Benin, Togo, Ghana und Teilen Burkina Fasos und Nigers. Auch hier kommt es zur Überschätzung des Niederschlags.

Jedoch fällt im Bereich der Zugbahn des untersuchten MCS auch im EZMW Niederschlag. So existiert auch hier, im Süden Burkina Fasos im Bereich der Grenze zu Ghana - bei 11° N - ein lokales Niederschlagsmaximum. In diesem Bereich war in den Satellitenbeobachtungen die Reintensivierung des Systems zu beobachten. Im Vergleich zum TMPA-Produkt liegt es etwas weiter im Osten und weist zudem ein geringeres Maximum auf.

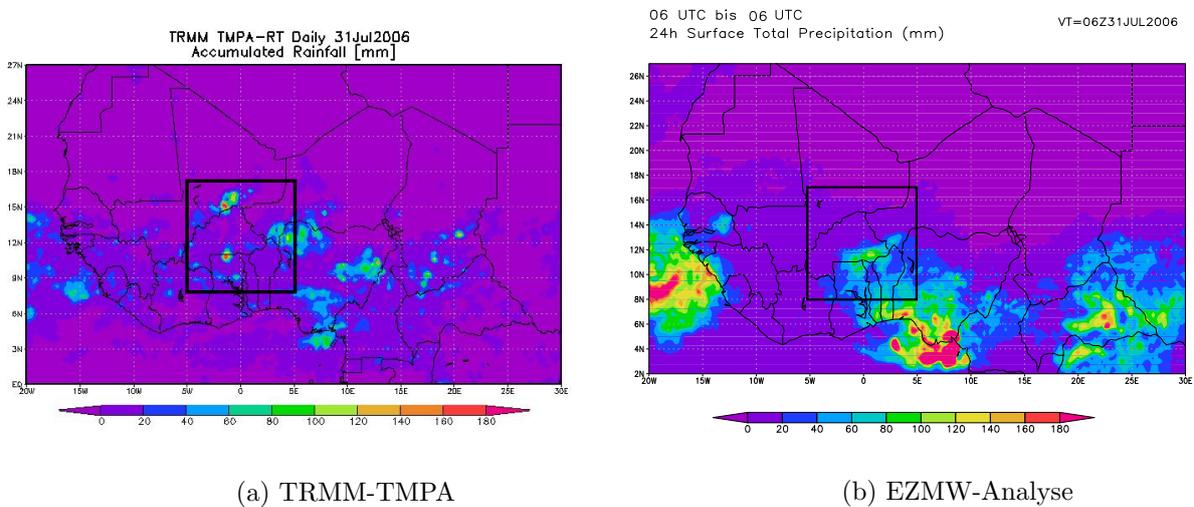


Abbildung 4.8: Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag [mm] für den 31. Juli 2006 (0600 UTC bis 0600 UTC)

(a) aus der EZMW-Analyse (b) aus dem TRMM-TMPA-Produkt

Das spätere Modellgebiet ist durch die schwarze Box gekennzeichnet.

Das dritte Niederschlagsgebiet liegt über dem Atlantik - im Bereich der Küsten Sierra Leones bis zum Senegal. Der Niederschlag wird in diesem Bereich ebenfalls überschätzt. Allerdings stimmt die Lage des Niederschlagsgebiets gut mit der im TMPA-Produkt überein.

Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag für den 11. August 2006

Der Niederschlag für den 11. August 2006 ist im EZWM im Wesentlichen auf zwei Bereiche im Untersuchungsgebiet verteilt (Abb. 4.9b). So existiert im Bereich des südlichen Sudans, des südlichen Tschads, der Zentralafrikanischen Republik und der demokratischen Republik Kongo - zwischen 30° O und 20° O - ein großflächiges Niederschlagsgebiet. Im Vergleich mit den Beobachtungen des TMPA-Produkts wird der Niederschlag in diesem Gebiet deutlich überschätzt.

Weiter erstreckt sich vom Süden Nigerias - bei rund 10° O - bis über den Atlantik ein Niederschlagsband, in welches über Ghana - im Bereich des Nullmeridians - sowie über Guinea und dem daran angrenzenden Atlantik kräftige Niederschlagszellen eingelagert sind. Sie bringen Niederschlagsmengen von über 160 mm.

Der Niederschlag im Bereich Dano wird in diesem Fall deutlich überschätzt. Die Lage

4.5 Beurteilung der Daten und Auswahl eines zur Modellierung geeigneten Tages

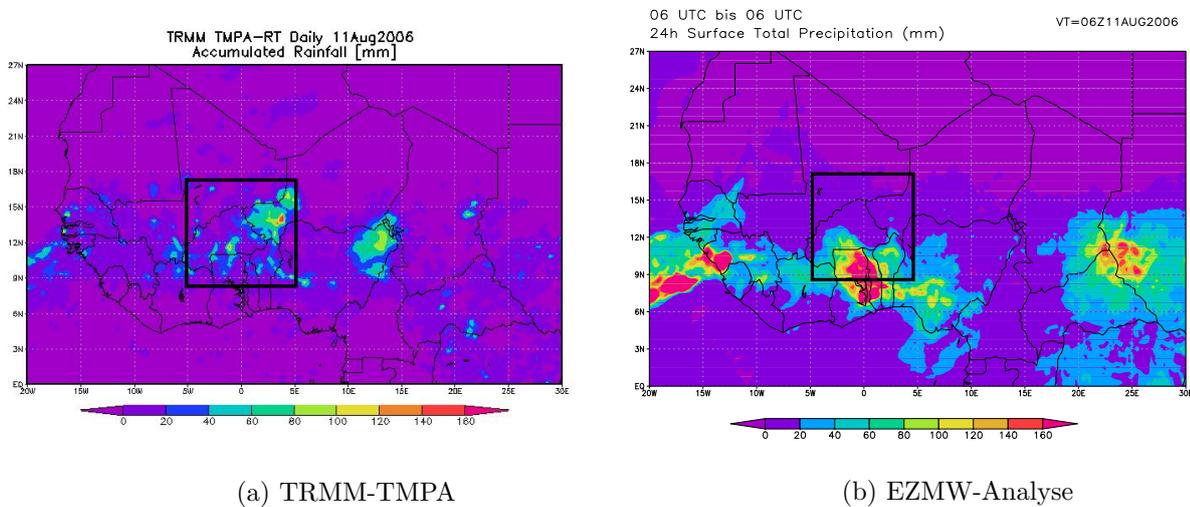


Abbildung 4.9: Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag [mm] für den 11. August 2006 (0600 UTC bis 0600 UTC)

(a) aus der EZMW-Analyse (b) aus dem TRMM-TMPA-Produkt

Das spätere Modellgebiet ist durch die schwarze Box gekennzeichnet.

des Niederschlags an der Westküste stimmt gut mit der im TMPA-Produkt beobachteten überein, wobei der Niederschlag auch in diesem Bereich deutlich überschätzt wird. Generell liegt der Niederschlag in diesem Fall zudem zu weit im Süden.

4.5.2 Fallauswahl

Im Vergleich weist die Niederschlagsverteilung im relevanten Untersuchungsgebiet um Dano am 31. Juli 2006 die größten Gemeinsamkeiten mit der Satellitenmessung auf. Zudem stimmen, wie bereits in Kapitel 4.3 dargelegt, die großräumigen Bedingungen im EZMW gut mit der WASA überein. Störungen im bodennahen Windfeld und die Beobachtung von positiven Feuchteanomalien in der mittleren Troposphäre im Bereich Dano zum Zeitpunkt des Durchzugs des Systems an der Station, die auf Vertikaltransporte hinweisen (nicht gezeigt), geben zudem Grund zur Annahme, dass im EZMW ein MCS enthalten ist, und die Modellierung somit erfolgreich sein kann. Da sich desweiteren, wie bereits angesprochen, auch andere Arbeitsgruppen innerhalb des AMMA-Projekts mit der Analyse dieses Tages beschäftigen, wird dieser Tag für die Modellierung mit dem COSMO-Modell unter Verwendung von EZMW-Analysedaten als Antrieb modelliert. Die Ergebnisse werden nun vorgestellt.

5 Modellierung mit COSMO

In diesem Kapitel soll anhand der Auswertung eines Modelllaufs untersucht werden, ob das COSMO-Modell unter Verwendung von EZMW-Antriebsdaten in der Lage ist, den am 31. Juli 2006 beobachteten MCS zu simulieren.

Dabei wird untersucht, warum, wann und wo sich ein MCS im Modell bildet bzw. modifiziert wird. Hierbei wird primär der Einfluss der Bodeneigenschaften - wie zum Beispiel der Bodenart und der Bodenfeuchte - auf die MCS-Entwicklung analysiert. Dies schließt sowohl deren Einfluss auf die konvektive Instabilität der präkonvektiven Phase, als auch die direkte Auslösung des MCS mit ein. Weiter wird untersucht, welche Auswirkungen auf die Atmosphäre zu beobachten sind und welche Charakteristika das MCS auszeichnen. Zudem sollen die Modellergebnisse mit den Beobachtungen verglichen werden.

Zunächst wird im folgenden Kapitel das Modell, inklusive des verwendeten Bodenmodells „TERRA_M“ kurz vorgestellt.

5.1 Das COSMO-Modell

Der Deutsche Wetterdienst (DWD) ist seit 1998 Mitglied des Konsortiums „Consortium for Small-scale MOdeling“ (COSMO), das zum Ziel hat, ein hochaufgelöstes numerisches Wettervorhersagemodell zu entwickeln, zu betreiben und ständig zu verbessern. Abgesehen vom DWD sind folgende nationale meteorologische Dienste ebenfalls Mitglieder dieses Konsortiums:

- die MeteoSchweiz
- das „Ufficio Generale Spazio Aereo e Meteorologia“ (USAM), Italien
- der „Hellenic National Meteorological Service“ (HNMS), Griechenland
- das „Institute of Meteorology and Water Management“ (IMGW), Polen

- die „National Meteorological Administration“ (NMA), Rumänien

Außer diesen nationalen Diensten sind zudem noch einige regionale und militärische Dienste in das Konsortium-Projekt integriert (COSMO-Homepage, 2007).

Das für diese Zwecke verwendete Vorhersagemodell trägt ebenfalls den Namen COSMO. Das COSMO-Modell, das bis zum Jahre 2007 auch „LM“ genannt wurde, stützt sich auf das Lokal-Modell (LM) des DWD mit seinem zugehörigen Datenassimilationssystem. Es handelt sich um ein regionales Vorhersage-Modell. Da es für die Beschreibung von Prozessen entwickelt wurde, die sich auf der Meso- β -Skala (20 bis 200 km) und der Meso- γ -Skala (2 und 20 km) abspielen, ist die Verwendung der hydrostatischen Approximation nicht mehr zulässig. Vielmehr handelt es sich bei COSMO um ein nicht-hydrostatisches Ausschnittsmodell (Doms und Schättler, 2002).

Die hier verwendete Version des COSMO-Modells besitzt eine horizontale Maschenweite von 2.8 km. Das Modell kann demnach nur solche Prozesse explizit vorhersagen, die auf einer Skala ablaufen, die größer als 2.8 km ist. Aus numerischen Gründen ist eine realistische Darstellung der Prozesse sogar erst möglich, wenn sie Abmessungen besitzen, die dem Drei- bis Vierfachen der Modell-Maschenweite entsprechen. Die Prozesse, die auf einer kleineren Skala ablaufen - die sog. subskaligen Prozesse - müssen dagegen mit Hilfe von Parametrisierungen beschrieben werden.

Bei den Parametrisierungen werden zwei verschiedene Arten von Prozessen unterschieden. Zum einen gibt es die Prozesse, die auf der molekularen Skala ablaufen. Dazu gehören die Strahlung und die Wolkenphysik. Auch Transportvorgänge, die sich auf die laminare Grenzschicht unmittelbar an der Erdoberfläche beschränken, gehören zu dieser Art von Prozessen. Sie sind grundsätzlich nur in parametrisierter Form darstellbar. Probleme treten dabei deshalb auf, weil solche Parametrisierungen die Prozesse nur sehr vereinfacht darstellen. Zudem werden Annahmen getroffen, die nicht unbedingt für jede synoptische Situation ideal sind. Zum anderen gibt es auch Prozesse, die bei sehr hoher räumlicher Auflösung teilweise auch im Modell-Gitter darzustellen sind und deshalb in diesem Fall nicht parametrisiert werden müssen. Zu diesen Prozessen gehören sowohl die Konvektion, als auch auch die turbulenten Flüsse (Heise, 2002).

Im COSMO-Modell wird die Strahlungsparametrisierung mit Hilfe des Schemas von Ritter und Geleyn (1992) realisiert. Trotz der verwendeten Vereinfachungen ist sie jedoch sehr rechenintensiv. Aus diesem Grund wird sie nur zu jeder Stunde aufgerufen. Die Strahlungswerte werden während des dazwischen liegenden Zeitraumes als konstant angenommen. Die skaligen Niederschläge werden in Form einer Bulk-

Formulierung nach Kessler (1969) parametrisiert. Dagegen erfolgt die Konvektionsparametrisierung nach dem Massenfluss-Schema von Tiedtke (1989), bzw. optional auch mit der CAPE-Schließung nach Kain und Fritsch (1993). Die Turbulenz in der Grenzschicht und der freien Atmosphäre basiert auf einer prognostischen Gleichung für die turbulente kinetische Energie mit einer Schließung der Ordnung 2.5 (Mellor und Yamada, 1974). Für detailliertere Informationen wird an dieser Stelle auf die LM-Dokumentation von Doms und Schättler (2002) verwiesen.

5.1.1 Das Koordinatensystem

Damit das Modell zur Verwendung von Vorhersagen für größere Modellgebiete Verwendung finden kann, wurde die Krümmung der Erdoberfläche im Modell berücksichtigt. Aufgrund dessen liegen die Modellgleichungen in Kugelkoordinaten in einem rotierenden System vor. Um die dadurch entstehende Verzerrung der Koordinatenlinien möglichst klein zu halten, werden die geographischen Pole um einen passenden Winkel gedreht.

Die Variablen werden im Modell durch ein Arakawa-C in der Horizontalen und einem Lorenz-Gitter in der Vertikalen angeordnet. Dabei werden die thermodynamischen Größen wie z.B. Temperatur, Druck oder Feuchte in der Mitte des Gittervolumens ausgewertet. Die dynamischen Größen wie z. B. die Windgeschwindigkeit und die turbulente kinetische Energie, werden dagegen auf den Grenzflächen der Gitterboxen berechnet (Abb. 5.1).

Als Vertikalkoordinate dient dabei die generalisierte, geländefolgende Koordinate ζ , welche zeitunabhängig ist. Dadurch sind die Flächen $\zeta = \text{const.}$ im physikalischen Raum zeitlich fest vorgegeben (Doms et al., 2005). Die untersten Modellschichten folgen der Modellorographie sehr genau. Mit zunehmendem Abstand zur Erdoberfläche werden die Modellflächen immer horizontaler.

In den obersten Schichten wird eine Rayleigh-Dämpfung verwendet um Reflexionen am oberen Rand vorzubeugen.

