

AUSLÖSEBEDINGUNGEN UND TAGESZEITLICHE
ENTWICKLUNG VON KONVEKTION
WÄHREND DES
WESTAFRIKANISCHEN MONSUNS 2006

DIPLOMARBEIT

VORGELEGT VON

PEGGY HOFHEINZ

MÄRZ 2008

Referent: Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Koreferentin: Prof. Dr. Sarah Jones



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

Inhaltsverzeichnis

1	Motivation	1
2	Das AMMA - Projekt	5
3	Das Westafrikanische Monsunsystem	9
3.1	Der Westafrikanische Monsun	9
3.2	„Der African Easterly Jet“ und die „African Easterly Waves“	10
3.3	„Der Tropical Easterly Jet“	13
3.4	Die atmosphärische Grenzschicht	13
3.5	Konvektion	17
4	Bodennahe Prozesse und Grenzschichtentwicklung	23
4.1	Wahl des Untersuchungszeitraums	23
4.2	Überblick über den Zeitraum 3. - 7. August 2006	24
4.3	Bowenverhältnis und Bodenfeuchte	26
4.4	Grenzschichthöhen	29
4.5	Feuchte- und Temperaturänderungen in der Grenzschicht	31
4.6	Konvektionsindizes	34
5	Synoptische Analyse des Zeitraums 3. - 7. August 2006	39
5.1	Vorbemerkungen	39
5.2	Die synoptische Situation am 3. August 2006	41
5.3	Die synoptische Situation am 4. und 5. August 2006	45
5.4	Die synoptische Situation am 6. August 2006	49
5.5	Die synoptische Situation am 7. August 2006	53
5.6	Auswahl des Tages zur Simulation mit dem COSMO Model	58

6 Die synoptische Situation anhand von ECMWF und GME Daten	61
6.1 ECMWF Daten vom 7. August 2006	61
6.2 GME Daten vom 7. August 2006	66
6.3 Wahl der Antriebsdaten zur Simulation mit dem COSMO Modell	70
7 Das COSMO-Modell 4.0	73
7.1 Allgemeine Bemerkungen	73
7.2 Das Boden- und Vegetationsmodell TERRA	76
8 Simulation des 7. August 2006 mit dem COSMO Modell	81
8.1 Auswertung der Modellsimulation für den 7. August 2006	81
8.2 Zonaler Schnitt entlang 11.4 °Nord	90
9 Zusammenfassung	101
Literaturverzeichnis	105

Abbildungsverzeichnis

2.1	Satellitenbild des nördlichen Afrika und Karte von Westafrika	6
3.1	Potentielle und äquivalent-potentielle Temperatur (°C) in der Grenzschicht	11
3.2	Meridionalschnitt von 0 bis 30 °Nord	12
3.3	Entstehungsort und Propagation von drei konvektiven Zellen	15
4.1	Zeitreihen der Temperatur, der relativen und spezifischen Feuchte, Wind und Windrichtung in Bodennähe sowie des Niederschlags aus Messdaten in Dano vom 3. - 7. August 2006	25
4.2	Bowenverhältnis, Bodenfeuchte und Niederschlag während der SOP1 und der SOP2	27
4.3	Tagesmaxima der Grenzschichthöhe während der SOP1 und SOP2	30
4.4	Tagesgang der potentiellen Temperatur am 3., 6. und 7. August 2006	31
4.5	Feuchte- und Temperaturänderung in der Grenzschicht am 3. August 2006	32
4.6	Feuchte- und Temperaturänderung in der Grenzschicht am 6. August 2006	33
4.7	Feuchte- und Temperaturänderung in der Grenzschicht am 7. August 2006	34
4.8	Konvektionsindizes vom 3. bis 7. August 2006	35
4.9	CAPE und CIN während der SOP1 und SOP2	36
4.10	„Lifted Index“ und „Cap“ während der SOP1 und SOP2	37
5.1	Synoptische Situation in der WASA am 3. August	42
5.2	Radiosondenmessungen über Dano am 3. August 2006	43
5.3	Satellitenbilder des IR Kanals am 3. August	44
5.4	24 Stunden akkumulierter Niederschlag und Bodenfeuchte am 3. August 2006 . .	44
5.5	Synoptische Situation in der WASA am 4. und 5. August	46
5.6	Satellitenbilder des IR Kanals am 4. und 5. August	47
5.7	24 Stunden akkumulierter Niederschlag und Bodenfeuchte am 4. und 5. August 2006	48

5.8	Radiosondenmessungen über Dano am 4. und 5. August 2006	49
5.9	Synoptische Situation in der WASA am 6. August	50
5.10	Satellitenbilder des IR Kanals am 6. August	51
5.11	24 Stunden akkumulierter Niederschlag und Bodenfeuchte am 6. August 2006 . .	52
5.12	Radiosondenmessungen über Dano am 6. August 2006	52
5.13	Synoptische Situation in der WASA am 7. August	54
5.14	Satellitenbilder des IR Kanals am 7. August	55
5.15	24 Stunden akkumulierter Niederschlag und Bodenfeuchte am 7. August 2006 . .	56
5.16	Radiosondenmessungen über Dano am 7. August 2006	57
6.1	Lage des AEJ, des TEJ und der ITD aus ECMWF Daten am 7. August 2006. . .	62
6.2	Vertikalschnitt der Windgeschwindigkeit vom Äquator bis 20 °Nord an verschie- denen Längengraden am 7. August aus ECMWF Daten