5.1.2 Das Gleichungssystem

Bei den Gleichungen, die dem Modell zu Grunde liegen, handelt es sich um die primitiven Gleichungen der Thermo-Hydrodynamik, die eine kompressible Strömung in einer feuchten Atmosphäre beschreiben. Sie liegen in Advektionsform für ein rotierendes Koordinatensystem vor.

$$\text{Bilanzgleichung f. Wolkenwasser: } \rho \frac{dq^{l,f}}{dt} = -\nabla \cdot (\vec{P}^{l,f} + \vec{F}^{l,f}) + (I^{l,f}) \quad (5.5)$$

$$\text{Hydrostatische Grundgleichung: } \rho = p[R_d(1 + (\frac{R_v}{R_d} - 1)q^v - q^l - q^f)T]^{-1} \quad (5.6)$$

$$\text{Diabatische Wärmegleichung: } Q_h = L_v I^l + L_s I^f - \nabla \cdot (\vec{H} + \vec{R}) \quad (5.7)$$

Die in den Gleichungen verwendeten Variablen stehen dabei für folgende Größen:

t	Zeit
p	Luftdruck
T	Temperatur
c_p	spezifische Wärme bei konstantem Druck
c_v	spezifische Wärme bei konstantem Volumen
R_d	Gaskonstante für trockene Luft
R_v	Gaskonstante für Wasserdampf
Q_h	diabatische Wärmequelle
q^v	Massenbruch des Wasserdampfes = $\frac{\rho^v}{\rho}$
ρ	Dichte des Luftgemisches = $\sum \rho^x$
$x = v, l, f, d$	Wasserdampf, Flüssigwasser, Eis, trockene Luft
L_v	Verdampfungswärme
L_s	Sublimationswärme
\vec{v}	Baryzentrische Geschwindigkeit (relativ zur rotierenden Erde)
\vec{g}	Gravitationsbeschleunigung
\vec{H}	Fühlbarer Wärmestrom
\vec{R}	Flussdichte der solaren und thermischen Strahlung
\vec{F}^v	Turbulenter Fluss des Wasserdampfes = $\overline{\rho \vec{v}'' \rho^v}$
\vec{P}^l	Niederschlagsfluss für Flüssigwasser
\vec{P}^f	Niederschlagsfluss für Eis
\mathbf{T}	Turbulenter Impulsfluss = $\overline{\rho \vec{v}'' \vec{v}''}$
$\vec{\Omega}$	Winkelgeschwindigkeit der Erde

	Sand	sand. Lehm	Lehm	lehm. Ton	Ton	Torf
Porenvolumen	0.364	0.445	0.445	0.475	0.507	0.863
Feldkapazität	0.196	0.260	0.340	0.370	0.463	0.763
perm. Welkepunkt	0.042	0.100	0.110	0.185	0.257	0,265
Wärmekapazität [$10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$]	1.28	1.35	1.42	1.50	1.63	0.58
Wärmeleitfähigkeit λ_0 [$\text{W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$] $\Delta\lambda$ [$\text{W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$]	0.30 2.40	0.28 2.40	0.25 1.58	0.21 1.55	0.18 1.30	0.06 0.50
hydr. Diffusivität [10^{-9} m s^{-1}]	18400	3460	3570	1180	442	106
Wasserleitfähigkeit [10^{-9} m s^{-1}]	47900	9430	5310	764	17	58

Tabelle 5.1: Verschiedene hydraulische und thermische Parameter der Bodenarten im COSMO-Modell.
Die Wärmeleitfähigkeit ist abhängig vom Wassergehalt und kann demnach, je nach Wassergehalt, zwischen den beiden angegebenen Werten variieren (aus Doms et al. (2005)).

Die numerische Lösung der Gleichungen erfolgt über die finite Differenzen-Methode. Die Zeitintegration wird mit Hilfe eines Leapfrog-Verfahrens mit implementiertem „Time-Splitting“ realisiert.

5.1.3 Das Boden- und Vegetationsmodell „TERRA_M“

Das COSMO-Modell besteht aus verschiedenen physikalischen Modulen, die fakultativ eingesetzt werden können. Zu diesen Modulen gehört das SVAT¹-Modul „TERRA“, welches die bodenphysikalischen Prozesse beschreibt. Zur Modellierung wurde in dieser Arbeit die Mehrschichten-Version TERRA_M verwendet, die im Folgenden vorgestellt werden soll.

Mit Hilfe von TERRA_M wird die Verdunstung, Versickerung, Infiltration sowie der Abfluss parametrisiert. Es stellt dem Atmosphärenmodell die Temperatur, die Feuchte und die turbulenten Flüsse als untere Randbedingungen zur Verfügung.

Viele Parameter des Bodenmodells, wie z. B. die Wärmekapazität oder die Wasserspeicherkapazität, hängen stark von der Bodenbeschaffenheit ab. Aus diesem Grunde wird jedem Gitterelement eine von insgesamt acht Bodenarten mit den entsprechen-

¹Abk. für: Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer

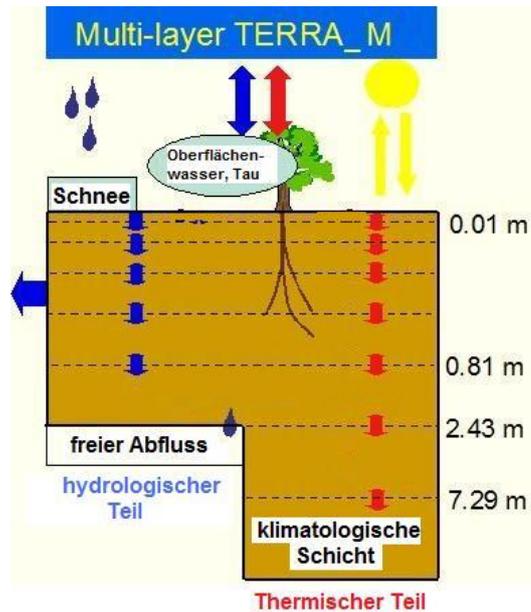


Abbildung 5.2: Aufbau des Boden- und Vegetationsmodells TERRA_M

Links ist der hydrologische Teil dargestellt, in welchem die hydrologischen Prozesse mit Hilfe einer Diffusionsgleichung für den Wassertransport berechnet werden. Dieser Teil besitzt sechs aktive Schichten. Rechts ist der thermische Teil des Bodenmodells dargestellt, in dem die Evaporation des kahlen Bodens und die Transpiration der Pflanzen berechnet wird. Dieser Teil besteht aus sieben aktiven Schichten, die achte ist die sog. klimatologische Schicht (modifiziert nach Apagaus (2006)).

den hydraulischen und thermischen Eigenschaften (Tab. 5.1) zugewiesen. Hierbei wird zwischen Sand, sandigem Lehm, Lehm, lehmiger Tonerde und Ton unterschieden. Außer diesen gibt es noch drei weitere besondere Bodenarten. Diese sind Eisflächen, Stein und Torf.

Das Mehrschichtenmodell hat den Vorteil, dass es keine Abhängigkeit mehr von der Schichtdicke auf die Bodenart gibt. Zusätzlich umgeht es die Verwendung von verschiedenen Schichtenstrukturen für den thermischen und den hydrologischen Teil des Modells. Es besitzt sieben Schichten zur Beschreibung der thermischen und hydrologischen Prozesse, wobei für beide Teile die gleichen Schichtdicken verwendet werden. Die Tiefen der Schichtgrenzen werden dabei wie folgt berechnet:

$$z_{h,k} = 0.01 \cdot 3^{k-1} m \quad \text{mit } k=1, \dots, 8 \quad (5.8)$$

Insgesamt besteht das Bodenmodell aus acht Schichten. Sieben dieser Schichten sind aktiv. Die achte Schicht, die sog. klimatologische Schicht, dient zur Vorgabe klimatologischer Werte der Temperatur. Der Jahresgang der Temperatur wird hier als

vernachlässigbar angenommen. Als klimatologischer Wert dient die Jahresmitteltemperatur der Luft in 2 m Höhe.

Im thermischen Teil wird die Berechnung der Evaporation des kahlen Bodens und die Transpiration der Pflanzen ausgeführt.

Die hydrologischen Prozesse werden mit Hilfe einer Diffusionsgleichung für den Wassertransport berechnet. Die Anzahl der aktiven Schichten wird dabei auf sechs begrenzt. Anstelle der klimatologischen Schicht wird eine Flussgrenzbedingung verwendet: An der unteren Grenze der sechsten Bodenschicht, in 2.43 m Bodentiefe, wird nur der abwärtsgerichtete gravitationsbedingte Transport betrachtet, der dem Abfluss zugerechnet wird (Abb. 5.2). Kapillare Transporte werden hier vernachlässigt (Doms et al., 2005).

5.2 Die Simulation des MCS vom 31. Juli 2006

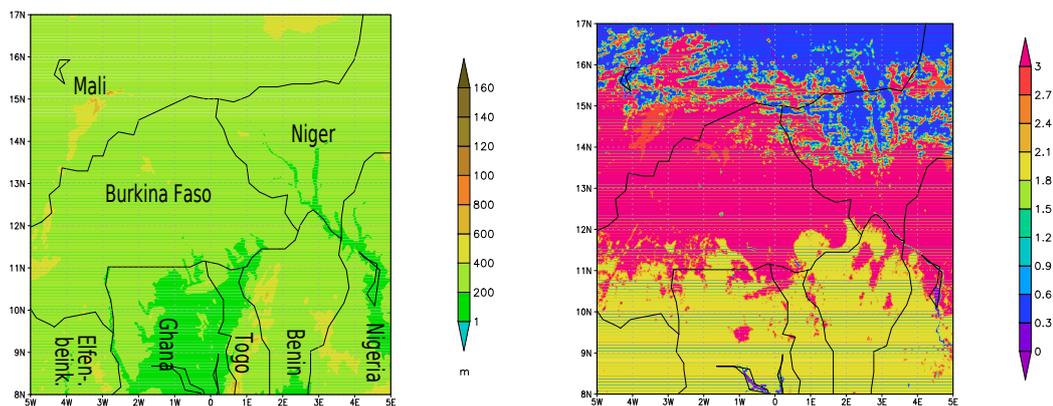


Abbildung 5.3: (a) Topographie des Modellgebiets und (b) Blattflächenindex im Modellgebiet

In dieser Arbeit wurde das COSMO-Modell (Version 4.0), wie bereits erwähnt, in einer horizontalen Auflösung von 0.025° , also etwa 2.8 km, betrieben.

Das Modellgebiet weist eine Größe von 401 x 361 Gitterpunkten auf. Es erstreckt sich von 5° O bis 5° W und von 8° N bis 17° N (Abb. 5.3a) und umschließt somit den Großteil Burkina Fasos sowie Teile seiner angrenzenden Nachbarstaaten. Als Bodenmodell wurde das bereits vorgestellte mehrschichtige TERRA_M verwendet. Wie in Abbildung 5.3b zu sehen, bestehen innerhalb des Modellgebiets keine großen räumlichen Variabilitäten im Blattflächenindex. Vielmehr nimmt der Blattflächenindex in Richtung Norden ab.

Bei der Simulation wurde die Konvektion nicht parametrisiert. In der Vertikalen wurden 50 Höhenschichten verwendet, wobei die Modellhöhe auf 28.5 km erweitert

wurde, da sich das Untersuchungsgebiet in den Tropen befindet. Ebenso wurde die Höhe der Rayleigh-Dämpfungsschicht auf 18 km erhöht.

Die Initialisierung der Simulation fand um 0000 UTC statt. Da das EZMW im Vergleich mit den Satellitendaten zu hohe Bodenfeuchtwerte liefert, wurden die Initialbodenfeuchte um 35% reduziert. Mehr dazu im folgenden Unterkapitel.

5.2.1 Vergleich der Bodenfeuchte von Satellit und EZMW

AMSR-E Bodenfeuchtefeld: Datenherkunft

Der AMSR-E² ist ein Mikrowellenradiometer, das auf dem geowissenschaftlichen Satelliten AQUA der NASA³ installiert ist. Dieser Satellit soll für klimatologische und hydrologische Beobachtungen dienen. Mit seiner Hilfe werden Informationen über die Evaporation der Ozeane, den Wasserdampf in der Atmosphäre, die Wolken und den Niederschlag, sowie über die Bodenfeuchte, das Meer- und Landeis und die Schneebedeckung eingeholt (NASA-Homepage, 2007). Er bewegt sich in einem sonnensynchronen Orbit in einer Höhe von etwa 700 km. Der Äquator wird also an einem Ort immer zur selben lokalen Zeit überflogen. Das installierte Mikrowellenradiometer ist ein doppelt-polarisiertes Mehrfrequenzgerät, das schwache Mikrowellenabstrahlung von der Erdoberfläche und der Atmosphäre detektiert.

Die Bodenfeuchte-Werte des AMSR-E Produktes weisen einen geschätzten Fehler von 0 bis 0.6 g cm^{-3} auf. Nach ersten Untersuchungen wird der Standardfehler mit einem Wert von 0.043 g cm^{-3} angegeben. Die Daten sind für alle Gebiete der Erde erhältlich. Ausnahmen stellen lediglich die permanenten Landeisgebiete in Grönland und der Antarktis sowie dicht bewaldete Gebiete dar (AMSR-Homepage, 2007).

Vergleich der Bodenfeuchtefelder

Um das Bodenfeuchtefeld des EZMW bewerten zu können, wurde es mit dem Bodenfeuchtefeld des Satelliten verglichen. Dabei hat sich gezeigt, dass die Bodenfeuchtwerte im EZMW deutlich höher liegen als es die Messungen des Satelliten angeben. So liefert das AMSR-E Produkt für das relevante Modellgebiet Bodenfeuchtwerte

²englisch: Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS

³englisch: National Aeronautics and Space Administration

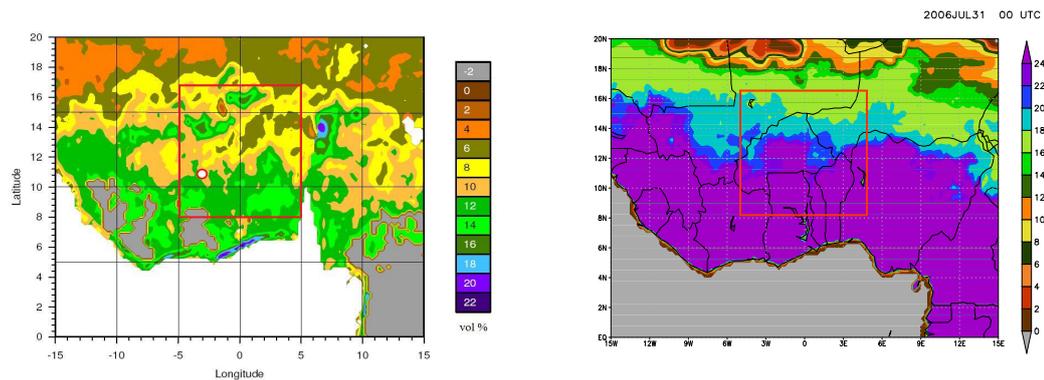


Abbildung 5.4: Bodenfeuchtefeld aus (a) Satellitenmessung [vol%] und (b) aus der EZMW-Analyse [vol%] für den 31. Juli 2006 (0000 UTC).

Die negativen Werte in Abbildung (a) stellen Bereiche dar, an denen (z. B. aufgrund zu hoher Vegetation) keine Bodenfeuchte bestimmt werden konnte. Bei den weißen Flächen handelt es sich um Wasserflächen.

Das Modellgebiet ist in beiden Abbildungen durch die rote Box markiert.

zwischen 8 und 16 vol%. In der EZMW-Analyse werden in dieser Region Bodenfeuchtwerte zwischen 16 und 24 vol% erreicht.

Dabei ist zu beachten, dass es sich bei den Satellitendaten um die Bodenfeuchte bis max. 1 cm Bodentiefe handelt. Bei der dargestellten Bodenfeuchte des EZMW handelt es sich jedoch um die Bodenfeuchte einer Schicht bis 10 cm Bodentiefe. In Betracht dessen und aus den Erfahrungswerten bereits durchgeführter, noch nicht veröffentlichter Arbeiten am IMK mit der Modellierung eines MCS bei ähnlichen Bedingungen mit Antriebsdaten des EZMW, wurde für diese Simulation die Initialbodenfeuchte um 35 % verringert.

5.2.2 Die synoptische Situation in COSMO

Niederschlag

Am Nachmittag kommt es im Norden von Benin und dem äußersten Westen Burkina Fasos - bei etwa 11.5° N und 2° O - zur Auslösung von Konvektion mit erstem Niederschlag. Um 1500 UTC befinden sich in diesem Gebiet drei zunächst kleine Niederschlagszellen (Abb. 5.5a). Diese intensivieren sich innerhalb der nächsten Stunde schnell und propagieren in Richtung Südwesten (Abb. 5.5b). Bis 1700 UTC kommt es vorderseitig des Systems zur Auslösung einer neuen Zelle (Abb. 5.5c). Das System weist zu diesem Zeitpunkt bereits eine Böenlinien-typische, linienhafte Form auf. Bis 2000 UTC hat es sich bis an die Nordostgrenze Ghanas zu Togo verlagert und befindet sich nun zwischen etwa 1° W und 1° O (Abb. 5.5d). Das System erstreckt sich zu diesem Zeitpunkt vom Osten Burkina Fasos - bei etwa 13° W - bis in den

5.2 Die Simulation des MCS vom 31. Juli 2006

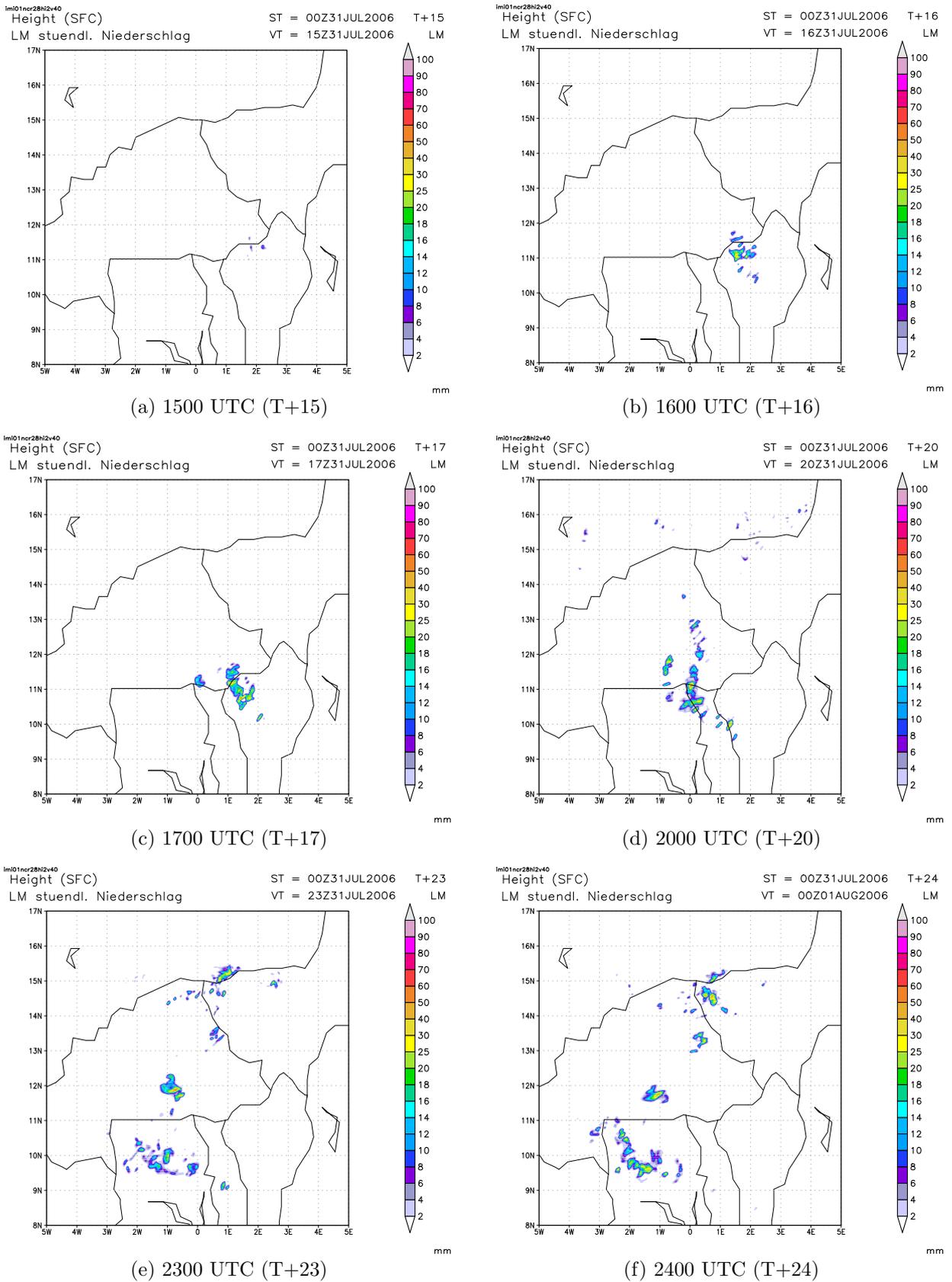


Abbildung 5.5: Stündlicher Niederschlag [mm] in COSMO für den 31. Juli 2006

(a) T+15 (b) T+16 (c) T+17

(d) T+20 (e) T+23 (f) T+24

T bezeichnet die Zeit der Modellinitialisierung (T=0)

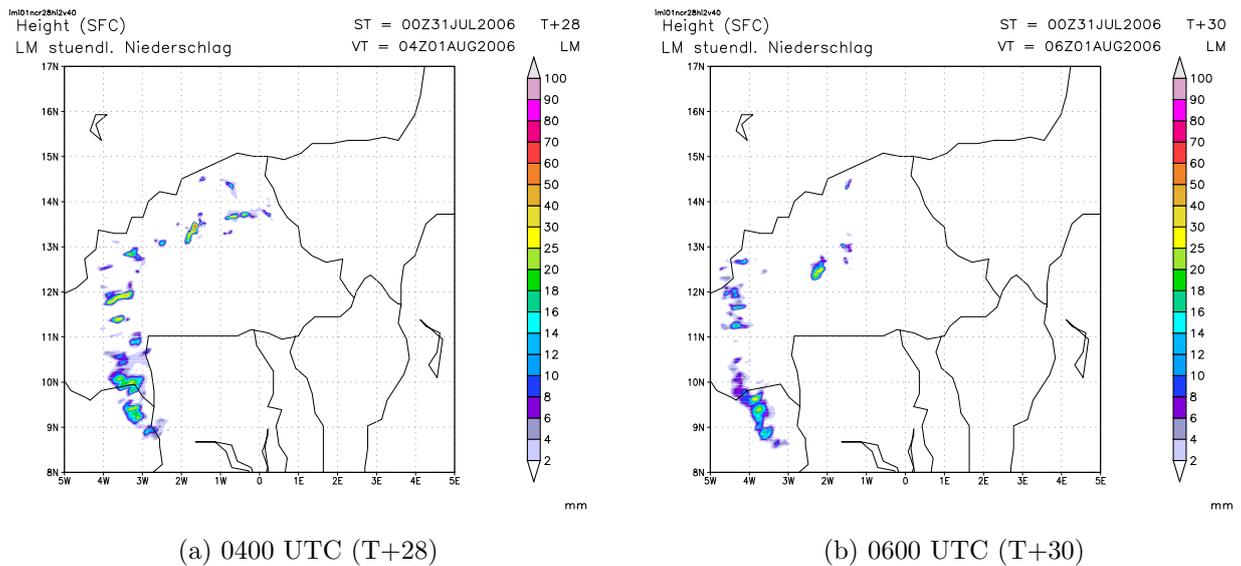


Abbildung 5.6: Stündlicher Niederschlag [mm] in COSMO für den 31. Juli 2006

(a) T+28 (b) T+30

T bezeichnet die Zeit der Modellinitialisierung (T=0)

Nordwesten von Benin - bei etwa 10° N. Im Norden des Untersuchungsgebiets ist es bis zu diesem Zeitpunkt ebenfalls zur Auslösung von Konvektion mit kleinräumigen Niederschlagszellen gekommen.

Bis 2300 UTC kommt es dann im Nordosten zur Bildung weiterer, größerer Niederschlagszellen (Abb. 5.5e). Die Konvektion beschränkt sich dabei im Wesentlichen auf den Grenzbereich Nigers zu Mali und Burkina Faso - im Bereich von etwa 1° O und 15° N. Sie ist dem von Taylor et al. (2007) untersuchten System zuzuordnen. Die Niederschlagszellen des untersuchten MCS erstrecken sich zu diesem Zeitpunkt vom Norden Ghanas und dem mittleren Togo - zwischen rund 1° O und 3° W - bis in die Mitte Burkina Fasos - bei rund 12° N.

Gegen 2400 UTC erreichen die ersten Niederschlagszellen Dano (Abb. 5.5f). Weiterhin sind die im Nordosten entstandenen Zellen über der Grenze Niger/Burkina Faso zu beobachten. Innerhalb der nächsten zwei Stunden wandert das untersuchte System in Richtung Westen weiter. Die Niederschlagszellen im Nordosten des Modellgebiets verlagern sich in südwestlicher Richtung weiter (Abb. 5.6a).

Bis 0600 UTC am 01. August 2006 ist das untersuchte MCS weiter in Richtung Westen gezogen und befindet am westlichen Rand des Modellgebiets (Abb. 5.6b). Die Niederschlagszellen, die an der Grenze Niger/Burkina Faso entstanden sind, befinden sich zu diesem Zeitpunkt bereits im Abschwächen. Bis 1000 UTC am 01. August 2006 haben sie sich aufgelöst. Das MCS ist bis zu diesem Termin aus dem

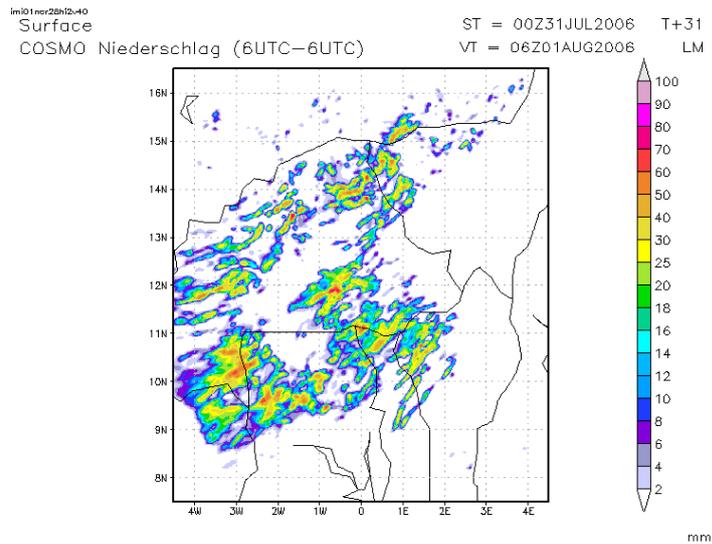


Abbildung 5.7: Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag [mm] in COSMO für den 31. Juli 2006 (0600 UTC bis 0600 UTC)

Modellgebiet gewandert (nicht gezeigt).

Zusammenfassend lässt sich somit festhalten, dass es im Modell in etwa der Region, in der in den Satellitenbeobachtungen eine Reintensivierung des MCS beobachtet werden konnte, zur Auslösung eines Systems gekommen ist. Im Vergleich zum realen Fall findet die Entwicklung jedoch etwas weiter im Osten und zudem zu einem späteren Zeitpunkt statt. Ebenso ist das bereits mehrfach angesprochene System, welches von Taylor et al. (2007) untersucht wird, ebenfalls in der Simulation enthalten. Inwieweit die charakteristischen Merkmale des MCS im Modelllauf enthalten sind, und welche Faktoren zur Auslösung des Systems beigetragen haben, wird in den nächsten Kapiteln untersucht.

Zunächst wird jedoch der über 24 Stunden akkumulierte Niederschlag gezeigt, der einen Überblick über die räumliche Verteilung des Niederschlags geben soll.

Über 24 Stunden akkumulierter Niederschlag

Insgesamt fallen im Modellgebiet zwischen 0600 UTC des 31. Juli 2006 und 0600 UTC des 01. August 2006 hauptsächlich im Bereich Burkina Faso, sowie im Norden Benins, Togos, Ghanas und dem Nordosten der Elfenbeinküste - östlich von etwa 2° O und zwischen 9° N und 15° N - Niederschläge (Abb. 5.7). Bei Betrachtung der

räumlichen Niederschlagsverteilung hebt sich in der Mitte Burkina Faso und dem Norden Ghanas - zwischen etwa 1° W und 3° W - ein Gebiet heraus, in dem fast kein Niederschlag fällt.

Nachfolgend steht deshalb die Analyse der Modellergebnisse mit primärem Augenmerk auf den Einfluss der Grenzschicht und Bodeneigenschaften auf die MCS-Entwicklung und Modifikation im Vordergrund. Weiter wird untersucht, welche Auswirkungen das MCS auf die Atmosphäre hat und welche Charakteristika - wie z. B. die Böenfront und die Vertikalbewegungen eines MCS - das System auszeichnen. Desweiteren wird analysiert, ob die Simulationsergebnisse mit den Beobachtungen übereinstimmen.

5.2.3 Untersuchung der Bedingungen, in denen es zur Auslösung und Modifikation des Systems kommt

Für die Auslösung von Konvektion bedarf es, wie bereits dargelegt, einer latenten oder potentiellen Instabilität und einem hohen Feuchtegehalt in den untersten Schichten. Anhand der Temperatur- und Feuchteverteilung und anhand von Konvektionsindizes wird im Folgenden das präkonvektive Umfeld quantifiziert.

Hierfür werden die Verhältnisse in 2 m und 925 hPa betrachtet, da in die Berechnung von Konvektionskenngrößen die Grenzschichtbedingungen entscheidend eingehen. Ziel ist es, die Prozesse der Konvektionsauslösung und -modifikation zu analysieren. Bei der Konvektionsauslösung spielen dann sowohl großräumige, als auch mesoskalige Hebungsmechanismen eine entscheidende Rolle (McNulty, 1995). So können Orographie und Bodenfeuchteanomalien zu mesoskaligen Sekundärzirkulationen führen, die Konvektion auslösen können.

Präkonvektive Bedingungen: Die Temperatur und die spezifische Feuchte in der Grenzschicht

Um 0800 UTC weist das Temperaturfeld innerhalb der Grenzschicht in 925 hPa im Wesentlichen einen Nord-Süd-Gradienten auf (Abb. 5.8b), d. h. die Temperatur nimmt von Süden nach Norden zu. Wie im bodennahen Temperaturfeld zu erkennen ist (Abb. 5.8a), sind in dieses meridionalgeprägte Temperaturfeld einige Anomalien eingelagert. So befindet sich eine negative Anomalie in der Mitte Burkina Faso - zwischen etwa 1° und 3° W - in dem Gebiet also, in dem fast kein Niederschlag fällt. Es zeichnet sich im bodennahen Feuchtefeld (Abb. 5.9a) durch höhere Feuchtwerte um 18 g kg^{-1} aus.

5.2 Die Simulation des MCS vom 31. Juli 2006

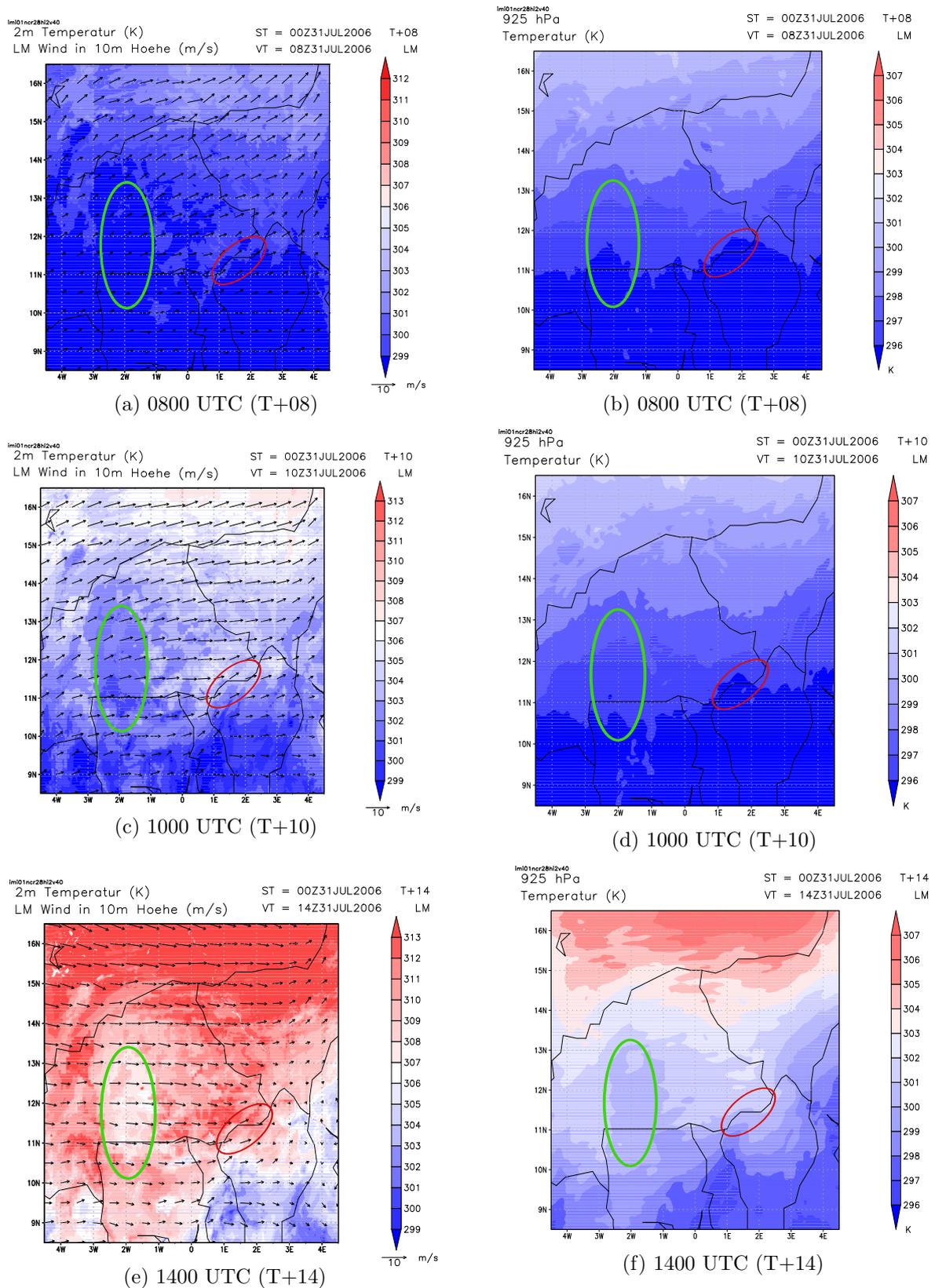


Abbildung 5.8: Temperatur (farbig) [K] in der Grenzschicht im präkonvektiven Umfeld am 31. Juli: (li.) in 2 m mit Windvektoren in 10 m und (re.) in 925 hPa 95
 (a)+(b) T+08 (c)+(d) T+10 (e)+(f) T+14
 Die Vektorlänge der Windvektoren gibt die Windgeschwindigkeit in m s^{-1} an. Die rote Ellipse markiert das Entstehungsgebiet, die grüne das Gebiet, in dem kein Niederschlag fällt.

5 Modellierung mit COSMO

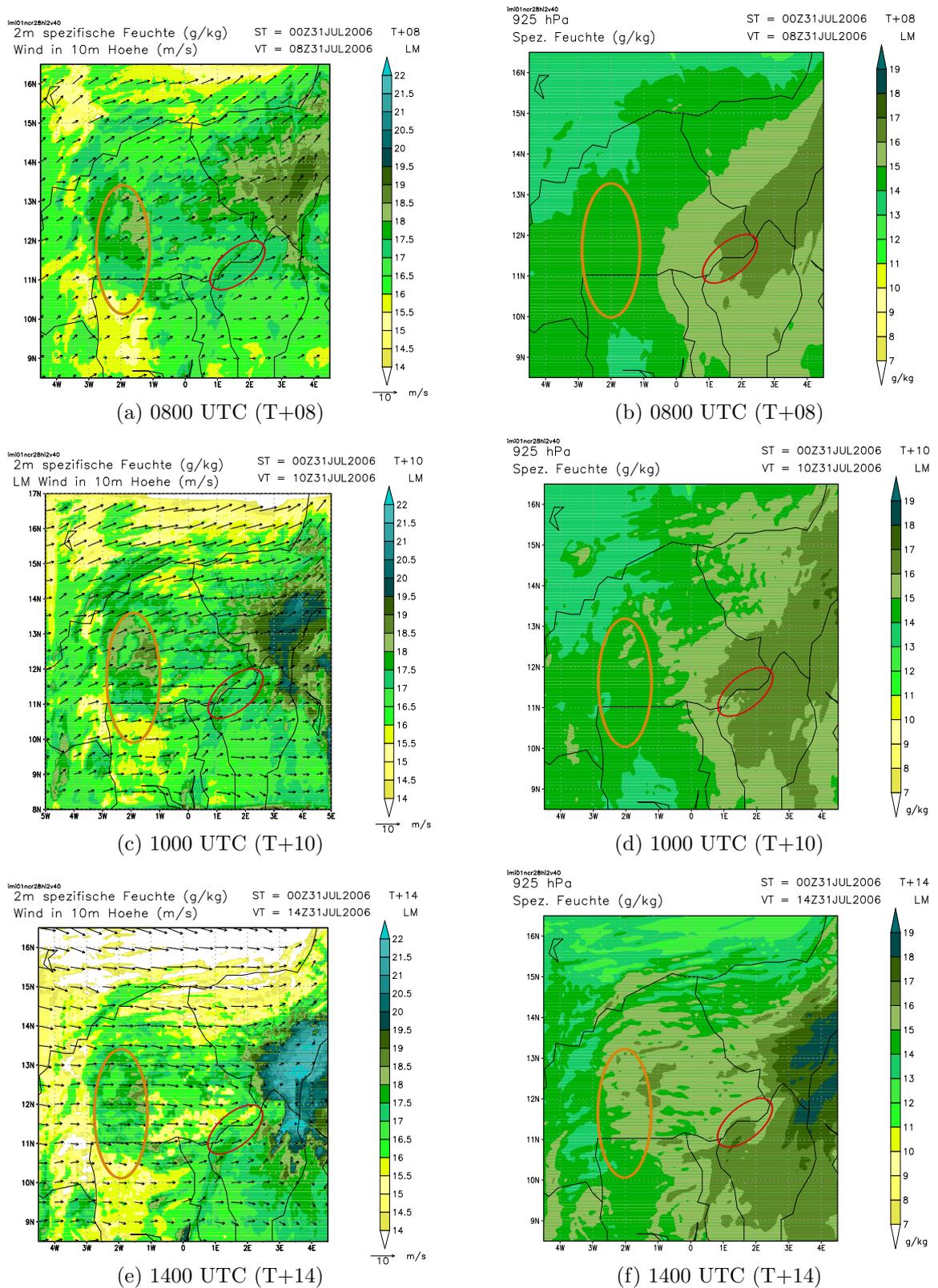


Abbildung 5.9: Spezifische Feuchte (farbig) [$g\ kg^{-1}$] in der Grenzschicht im präkonvektiven Umfeld am 31. Juli: (li.) in 2 m mit Windvektoren in 10 m und (re.) in 925 hPa (a)+(b) T+08 (c)+(d) T+10 (e)+(f) T+14

96

Die Vektorlänge der Windvektoren gibt die Windgeschwindigkeit in $m\ s^{-1}$ an. Die rote Ellipse markiert das Entstehungsgebiet, die orangene das Gebiet, in dem kein Niederschlag fällt.

Im Gegensatz zur Feuchteverteilung in 925 hPa, die zu diesem Zeitpunkt einen Ost-West-Gradienten mit den größten Feuchtwerten im Osten aufweist (Abb. 5.9b), variiert das bodennahe Feuchtefeld räumlich sehr stark.

Außer dem bereits angesprochenen Gebiet in der Mitte Burkina Fasos, existiert im Südwesten Nigers ein weiteres Feuchtegebiet, in dem die Feuchte bis zu 20 g kg^{-1} beträgt. Im Südwesten und dem Norden des Modellgebiets herrschen dagegen mit etwa 15 g kg^{-1} deutlich trockenere Verhältnisse vor.

Im Entstehungsgebiet des MCS - in den Abbildungen durch die rote Ellipse markiert - herrscht zu diesem Zeitpunkt ein nur mäßig ausgeprägter Temperaturgradient vor (Abb. 5.8a) und die spezifische Feuchte erreicht dort in Bodennähe Werte um 17 g kg^{-1} . Im Windfeld in 10 m Höhe herrscht nahezu im gesamten Modellgebiet eine südwestliche Strömung vor (Abb. 5.8a oder 5.9a).

Mit zunehmender räumlicher Verdunstung, nimmt die räumliche Variabilität im bodennahen Feuchtefeld weiter bis 1000 UTC zu und setzt sich langsam auch in der Grenzschicht durch (Abb. 5.9c und 5.9d). Weiterhin ist die spezifische Feuchte in dem Gebiet, in dem der Niederschlag unterdrückt ist, vergleichsweise hoch. Dies ist auch im Südwesten Nigers - ganz im Osten des Modellgebiets - zu beobachten.

Im Temperaturfeld ist das Gebiet, in dem fast kein Niederschlag fällt, weiterhin mit geringeren Temperaturen in Bodennähe gekoppelt (Abb. 5.8c). Die erhöhte Feuchte und geringere Temperatur ist in diesem Gebiet auf ein geringeres Bowenverhältnis zurückzuführen (nicht gezeigt). Auch im Südwesten Nigers kommt es zu einer hohen Verdunstung.

Das Entstehungsgebiet liegt dagegen in einem Bereich, in dem die Verdunstung deutlich geringer ist. Dadurch ist die Temperatur dort höher als in dem Gebiet, in dem der Niederschlag unterdrückt ist.

Das Temperaturfeld in 925 hPa ist weiterhin im Wesentlichen meridional orientiert (Abb. 5.8d). Es haben sich bis dahin nur wenige Anomalien ausgebildet. Der Wind in 10 m hat innerhalb der letzten beiden Stunden nahezu im gesamten Modellgebiet zugenommen. Dabei ist der Westen des Modellgebiets weiterhin durch südwestliche Winde beeinflusst, während im Osten des Modellgebiets zunehmend westliche Winde vorherrschen (Abb. 5.8c oder 5.9c).

Bis zum Nachmittag um 1400 UTC besteht im Entstehungsgebiet auch weiterhin in Bodennähe ein Temperaturgradient (Abb. 5.8e), ohne dass die Temperaturen sich zu diesem Zeitpunkt sonderlich von denen der näheren Umgebung abheben. In der spezifischen Feuchte hat sich dort ein starker Gradient aufgrund räumlicher Unterschiede in der Verdunstung ausgebildet. In diesen Gebieten erreicht die Temperatur etwas höhere Werte, die jedoch nur in Bodennähe zu beobachten ist.

Dagegen haben sich die geringeren Temperaturen in dem Gebiet, in dem es zur Unterdrückung des Niederschlags kommt, mittlerweile bis in die höheren Schichten durchgesetzt (Abb. 5.8f). Abgesehen von dieser Anomalie ist das Temperaturfeld in

dieser Höhe weiterhin meridional geprägt.

Die spezifische Feuchte hat innerhalb der letzten Stunden vor allem im Westen des Modell-Gebiets abgenommen. Gleiches ist in dem Gebiet, in dem der Niederschlag unterdrückt ist, zu beobachten (Abb. 5.9e und 5.9f). Hier ist es aufgrund vertikaler Durchmischung und Advektion in den bodennahen Schichten zu einer Abnahme der spezifischen Feuchte gekommen, während in 925 hPa eine Zunahme zu beobachten ist. Die Windgeschwindigkeit in 10 m hat innerhalb der letzten Stunden abgenommen. Zudem hat sich im Westen des Modellgebiets nun auch eine Westströmung durchgesetzt. Im Entstehungsgebiet herrschen zu diesem Zeitpunkt moderate konvergente Winde vor (Abb. 5.8c und 5.9c).

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die Analyse des Temperatur- und Feuchtefeldes in der Grenzschicht keine eindeutigen Hinweise darauf gibt, weshalb es genau im besagten Gebiet zur Auslösung der Konvektion kommt, auch wenn sich die Region dadurch auszeichnet, dass trocken-warme und feucht-kalte Gebiete beieinander liegen und solche Konstellationen für die Auslösung von Konvektion bekannt sind. Das Gebiet, in dem es zur Modifikation des MCS kommt, bzw. in dem eine negative Niederschlagsanomalie auftritt, ist durch eine geringere Temperatur und eine höhere spezifische Feuchte, die sich durch Verdunstungsprozesse ergeben, charakterisiert.

Präkonvektive Bedingungen: Konvektionsindizes

In diesem Kapitel werden anhand verschiedener Konvektionsindizes die präkonvektiven Umgebungsbedingungen im Modellgebiet quantifiziert. Dabei soll untersucht werden, ob sich das Entstehungsgebiet durch hohe latente Instabilität auszeichnet, bzw. ob im Modifizierungsgebiet des MCS eine höhere Stabilität gegeben ist. Da in der Temperatur- und Feuchteverteilung innerhalb der Grenzschicht bereits räumliche Variationen zu erkennen waren, werden räumliche Unterschiede in den Konvektionsparametern erwartet.

Die Konvektionsindizes werden nicht flächig vom Modell ausgegeben. Um trotzdem räumliche Unterschiede herausarbeiten zu können, wurden die CAPE, der LI und die CIN lokal für mehrere Punkte im Modellgebiet bestimmt. Zu diesem Zweck wurde bei 11° N ein zonaler Schnitt gelegt.

An mehreren Punkten wurden die Konvektionsindizes dann mit Hilfe des GrADS-Skriptes „plotskew“⁴ berechnet. An dieser Stelle sei angemerkt, dass diese Berechnungen auf den Oberflächenwerten der Temperatur und der Feuchte basieren.

⁴Skript zur Erstellung eines SkewT/logp Diagramms aus Modelldaten in GrADS. Für nähere

Die berechneten Werte wurden dabei für 3.3° W - westlich des Gebiets, in dem es zur Niederschlagsunterdrückung kommt -, für 2.3° W - innerhalb des Gebiets, in dem kein Niederschlag fällt -, für 0° - im Niederschlagsgebiet - und für 2° O und 3° O - im Entstehungsgebiet des Systems ausgegeben.

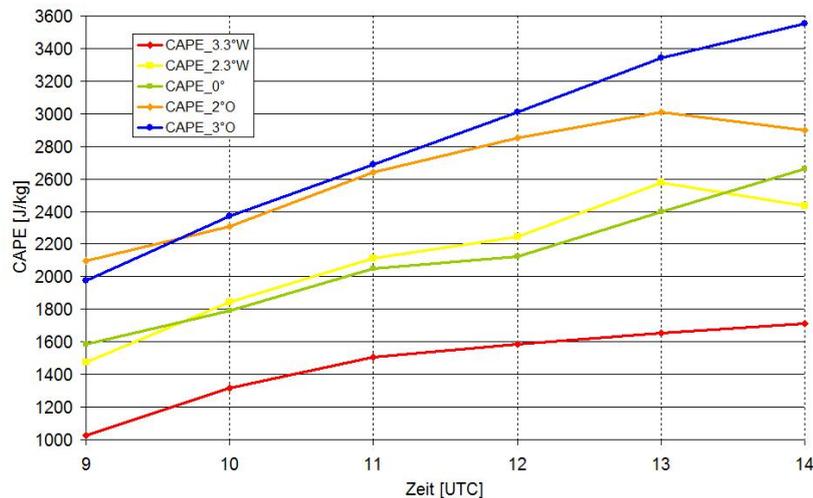


Abbildung 5.10: Die CAPE am 31. Juli 2006 zwischen 0900 UTC und 1400 UTC im COSMO-Modell an verschiedenen Punkten (3.3° W, 2.3° W, 0° , 2° O und 3° O) im Modellgebiet bei 11° N.

Zwischen 0900 UTC und 1400 UTC werden die geringsten CAPE-Werte ganz im Westen - bei 3.3° W - bei 11° N erreicht (Abb. 5.10). Dort ist das präkonvektive Umfeld durch vergleichsweise höhere Temperatur- und geringere Feuchtwerte charakterisiert. Hier nimmt die CAPE im genannten Zeitraum von etwa 1000 J kg^{-1} auf 1700 J kg^{-1} zu.

Im Vergleich dazu sind die Werte bei 2.3° W und 0° höher. So erreicht die CAPE in diesem Bereich des Modellgebiets bereits um 0900 UTC Werte zwischen 1500 und 1600 J kg^{-1} . Bei 2.3° W steigt die CAPE bis 1300 UTC auf 2600 J kg^{-1} an. Danach nimmt die CAPE bis 1400 UTC um 200 J kg^{-1} ab, da die Feuchte in diesem Bereich abnimmt.

Bei 0° steigt die CAPE von 1600 J kg^{-1} um 0900 UTC stündlich auf 2700 J kg^{-1} um 1400 UTC an.

Die Betrachtung der zeitlichen Entwicklung der CAPE liefert demnach keine Rückschlüsse darauf, warum es zwischen etwa 1° W und 3° W zur Unterdrückung des Niederschlags gekommen ist, da demnach in diesem Gebiet kein geringeres Konvektionspotential als im Gebiet mit Niederschlag vorherrscht.

Informationen sei an dieser Stelle auf die Dokumentation des Skripts verwiesen. Diese ist unter <http://www.iges.org/grads/gadoc/gadocindex.html> zu finden.

Allerdings lassen sich Aussagen bezüglich der Initiierung des Systems treffen. So heben sich die CAPE-Werte im Entstehungsgebiet - zwischen 2° O und 3° O - bereits am Morgen von den Gebieten, die weiter im Westen liegen, deutlich ab. Bereits um 0900 UTC weist die CAPE bei 2° O mit rund 2100 J kg^{-1} ein hohes Konvektionspotential auf. Etwa 100 km weiter im Westen - bei 3° O - erreicht die CAPE zu diesem Zeitpunkt etwa 2000 J kg^{-1} . In den nächsten Stunden nimmt die latente Instabilität weiter zu. Um 1300 UTC erreicht die CAPE bei 2° O etwa 3000 J kg^{-1} . Danach nimmt sie bis 1400 UTC um etwa 100 J kg^{-1} ab. Bei 3° O steigt die CAPE bis 1400 UTC auf über 3500 J kg^{-1} an. Zum Zeitpunkt der Auslösung herrscht somit im Entstehungsgebiet des MCS die stärkste latente Instabilität vor.

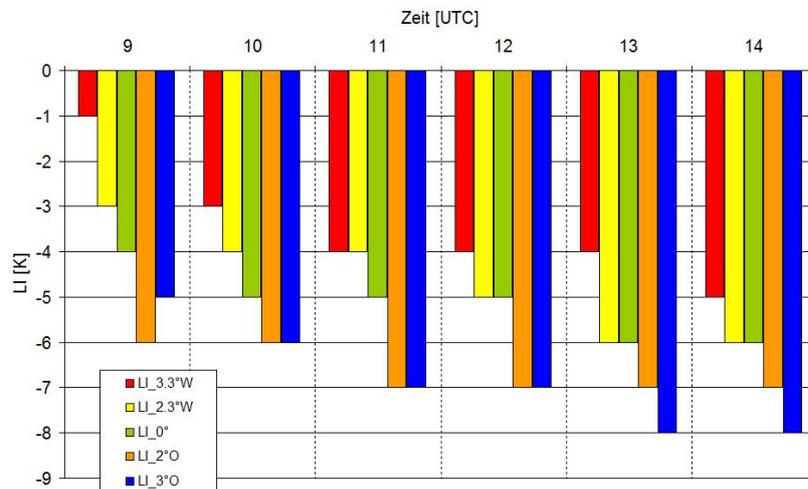


Abbildung 5.11: Der LI am 31. Juli 2006 zwischen 0900 UTC und 1400 UTC im COSMO-Modell an verschiedenen Punkten (3.3° W, 2.3° W, 0° , 2° O und 3° O) im Modellgebiet bei 11° N.

Auch die Betrachtung des Lifted Index (LI) zeigt, dass im Entstehungsgebiet - zwischen 2° O und 3° O - bereits in den Morgenstunden die höchste latente Instabilität vorherrscht (Abb. 5.11). So weist der LI bei 2° O bereits um 0900 UTC einen Wert von -6K auf. Mit -5K ist der LI bei 3° O nur wenig moderater. Um 1000 UTC wird an beiden Punkten ein LI von -6K gemessen. In den folgenden Stunden nimmt die latente Instabilität an diesen Punkten weiter zu, so dass der LI bis 1400 UTC bei 2° O auf -7K und bei 3° O auf -8K angestiegen ist, was auf stark instabile Verhältnisse weist.

Dagegen weist sich das präkonvektive Umfeld ganz im Westen des Modellgebiets - bei 3.3° W - durch moderate LI-Werte aus. Dort beträgt der LI um 0900 UTC -1K (Abb. 5.11), was nur einem geringen Konvektionspotential entspricht. Bis 1100 UTC

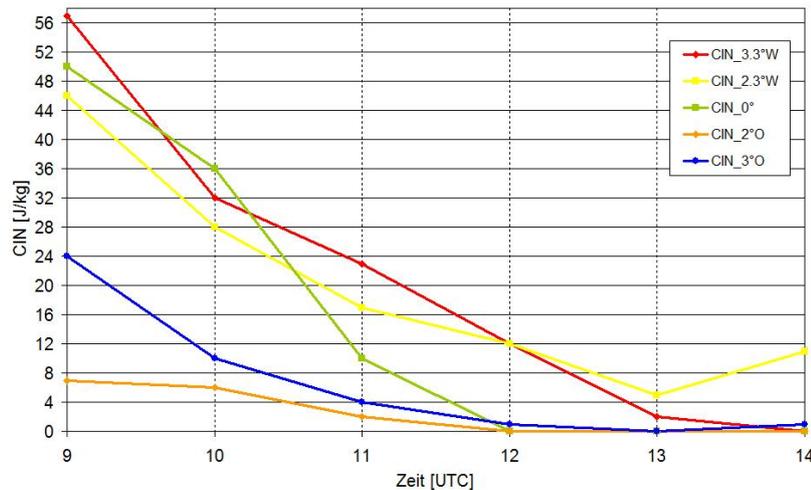


Abbildung 5.12: Die CIN am 31. Juli 2006 zwischen 0900 UTC und 1400 UTC im COSMO-Modell an verschiedenen Punkten (3.3° W, 2.3° W, 0°, 2° O und 3° O) im Modellgebiet bei 11° N.

steigt er auf -4 K an und bleibt bis einschließlich 1300 UTC zeitlich konstant. Um 1400 UTC erreicht der Hebungsindex in diesem Gebiet -5 K. Im Vergleich herrscht dort, mit Ausnahme für den 1200 UTC-Termin, immer eine moderatere latente Instabilität vor als in den anderen Gebieten.

Das Gebiet, in welchem es zur Abschwächung des MCS kommt, befindet sich jedoch östlich davon. Hier wird um 0900 UTC ein LI von -3K erreicht, wobei die latente Instabilität zu diesem Zeitpunkt bei 0° mit -4 K nur geringfügig höher ist.

Auch um 1000 und um 1100 UTC ist der LI im niederschlagsfreien Gebiet noch etwas weniger negativ als im Niederschlagsgebiet - bei 0°. Ab 1200 UTC bestehen jedoch keine Unterschiede mehr im Hebungsindex zwischen dem niederschlagsfreien Gebiet und dem Niederschlagsgebiet. Bis 1400 UTC erreicht der LI an beiden Punkten -6 K, was auf hohe latente Instabilität deutet.

Demnach kann anhand der Betrachtung des LI keine Aussage dazu gemacht werden, warum sich das System im besagten Gebiet abschwächt, da sich die Bedingungen nur unwesentlich von den Gebieten mit Niederschlag unterscheiden. Wie bereits die CAPE, weist der LI im Entstehungsgebiet die stärksten negativen Werte auf, so dass dort die größte latente Instabilität vorherrscht.

Im folgenden Abschnitt wird anhand der CIN untersucht, ob Unterschiede in der horizontalen Verteilung bezüglich der Unterdrückung von Konvektion vorliegen. An dieser Stelle sei angemerkt, dass für alle untersuchten Stellen nur sehr geringe CIN-Werte ausgegeben wurden. Dennoch können durch Betrachtung des zeitlichen Ver-

laufes der CIN an den verschiedenen Stellen Unterschiede zwischen dem niederschlagsfreien Gebiet und den Gebieten mit Niederschlag herausgearbeitet werden. So weist die CIN im niederschlagsfreien Gebiet - bei 2.3° W - am Morgen zunächst keine großen Unterschiede zu den umliegenden Bereichen mit Niederschlag auf (Abb. 5.12). Wie auch an den anderen Stationen nimmt die CIN bis zum Nachmittag kontinuierlich ab. Dagegen kommt es zwischen 1300 UTC und 1400 UTC in diesem Bereich zum Anstieg der CIN. Mit 11 J kg^{-1} herrscht dort die stärkste Unterdrückung von Konvektion vor. Im Entstehungsgebiet dagegen erfahren vom Boden aufsteigende Luftpakete bereits in den Morgenstunden kaum einen negativen Auftrieb. Wie auch an den anderen Stationen fällt die CIN dort bis zum Mittag schnell auf 0 J kg^{-1} ab, d. h. Konvektion wird praktisch nicht mehr unterdrückt.

Um nun noch einen Einblick in die flächige Verteilung der potentiellen Instabilität⁵ im Modellgebiet zu erhalten, wurde der KO-Index flächig berechnet. Dieser ergibt sich aus der mittleren vertikalen Differenz der äquivalentpotentiellen Temperatur Θ_e in drei verschiedenen Druckniveaus:

$$\text{KO-Index} = \frac{1}{2}[\Theta_{e_{500hPa}} + \Theta_{e_{700hPa}} - 2\Theta_{e_{850hPa}}] \quad (5.9)$$

Der KO-Index ist demnach klein, wenn kalte, trockene Luft über wärmerer, feuchterer Luft lagert.

Ein KO-Index > 10 weist auf eine sehr stabile Schichtung hin. Potentielle Stabilität herrscht vor, wenn gilt: $6 < \text{KO} \leq 10$ und eine potentiell indifferente Schichtung, wenn gilt: $2 < \text{KO} \leq 6$. Bei KO-Index-Werten \leq ist die Schichtung potentiell instabil (DWD, 2008).

Um 0900 UTC herrschen im gesamten Modellgebiet negative KO-Indizes vor, was auf eine potentiell instabil geschichtete Atmosphäre hinweist. Die stärkste potentielle Instabilität herrscht im Bereich des Entstehungsgebiets und dem Südwesten Nigers - ganz im Osten des Modellgebiets - vor. Hier liegt der KO-Index bei -16 K (Abb. 5.13a).

In dem Gebiet, in dem kein Niederschlag fällt, ist der KO-Index nur wenig moderater als im Entstehungsgebiet des Systems. Hier erreicht der KO-Index bis zu -14 K. Dagegen ist die potentielle Instabilität im Norden und im Südwesten des Modellgebiets deutlich geringer ausgeprägt. Hier liegt der KO-Index im Bereich von -10 K und -6

⁵Potentielle oder auch konvektive Instabilität ist gegeben, wenn die äquivalentpotentielle Temperatur Θ_e in einer ungesättigten Luftsäule mit der Höhe abnimmt (Emanuel, 1994). Bei der Hebung solch einer Luftsäule bis zur vollständigen Sättigung ist die Schichtung ungeachtet der Ausgangsschichtung instabil.

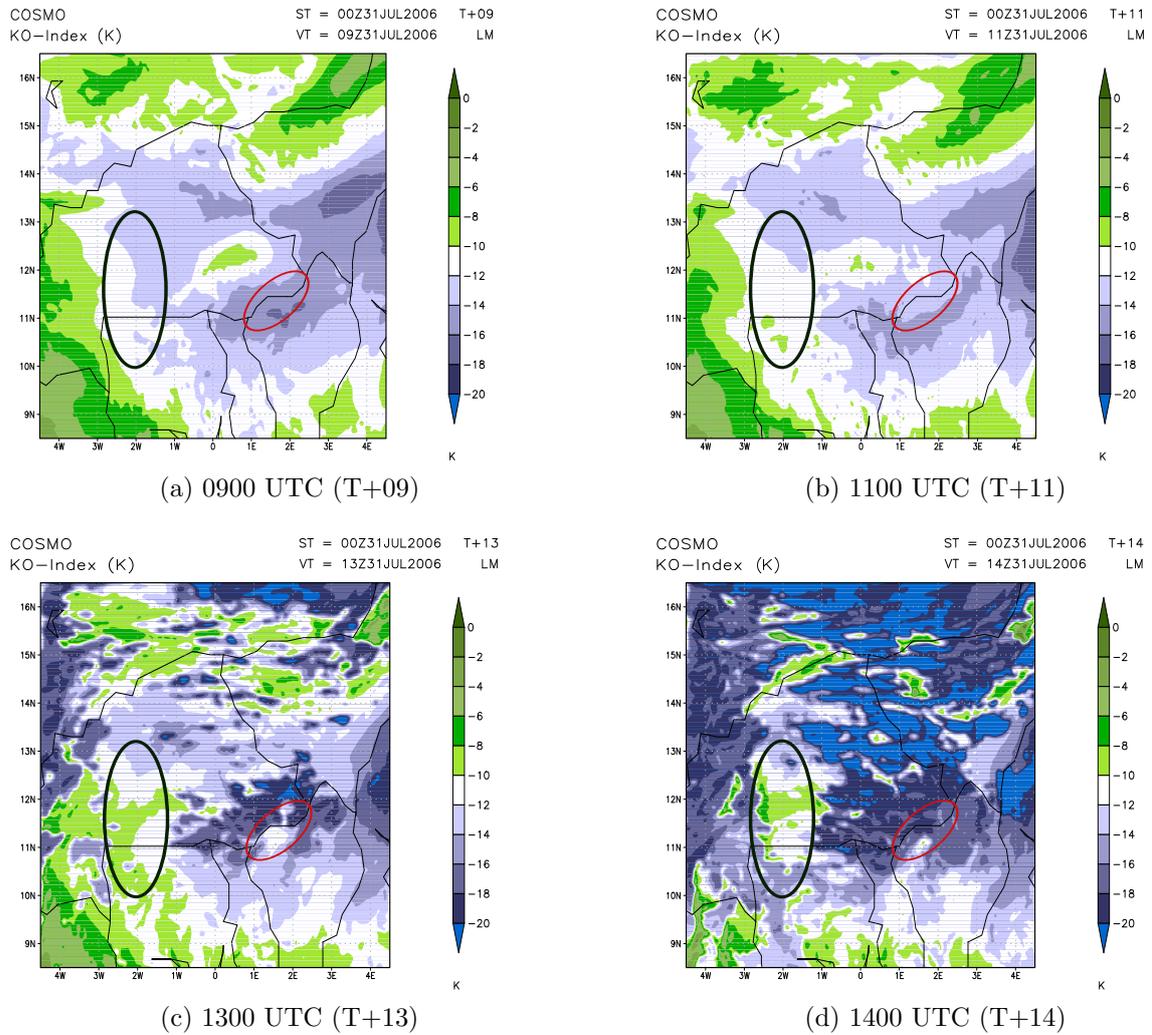


Abbildung 5.13: Der KO-Index am 31. Juli 2006 zwischen 0900 UTC und 1400 UTC

(a) T+09 (b) T+11 (c) T+13 (d) T+14

Das Entstehungsgebiet des Systems ist mit der roten Ellipse markiert, im schwarz markierten Bereich fällt fast kein Niederschlag.

K.

Bis um 1100 UTC nimmt die potentielle Instabilität im Entstehungsgebiet und in dem Gebiet, in dem der Niederschlag unterdrückt ist, geringfügig ab, während sie in den anderen Bereichen des Modellgebiets nahezu konstant bleibt (Abb. 5.13b).

In Verbindung mit der starken räumlichen Variabilität im bodennahen Temperatur- und Feuchtefeld geht eine räumliche Variabilität des KO-Index einher. Vor allem im Entstehungsgebiet ist es bis 1300 UTC zu einer starken Zunahme der potentiellen Instabilität gekommen (Abb. 5.13c). In diesem Bereich erreicht der KO-Index lokal Werte von weniger als -20 K.

Bis 1400 UTC weist sich die Region, in der der Niederschlag unterdrückt ist, durch einen deutlich geringeren negativen Ko-Index aus als in den umliegenden Gebieten (Abb. 5.13d). Zu diesem Zeitpunkt ist die potentielle Instabilität vor allem in den Bereichen, in denen es später zu Niederschlag kommt, sehr hoch, wobei die höchste potentielle Instabilität nicht im Entstehungsgebiet des Systems, sondern weiter im Norden erreicht wird. Dort befinden sich sich wärmere, trockenere Gebiete (Abb. 5.8e und 5.9e).

Der KO-Index liefert demzufolge keinen klaren Hinweis darauf, warum es im besagten Gebiet zur Entstehung des MCS kommt. Jedoch lässt sich feststellen, dass in dem Gebiet, in dem es zur Niederschlagsunterdrückung kommt, geringere potentielle Instabilitäten vorherrschen als in den Gebieten des Untersuchungsgebiets, in denen es zu Niederschlägen kommt.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass im Entstehungsgebiet die höchsten CAPE- und LI-Werte vorherrschen, somit die latente Instabilität am höchsten ist. Dagegen konnte anhand der CIN sowie der großräumigen Verteilung des KO-Index gezeigt werden, dass im niederschlagsfreien Gebiet dagegen die Konvektion am stärksten Unterdrückt und die potentielle Instabilität geringer ist als in den umliegenden Gebieten.

Die Orographie als möglicher Auslösemechanismus für die Konvektion

Im Entstehungsgebiet ist demnach sowohl latente als auch potentielle Labilität vorhanden. Bei der Konvektionsauslösung spielen dann unter anderem mesoskalige Hebungsmechanismen eine entscheidende Rolle.

In Kapitel 5.2 wurde die Topographie des Modellgebiets gezeigt (Abb. 5.3). Aufgrund der Nähe des Entstehungsgebiets zum Togo-Gebirge wurde untersucht, ob

die Orographie aufgrund von Über- oder Umströmungen hierbei eine entscheidende Rolle spielt. Zu diesem Zweck wurde die Konvergenz in 10 m von 0000 UTC bis 1400 UTC aufsummiert (nicht gezeigt).

Es hat sich herausgestellt, dass die Konvergenz im Entstehungsgebiet keine Anomalien aufweist. Demnach ist davon auszugehen, dass in diesem Fall eine Auslösung der Konvektion durch orographische Hebung sehr unwahrscheinlich ist.

Bodeneigenschaften als Auslösemechanismus für Konvektion

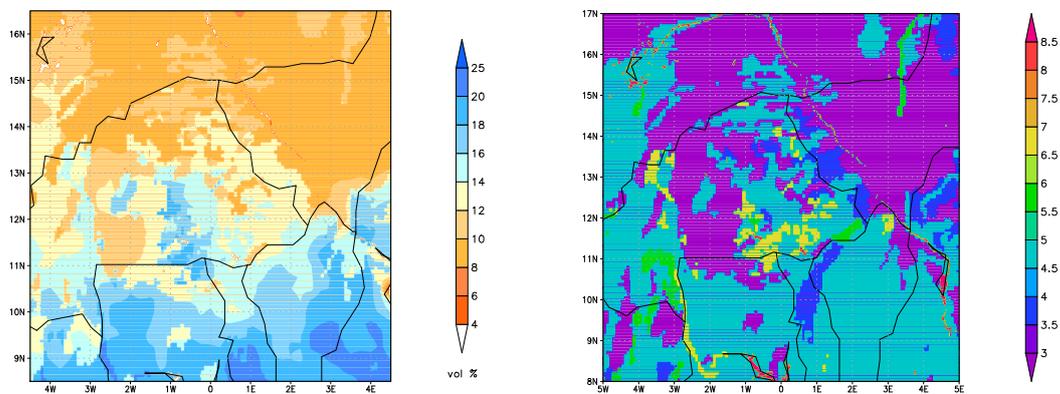


Abbildung 5.14: (a) Bodenfeuchte für den 31. Juli 2006 um 0600 UTC in vol%
 (b) Bodenarten im Modellgebiet (3: Sand, 4: sandiger Lehm, 5: Lehm, 6: lehmiger Ton, 7: Ton, 8: Torf)

Konvektiver Niederschlag führt zur Ausbildung von Bodenfeuchteanomalien. Wie bereits erwähnt, können diese großen Einfluss auf die Auslösung von Konvektion oder die Modifikation eines bereits ausgebildeten Systems haben, da sie zur Auslösung mesoskaliger Zirkulationen führen können. Die damit verbundenen Hebungsprozesse über trockenen Gebieten können insbesondere zu Beginn einsetzender Konvektion konvektionsfördernd sein. Dagegen können die Absinkprozesse über einem feuchten und kühleren Gebiet für ein bereits entwickeltes System konvektionshemmend wirken (Taylor und Ellis, 2006). Ob auch in diesem Fall die Auslösung bzw. die Unterdrückung des Niederschlags auf die Bodeneigenschaften zurückzuführen sind, wird im nächsten Abschnitt analysiert.

Im Bodenfeuchtefeld des Modells für den 31. Juli 2006 um 0600 UTC ist im Entstehungsgebiet der ersten Konvektion mit Niederschlägen eine Inhomogenität zu erkennen. Die Auslösung der Konvektion findet dabei über einem relativ feuchten Gebiet statt (Abb. 5.14a), in dem die Bodenfeuchte zu diesem Zeitpunkt Werte zwischen 10

und 16 bis 18 vol% beträgt. Dagegen weist die Bodenfeuchte im niederschlagsfreien Gebiet geringere Werte zwischen 10 und 14 vol% auf. Die räumliche Variabilität der Bodenfeuchte ist zudem im niederschlagsfreien Bereich gering. Sie ist, wie in Abbildung 5.14b zu sehen, durch die vorherrschenden Bodenarten und den damit verbundenen hydrologischen und thermischen Eigenschaften beeinflusst.

So besteht der Untergrund im niederschlagsfreien Gebiet aus einem homogenen sandigem Boden. Aufgrund seiner hohen Wasserleitfähigkeit verdunstet das Wasser schnell, so dass die Bodenfeuchte rasch abnimmt (Tab. 5.1). Im Entstehungsgebiet herrscht sandiger Lehm, Lehm und lehmige Tonerde vor. Diese Bodenarten haben im Gegensatz zu Sand eine geringere Wasserleitfähigkeit, wodurch das Wasser besser gespeichert wird und somit höhere Bodenfeuchtwerte länger bestehen bleiben.

Im Westen des niederschlagsfreien Gebiets schließt sich an den Sandboden ein lehmiger Boden an. Beim Überströmen dieses Gebiets kann sich das System reintensivieren.

Insgesamt lässt sich demnach feststellen, dass die Konvektion in einem Gebiet entsteht, in dem eine große Variabilität in der Bodenfeuchte existiert, die auf die unterschiedlichen Bodenarten und ihre bodenphysikalischen Eigenschaften zurückzuführen ist. Zudem wird das System beim Übergang von einem Gebiet mit höherer zu niedrigerer Bodenfeuchte - von tonigem zu sandigem Untergrund - bei etwa 1° W - beeinflusst, so dass es zu Änderungen - in diesem Fall zur Unterdrückung - im Niederschlag kommt. Über dem großräumigen, trockenerem Sandboden fällt nahezu kein Niederschlag.

Weiter im Westen, wo eine andere Bodenart vorherrscht und die Bodenfeuchte wieder höhere Werte aufweist, kommt es dann zur Reintensivierung des Systems.

Folglich spielt in diesem Fall die Variation der Bodenfeuchte und Bodenart eine entscheidende Rolle bei der Auslösung und Modifikation des Systems.

5.2.4 Untersuchung des Modelllaufs auf beobachtete Charakteristika und Umverteilungsprozesse

Nachdem nun das präkonvektive Umfeld charakterisiert, die Auslösemechanismen, sowie die Modifikation des Systems untersucht wurden, bleibt die Frage, ob die beobachteten Charakteristika - wie z.B. die Ausbildung der Böenfront oder auch die Zuggeschwindigkeit - modelliert werden und die wesentlichen Auswirkungen auf die Atmosphäre und die Grenzschicht mit den Beobachtungen übereinstimmen. Zur Untersuchung dieses Sachverhalts wird zunächst die Vertikalbewegung Omega in 700

hPa und der Wind in 10 m Höhe herangezogen.

Vertikalbewegungen in 700 hPa und Windverhältnisse in 10 m

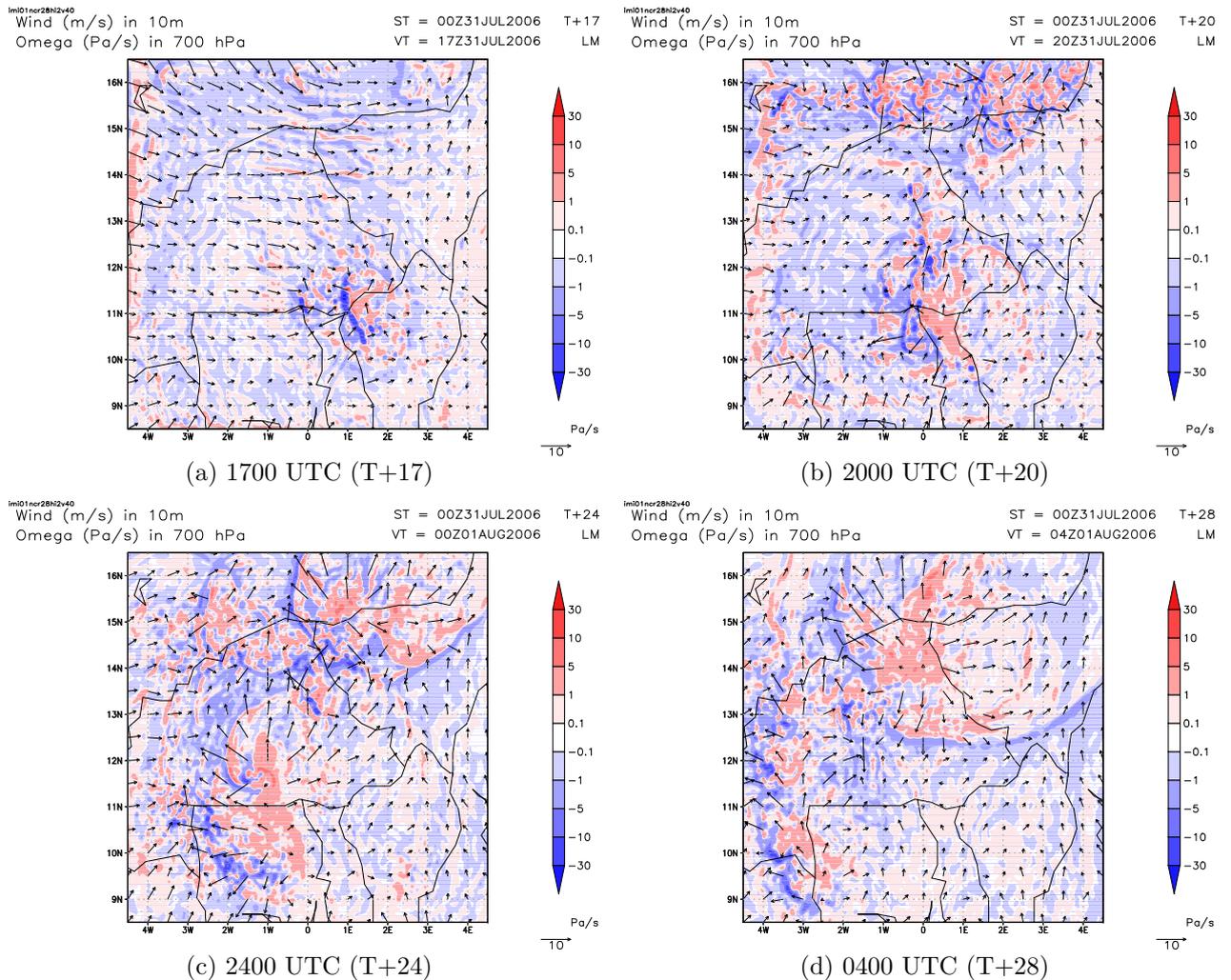


Abbildung 5.15: Omega in 700 hPa (blau entspricht Aufsteigen und rot Absinken) und Windvektor in 10 m (die Vektorlänge gibt die Windgeschwindigkeit in m s^{-1} an) für den 31. Juli 2006
(a) T+17 (b) T+20 (c) T+24 (d) T+28

Bis 1400 UTC sind die Vertikalbewegungen im gesamten Modellgebiet sehr moderat. Ab 1400 UTC setzen im Entstehungsgebiet des MCS stärkere Vertikalbewegungen

von bis zu 5 Pa s^{-1} ein. Mit Einsetzen des Niederschlag um 1500 UTC verstärken sich die Vertikalbewegungen weiter. Im vorderen Bereich des Systems kommt es zu Konvergenz mit heftigen Hebungsprozessen (nicht gezeigt).

Bis 1700 UTC haben sich - wie bereits in Abb. 5.5c gezeigt - die Niederschlagszellen schnell intensiviert. Zu diesem Zeitpunkt weist der konvergente Bereich im vorderen Bereich des Systems eine linienförmige Struktur auf. Das System reicht dann von etwa 10° N bis 12° N und erreicht somit eine meridionale Ausdehnung von etwa 200 km (Abb. 5.15a). Während der konvergente Bereich im vorderen Teil des Systems eine Breite von wenigen 10 km aufweist, erstreckt sich der divergente Bereich des Systems über etwa 100 km. In diesem Bereich findet großräumiges Absinken statt. Gleichzeitig bildet sich eine Böenfront an der Vorderseite des Systems aus mit mittleren Windgeschwindigkeiten bis zu 12 m s^{-1} . Die Verlagerungsgeschwindigkeit des Systems beträgt etwa 8 m s^{-1} .

Bis 2000 UTC ist das System weiter in Richtung Westen propagiert. Gleichzeitig hat sich der konvektive Bereich des Systems verbreitert und die Windgeschwindigkeit an der Böenfront intensiviert (Abb. 5.15b). Auch der hintere, divergente Bereich des Systems hat sich innerhalb der letzten Stunden merklich verbreitert.

Mittlerweile haben vorderseitig des Systems - in der Mitte Burkina Fasos, zwischen 1° und etwa 3° W - ebenfalls Hebungsprozesse eingesetzt.

Über den nördlichen Rand gelangt das von Taylor et al. (2007) untersuchte System ins Modellgebiet. Im Nordosten des Modellgebiets herrschen bis zu diesem Zeitpunkt ebenfalls starke Vertikalgeschwindigkeiten vor.

Um 2400 UTC erreichen die ersten Niederschlagszellen Dano. Da anhand des Omegafelds zu erkennen ist, dass das System zu diesem Zeitpunkt noch östlich von Dano liegt, handelt es sich dabei um vorgelagerte Niederschlagszellen. Solche kleineren konvektiven Zellen entstehen oftmals vor MCSs, wo die starken kühlen Abwinde die vorgelagerte warme Luft hebt und so zur Ausbildung neuer Zellen führt (Roux, 1988). Die Windgeschwindigkeit an der Böenfront Systems beträgt zu diesem Zeitpunkt in 10 m über 13 m s^{-1} . Innerhalb der letzten vier Stunden hat sich das System auch weiterhin vergrößert, so dass seine meridionale Erstreckung nun vom Norden Ghanas - bei etwa 5° N - bis in die Mitte Burkina Fasos - bei etwa 13° N - reicht. Ähnliche Beobachtungen konnten auch bei Durchzug des realen Fall über Dano anhand der Satellitenbeobachtungen gemacht werden. Das System hat sich innerhalb der letzten vier Stunden um etwa 250 km in Richtung Westen verlagert, was einer Verlagerungsgeschwindigkeit von etwa 17 m s^{-1} entspricht auch dies steht in guter Übereinstimmung der Verlagerungsgeschwindigkeit des realen Systems bei Durchzug über Dano.

Auch innerhalb der nächsten Stunden verlagert sich das System mit dieser Geschwindigkeit in Richtung Westen. Bis um 0400 UTC des Folgetages ist es über dem westlichen Burkina Faso angekommen und erstreckt sich bis in den Norden

der Elfenbeinküste. Bis zu diesem Zeitpunkt hat der hintere, divergente Bereich des Systems deutlich an Breite verloren. Das Verhältnis des konvektiven Bereiches zum stratiformen Bereich hat sich deutlich verkleinert.

Zonaler Vertikalschnitt mit potentieller Temperatur und spezifischer Feuchte

Zuletzt werden anhand eines zonalen Vertikalschnittes bei 11° N die Temperatur- und Feuchteverteilung innerhalb der Atmosphäre untersucht, um festzustellen, ob die beobachteten Umverlagerungsprozesse in der Feuchte oder die Temperaturabnahme innerhalb der Grenzschicht vom COSMO-Modell simuliert werden.

Eine Stunde vor Einsetzen des Niederschlags sind im Omegafeld entlang des Vertikalschnitts im Entstehungsgebiet die stärksten Hebungen zu beobachten (Abb. 5.16a). Zu diesem Zeitpunkt reichen sie bis in eine Höhe von etwa 800 hPa. Die räumliche Verteilung der potentiellen Temperatur und der spezifischen Feuchte innerhalb der Grenzschicht weist eine nur geringe räumliche Variabilität auf (Abb. 5.16a und 5.17a).

Lediglich ganz im Westen des Modellgebiets herrschen innerhalb der Grenzschicht wärmere und trockenere Verhältnisse vor und ganz im Osten ist die Feuchte innerhalb der Grenzschicht hoch und die Temperatur geringer. Bereits bei der Diskussion der Bedingungen in der Grenzschicht hat sich gezeigt, dass es in dem Gebiet im Osten aufgrund hoher Verdunstung zu einem hohen Feuchteeintrag in die Grenzschicht und aufgrund der Verdunstungskühlung zur Abnahme der Temperatur kommt (Abb. 5.8 und 5.9). Dagegen dominiert der fühlbare Wärmestrom im Westen des Modellgebiets, so dass es dort trockener und wärmer ist als im Osten.

Bis 1800 UTC haben sich die mit dem System in Verbindung stehenden Vertikalgeschwindigkeiten im Vergleich zum Mittag auf bis zu 35 Pa s^{-1} - etwa 2.8 m s^{-1} - erhöht (Abb. 5.16b). Zudem beschränken sich die Vertikalbewegungen nicht, wie zuvor gesehen, auf die untersten 200 hPa, sondern reichen bis in eine Höhe von etwa 150 hPa. Die mit den starken Vertikalbewegungen in Verbindung stehenden Umverlagerungsprozesse sind deutlich im Feuchtefeld zu erkennen. So haben sich um 1800 UTC in den Gebieten, über die das System bis dahin hinweg gezogen ist, trockenere Luftmassen in die Grenzschicht eingemischt (Abb. 5.17b). Wie bereits anhand der Radiosondendaten beobachtet, werden die feuchteren Luftmassen in die mittlere Troposphäre gehoben und die trockeneren Luftmassen der mittleren Troposphäre werden in die Grenzschicht gemischt. Rückseitig des Systems ist zudem die bereits beobachtete Temperaturabnahme von mehreren Kelvin zu beobachten und

5 Modellierung mit COSMO

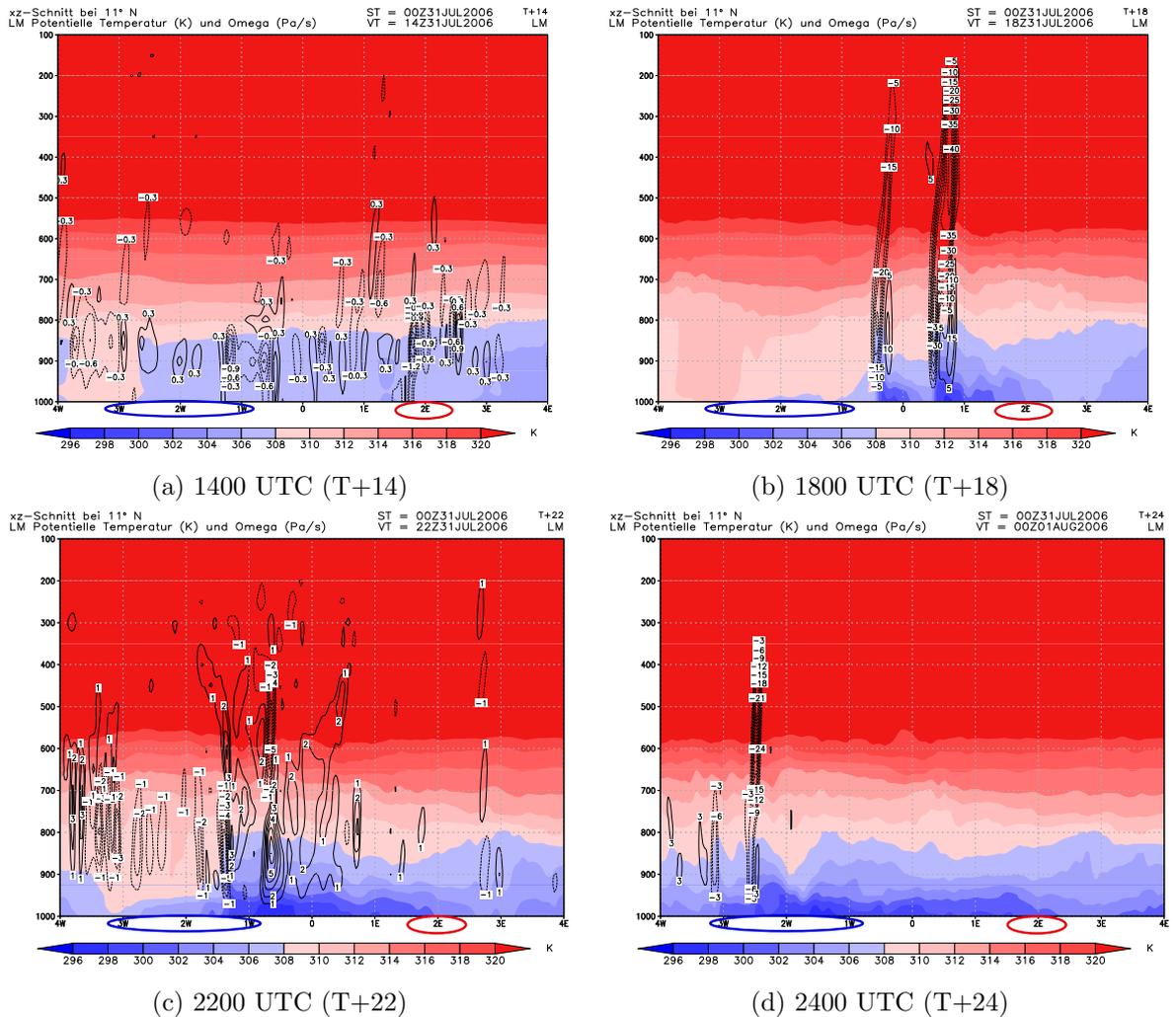


Abbildung 5.16: Zonaler Vertikalschnitt der potentiellen Temperatur (farbig) und der Vertikalgeschwindigkeit Omega (durchgezogene Linien: Absinken, gestrichelte Linien: Aufsteigen) für den 31. Juli 2006 bei 11°N:

(a) 1400 UTC (b) 1800 UTC (c) 2200 UTC (d) 2400 UTC

Das Entstehungsgebiet ist durch die rote Ellipse gekennzeichnet, im blauen Bereich fällt fast kein Niederschlag.

vorderseitig fließt bodennah Kaltluft aus.

Gegen 2200 UTC ist das System schließlich im Bereich mit niedriger Bodenfeuchte angekommen. Im Omegafeld ist zu erkennen, dass sich die Vertikalgeschwindigkeiten deutlich abgeschwächt haben (Abb. 5.16c). So finden über diesem Gebiet lediglich Hebungsprozesse mit einer Geschwindigkeit bis zu 5 Pa s^{-1} statt.

Dagegen kann sich das System nach Durchzug über das trockenere, sandige Gebiet

5.2 Die Simulation des MCS vom 31. Juli 2006

wieder reintensivieren, so dass die Aufwinde um 2400 UTC wieder bis zu 24 Pa s^{-1} - etwa 2 m s^{-1} - erreichen. Das Feuchtefeld ist durch die starken Hebungsprozesse vollkommen modifiziert und die Auswirkungen in der Atmosphäre sind auch zwischen 1° W und 1° O noch deutlich zu identifizieren (Abb. 5.17d).

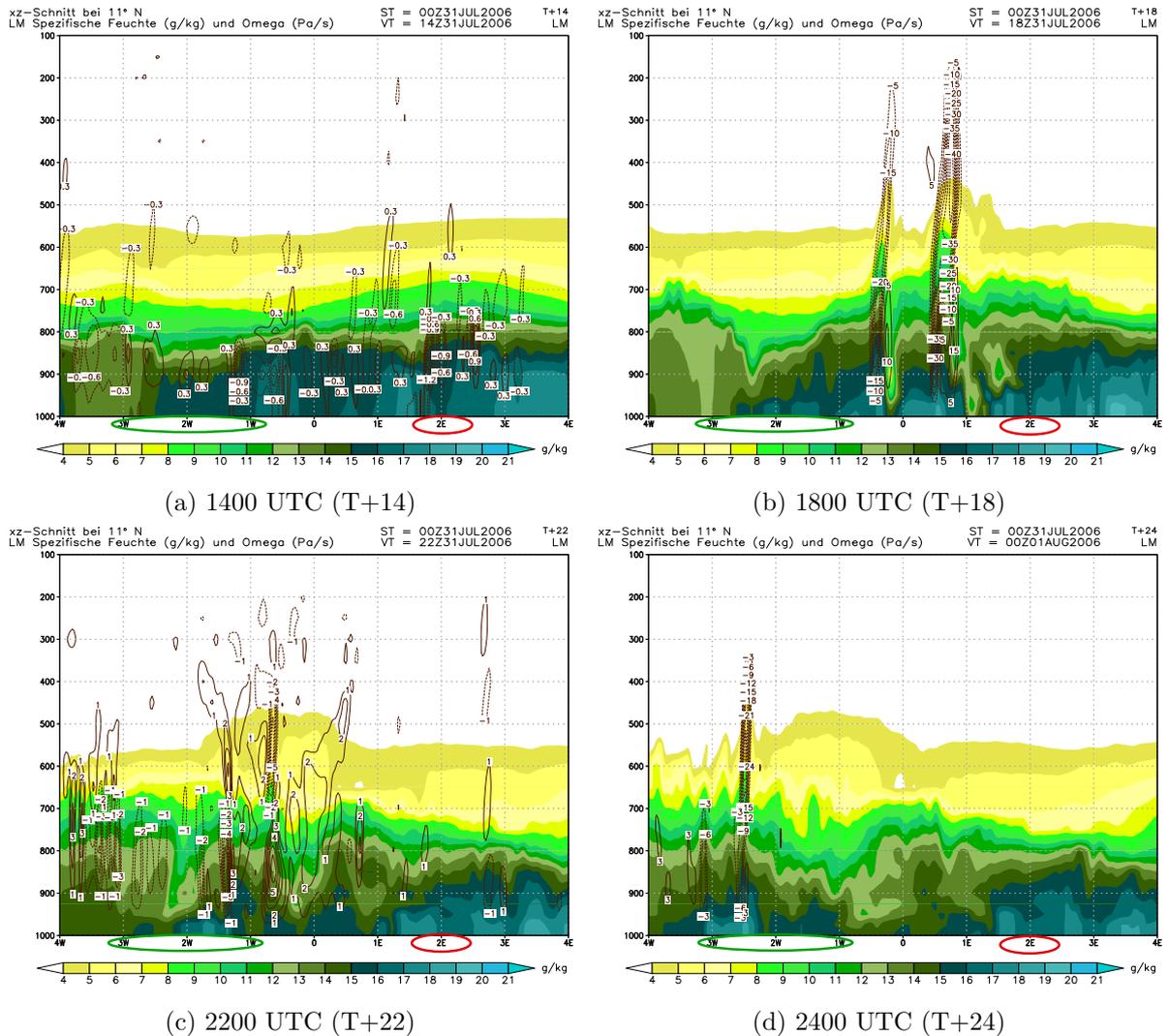


Abbildung 5.17: Zonaler Vertikalschnitt der spezifischen Feuchte (farbig) und der Vertikalgeschwindigkeit Omega (durchgezogene Linien: Absinken, gestrichelte Linien: Aufsteigen) für den 31. Juli 2006 bei 11°N :
 (a) 1400 UTC (b) 1800 UTC (c) 2200 UTC (d) 2400 UTC
 Das Entstehungsgebiet ist durch die rote Ellipse gekennzeichnet, im grünen Bereich fällt fast kein Niederschlag.

6 Zusammenfassung

Mesoskalige konvektive Systeme tragen in Westafrika, vor allem in der Sahelregion und dem Sudan, zum Großteil des Gesamtniederschlags bei und stellen somit ein wichtiges Glied im Wasserkreislauf dar. Die Prozesse, die zur Bildung dieser Systeme führen, sind jedoch noch nicht vollständig verstanden.

Für die numerischen Wettervorhersagemodelle stellt die Vorhersage der Systeme zudem immer noch eine große Herausforderung dar.

Anhand neuer Datensätze, die während der Monsunphase im Sommer 2006 in Westafrika im Raum Dano - bei rund 11° N und 3° W - vom IMK Karlsruhe an zwei Messstationen erhoben wurden, wurde in dieser Arbeit das präkonvektive Umfeld dreier MCSs, welches sowohl die bodennahe Luftschicht und die Grenzschichtstruktur, als auch die freie Atmosphäre beinhaltet, analysiert. Zudem wurden die Auswirkungen der MCSs auf die Atmosphäre untersucht, wobei auch von Interesse war, wie lange die Auswirkungen in der Atmosphäre sichtbar sind, bzw. wieviel Zeit die Atmosphäre für die Regeneration braucht.

Bei den untersuchten Fällen ist das präkonvektive Umfeld an den Stationen in den untersten Schichten von der feuchteren, west- bis südwestlichen Monsunströmung beeinflusst. Zwischen der trockeneren SAL, die sich in der mittleren Troposphäre befindet, befindet sich eine Art Zwischenschicht, in der der Wind langsam auf die in der SAL vorherrschenden nordöstlichen bis östlichen Richtungen dreht. Innerhalb der SAL ist der AEJ existent und darüber schließt sich die - durch sehr trockene Luftmassen charakterisierte - freie Troposphäre an.

Aufgrund der feuchten Luftmassen in Bodennähe und den darüber liegenden trockeneren Luftmassen der SAL besteht eine Differenz der äquivalentpotentiellen Temperatur zwischen der Grenzschicht und der mittleren Troposphäre, die für die Ausbildung starker Abwinde von essentieller Bedeutung ist und sich auch durch vorhandenes Konvektionspotential in den Konvektionsindizes widerspiegelt.

Die Existenz des AEJ in der mittleren Troposphäre und die damit verbundene starke Windscherung unterhalb des Jets stellen zudem günstige Bedingungen für die Ausbildung von MCSs dar (Rowell und Milford, 1993).

Die Durchzüge der Systeme an den Stationen führen zur unmittelbaren Modifikation des gesamten präkonvektiven Umfelds.

So kommt es mit Ankunft des Systems zum Einsetzen von konvektivem Niederschlag. Aufgrund der Verdunstung des Niederschlags innerhalb der trockenen SAL bilden sich starke Abwinde aus, die zur Ausbildung einer Böenfront und zu einer starken Temperaturabnahme innerhalb der gesamten Grenzschicht führen. Sie ist auch im Wesentlichen für den am Boden beobachteten Druckfall verantwortlich. Innerhalb der Grenzschicht dreht der Wind bei Durchzug des Systems von west-, südwestlichen Richtungen auf Ost, während sich der AEJ in der mittleren Troposphäre abschwächt oder sogar ganz auflöst. Die im vorderen Bereich des Systems auftretenden starken Vertikalbewegungen führen zu markanten Umverteilungsprozesse in der Feuchte, durch die die zuvor stark ausgeprägte Temperaturdifferenz zwischen der Grenzschicht und der mittleren Troposphäre weitestgehend abgebaut wird.

Während die Temperatur nach Durchzug des Systems innerhalb der Grenzschicht schnell wieder ansteigen kann, sind die Umverlagerungen in der spezifischen Feuchte auch mehrere Stunden nach Durchzug des Systems weiterhin existent. Die damit verbundene niedrige latente Instabilität ist demnach auch am folgenden Tag nach Durchzug des Systems noch zu beobachten. Auch die Monsunströmung kann sich nicht, wie die Bodendaten zeigen, in allen Fällen gleich nach Durchzug des Systems wieder an der Station etablieren.

Der konvektive Niederschlag führt zudem zur Ausbildung von Bodenfeuchtemustern mit feuchten und trockenen Gebieten, an denen es zur Ausbildung mesoskaliger Zirkulationen kommen kann. Sie können über bestimmten Gebieten für die Ausbildung von Konvektion förderlich, über anderen Gebieten jedoch konvektionshemmend sein (Taylor et al., 2007).

Bei der Auswertung eines Modelllaufs, der mit dem COSMO-Modell unter Verwendung von EZMW-Antriebsdaten für einen der drei Fälle gemacht wurde, stand deshalb der Einfluss der Bodeneigenschaften - wie z.B. die Bodenart und die Bodenfeuchte - auf die MCS-Entwicklung und die Modifikation des Systems im Vordergrund.

Für den untersuchten Fall spielt die Variation der Bodenfeuchte und -art eine entscheidende Rolle bei der Auslösung und Modifikation des Systems. So liegt das Entstehungsgebiet in einem Gebiet, in dem große räumliche Unterschiede in der Bodenart existieren, die sich über die hydrologischen bzw. bodenphysikalischen Eigenschaften auf die Bodenfeuchte auswirken. Die Auslösung der Konvektion findet dabei in etwa dem Gebiet statt, in dem in den Satellitenbeobachtungen eine Reintensivierung des konvektiven Systems zu beobachten war, jedoch zu einem späteren

Zeitpunkt.

Desweiteren ist in der Simulation zu beobachten, dass sich das System beim Überströmen von Gebieten mit unterschiedlicher Bodenfeuchte modifiziert, was in guter Übereinstimmung mit Erkenntnissen von Taylor und Ellis (2006) steht. So kommt es am Übergang von einem Gebiet mit höherer zu niedriger Bodenfeuchte - von tonigem zu sandigem Boden - zur Modifikation des Systems. Über dem sandigen Gebiet, welches eine zonale Erstreckung von etwa 200 km und eine meridionale Erstreckung von 300 km aufweist, wird der Niederschlag unterdrückt, obgleich sich die CAPE- und LI- Werte nicht wesentlich von den anderen Gebieten unterscheiden. Die CIN deutet jedoch in diesem Gebiet auf eine höhere konvektive Unterdrückung und der KO-Index auf eine geringere potentielle Instabilität im niederschlagsfreien Gebiet.

Beim Überströmen von den trockeneren auf wieder feuchtere Verhältnisse kann sich das System reintensivieren.

Die Auswirkungen der MCSs auf die Troposphäre und die beobachteten Charakteristika - wie z. B. die Ausbildung der Böenfront oder die typischen Vertikalbewegungen in einem MCS mit starker Konvergenz im Bereich der Böenfront und großräumigem Absinken im hinteren Teil des Systems - werden richtig vom Modell simuliert. Auch die signifikanten Umverteilungsprozesse in der spezifischen Feuchte und die Effekte in der Temperatur - wie z. B. das bodennahe Ausfließen kalter Luft - konnten ebenfalls im Modell beobachtet werden.

Es lässt sich sagen, dass die anhand der Messdaten gewonnenen Erkenntnisse bezüglich des präkonvektiven Umfeldes und den mit den Systemen verbundenen Auswirkungen auf die gesamte Troposphäre in guter Übereinstimmung mit bisherigen Untersuchungen (so z. B. Redelsperger et al. (2002), Chong und Hauser (1989), Parker et al. (2004), Roux (1988)) stehen. Die beobachteten Charakteristika wurden zudem zufriedenstellend vom COSMO-Modell simuliert.

Literaturverzeichnis

- AMMA-Homepage, 2007. www.amma-international.org, Stand: Dez. 2007.
- AMSR-Homepage, 2007. http://sharaku.eorc.jaxa.jp/AMSR/index_e.htm, Stand: Dez. 2007.
- Apagaus, M., 2006. Overview and strategy on LM Physics. *28th EWGLAM and 13th SRNWP Meeting, 9. bis 12. Oktober 2006, Zürich.*
- Beer, T., 1975. *Atmospheric Waves*. Adam Hilger, London, 300 Seiten.
- Berry, G. J. und C. Thorncroft, 2004. Case Study of an Intense African Easterly Wave. *Monthly Weather Review*, **133**, 752–766.
- Blanchard, D., 1998. Assessing the Vertical Distribution of Convective Available Potential Energy. *Weather and Forecasting*, **13**, 870–877.
- Bolton, D., 1984. Generation and propagation of African squall lines. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **110**, 695–721.
- Carlson, T. N., 1969. Synoptic histories of three African disturbances that developed into Atlantic hurricanes. *Monthly Weather Review*, **97**, 256–276.
- Chong, M., P. Amayenc, G. Scialom und J. Testud, 1987. A tropical squall line observed during the COPT 81 experiment in West Africa. Part I: Kinematic structure inferred from Dual-Doppler radar. *Monthly Weather Review*, **115**, 670–694.
- Chong, M. und D. Hauser, 1989. A tropical squall line observed during the COPT 81 Experiment in West Africa. Part II: Water Budget. *Monthly Weather Review*, **117**, 728–744.
- COSMO-Homepage, 2007. www.cosmo-model.org, Stand: Nov. 2007.
- D’Amato, N. und T. Lebel, 1998. On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. *Int. J. Climatol.*, **18**, 955–974.

- Doms, G., J. Förster, E. Heise, H.-J. Herzog, M. Raschendorfer, R. Schrodin, T. Reinhardt und G. Vogel, 2005. A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM, Part II: Physical Parametrization. *Deutscher Wetterdienst*.
- Doms, G. und U. Schättler, 2002. A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM, Part I: Dynamics and Numerics. *Deutscher Wetterdienst*.
- Doswell, C., 1987. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea. Forecasting*, **2**, 3–16.
- Doswell, C. A. und E. N. Rasmussen, 1994. The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations. *Wea. Forecasting*, **9**, 625–629.
- Dunion, J. P. und C. S. Velden, 2004. The impact of the Saharan Air Layer on the Atlantic Tropical Cyclone Activity. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **85**, 353–365.
- DWD, 1996–2008. Wetterlexikon des Deutschen Wetterdienstes. www.dwd.de/lexikon, Stand: Jan. 2008.
- Emanuel, K., 1994. Atmospheric Convection, Oxford Univ. Press. *Nat. Hazard Earth Sys. Sci.*, **7**, 327–342.
- F. P. Colby, J., 1984. Convective inhibition as a predictor of convection during AVE-SESAME II. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2239–2252.
- Fink, A. H., 2006. Das Westafrikanische Monsunsystem. *promet*, **Jahrgang 32, Heft 3/4**, 114–122.
- Galway, J. G., 1956. The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Society*, **37**, 528–529.
- Gantner, L., N. Kalthoff und M. Kohler, 2007. Numerical modelling of the interaction of soil moisture patterns with planetary boundary layer features and convection. *African Monsoon Multidisciplinary Analyses, 2nd International Conference Abstracts, 26. bis 30. November, Karlsruhe*, 100–101.
- Grist, J. P., S. E. Nicholson und A. I. Barcilon, 2002. Easterly Waves over Africa. Part II: Observed and Modeled Contrasts between Wet and Dry Years. *Monthly Weather Review*, **130**, 212–225.
- Guichard, F., C. Peugeot, O. Bock, J.-L. Redelsperger, N. Asencio, A. Boone, F. Chopin, X. Cui, M. Gravert, S. Jones, J. P. Lafore, B. Lamprey, K. Ramage, E. Orlandi und J. Sander, 2007. Mesoscale simulations of MCSs: intercomparison of precipitation and surface evapotranspiration fields for the 27–28 August 2005 case study. *African Monsoon Multidisciplinary Analyses, 2nd International Conference Abstracts, 26. bis 30. November, Karlsruhe*, 117–118.

- Hastenrath, S., 1985. *Climate and Circulations of the Tropics*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 455 Seiten.
- Heise, E., 2002. Parametrisierungen. *promet*, **Jahrgang 27, Nr. 3/4**, 130–141.
- Houze, R. A. J., S. A. Rutledge, M. I. Biggerstaff und B. F. Smull, 1989. Interpretation of Doppler weather-radar displays in midlatitude mesoscale convective systems. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **70**, 608–619.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, D. T. Bolvin, G. Gu, E. J. Nelkin, Y. Hong, D. B. Wolff, K. P. Bowman und E. F. Stocker, 2007. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*, **8**, 38–55.
- Ilesamni, O. O., 1969. A study of Nigerian rainfall pattern from the viewpoint of precipitation dynamics. *Doktorarbeit, Universität of Wisconsin*, 170 Seiten.
- Ilesamni, O. O., 1971. An Empirical Formulation of an ITD Rainfall Model for the Topics: A case study of Nigeria. *Journal of Applied Meteorology*, **10**, 882–891.
- Kain, J. S. und J. M. Fritsch, 1993. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models. *Meteorol. Monogr.*, **24**, 165–170.
- Kalthoff, N., J. Schwendike und M. Kohler, 2007a. Der Einfluss mesoskaliger konvektiver Systeme auf die Grenzschichtstruktur in Westafrika. *DACH Tagung, 10. bis 14. September, Hamburg*.
- Kalthoff, N., J. Schwendike und M. Kohler, 2007b. The impact of Mesoscale Convective Systems on the atmospheric boundary layer during the preonset phase of the West African Monsoon in 2006. *African Monsoon Multidisciplinary Analyses, 2nd International Conference Abstracts, 26. bis 30. November, Karlsruhe*, 325.
- Kane, M. D., 2007. Activities at ACMAD, The African Centre of Meteorological Applications for Development. *Sahel Conference 2007, 2. bis 6. April, Ouagadougou*.
- Karyampudi, V. M., S. P. Palm, J. A. Reagen, H. Fary, W. B. Grant, R. M. Hoff, C. Marlin, H. F. Pierce, O. Torres, E. V. Browell und S. H. Melfi, 1999. Valid of the Saharan dust plume conceptual model using Lidar, Meteosat and ECMWF data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **7**, 1045–1074.
- Kessler, E., 1969. On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations. *Meteorol. Monogr.*, **10**.

- Knutsvig, R., 2008. <http://www.geocities.com/weatherguyry/swx2.html>, Stand: Feb. 2008.
- Kohler, M., K. Preko, N. Kalthoff, L. Gantner und G. Schädler, 2007. Soil moisture variability and the impact of soil moisture on the energy balance and PBL structure. *African Monsoon Multidisciplinary Analyses, 2nd International Conference Abstracts, 26. bis 30. November, Karlsruhe*, 117–118.
- Kunz, M., 2007. The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Nat. Hazard Earth Sys. Sci.*, **7**, 327–342.
- Lafore, J.-P., Z. Mumba, P. Chapelet, N. Chapelon, M. Dufresne, R. Agbabu, A. Abdoul-Aziz, H. Hamidou, N. Asencio, F. Couvreux, M. Nuret und A. Garba, 2006. Forecasting Activities during the SOP - The West Africa Synthetic Analysis WASA/F approach. *SOP Debriefing and Preparation of Process Studies, 6. bis 10. November 2006, Toulouse*.
- Lafore, J.-P., J.-L. Redelsperger und G. Jauber, 1988. Comparison between a three-dimensional simulation and Doppler radar data of a tropical squall line: transport of mass, momentum, heat and moisture. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **45**, 3483–3500.
- Leroux, M., 1983. *Le climat de l’Afrique tropicale*. Editions Champion, Paris, 633 Seiten.
- López, L., E. García-Ortega und J. L. Sánchez, 2007. A short-term forecast model for hail. *Atmospheric Research*, **83**, 176–184.
- Maddox, R., 1980. Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **61**, 1374–1387.
- McNulty, R. P., 1995. Severe and convective weather: A central region forecasting challenge. *Wea. Forecasting*, **10**, 187–202.
- Mellor, G. L. und T. Yamada, 1974. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791–1806.
- NASA-Homepage, 2007. <http://aqua.nasa.gov/>, Stand: Dez. 2007.
- Parker, D. J., C. D. Thorncroft, R. R. Burton und A. Diongue-Niang, 2004. Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET2000 experiment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 1461–1482.
- Peters, M., 1988. Niederschlagsstrukturen im Sahel und Folgerungen für die Paläosynoptik. *Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover*, **35**.

- 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. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128**, 1229–1257.
- Ritter, B. und J.-F. Geleyn, 1992. A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 303–325.
- Roux, F., 1988. The West African Squall Line Observed on 23 June 1981 during COPT 81: Kinematics and Thermodynamics of the Convective Region. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **45**, 406–426.
- Rowell, D. P. und J. R. Milford, 1993. On the generation of African squall lines. *Journal of Climate*, **6**, 1181–1193.
- Tamasini, M., J.-P. Lafore, C. Piriou, R. Roca, K. Ramage, H. Laurent, C. Morel und S. Senesi, 2006. ATLAS on a climatology of West African Mesoscale Convective Systems. www.aoc.amma-international.org/archive/observation/mcstracking/.
- Taylor, C. M. und R. J. Ellis, 2006. Satellite detection of soil moisture impacts on convection at the mesoscale. *Geophysical Research Letters*, **33**, L03404.
- Taylor, C. M., M. Gravert, P. P. Harris und D. J. Parker, 2007. Impact of soil moisture on the development of a major convective storm: a case study from the AMMA Special Observing Period. *African Monsoon Multidisciplinary Analyses, 2nd International Conference Abstracts, 26. bis 30. November, Karlsruhe*, 118–119.
- Taylor, C. M. und T. Lebel, 1998. Observational evidence of persistent convective-scale rainfall patterns. *Monthly Weather Review*, **126**, 1597–1607.
- Taylor, C. M., D. J. Parker und P. P. Harris, 2007. An observational study of mesoscale atmospheric circulations induced by soil moisture. *Geophysical Research Letters*, **34**, L15801.
- Tetzlaff, G., M. Peters und L. J. Adams, 1985. Meteorologische Aspekte der Sahel-Problematik. *Die Erde*, **116**, 109–120.
- Thorncroft, C. D. und M. Blackburn, 1999. Maintenance of the African easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **125**, 763–786.
- Tiedtke, M., 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parametrization in largescale models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779–1800.

Weisman, M. und J. Klemp, 1982. The Dependence of Numerically Simulated Convective Storms on Vertical Wind Shear and Buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504–520.

Danksagung

Zum Schluss möchte ich mich bei allen herzlich bedanken, die mir diese Arbeit ermöglicht haben. Zuallererst geht deshalb ein großes Dankeschön an Herr Prof. Dr. Kottmeier für das Ermöglichen der Arbeit. Ebenso danke ich Frau Prof. Dr. Jones für die Übernahme des Koreferats.

Ein ganz besonderer Dank soll an dieser Stelle an meinen Betreuer Dr. Norbert Kalthoff gehen, der mir viele Stunden seiner kostbaren Zeit opferte und immer ein offenes Ohr für Diskussionen und Fragen hatte. Ein weiteres großes Danke geht an Leo Gantner für die geduldige Einweisung in das COSMO-Modell, die Beschaffung der Daten und die Diskussionsbereitschaft. Bei Martin Kohler bedanke ich mich für die Bereitstellung der AMSR-E Daten und für andere nützliche Tipps.

Ein weiteres Dankeschön geht auch an Gerhard Brückel für die Unterstützung bei Computerproblemen. Bei Frau Birnmeier möchte ich mich recht herzlich für hilfsbereite Auskünfte und ein stetiges Lächeln auf den Lippen bedanken. Meinen „Mit-Diplomanden“ sei an dieser Stelle für die lustige Atmosphäre im Diplomandenraum gedankt. Ganz besonders möchte ich mich auch bei Peggy bedanken, die mich durch die Höhen und Tiefen des Studiums begleitet und zu den sonnigen Seiten des Studiums beigetragen hat. Dafür auch ein Danke an Simon.

Last but no least möchte ich allen Korrekturlesern dieser Arbeit meinen Dank für die geopferte Zeit entgegen bringen. Meinen Eltern gilt an dieser Stelle ein großer Dank für die finanzielle Unterstützung ohne die dieses Studium nicht möglich gewesen wäre. Zudem möchte ich mich bei ihnen für den entgegengebrachten Stolz bedanken. Danke auch an meinen Freund Philipp, der mich während meines gesamten Studiums unterstützt und immer an mich geglaubt hat. Er hat mir vor allem in der letzten Phase dieser Arbeit Kraft und Durchhaltevermögen gegeben. Danke für diese bedingungslose, unglaublich hilfreiche und liebevolle Unterstützung. Das letzte Dankeschön geht an mein Schwesterherz und meine großen Brüder, sowie alle Freunde, die mich während meines Studiums begleitet und motiviert haben.

Erklärung

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

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

Karlsruhe, den 14. März 2008

Meike Truckenmüller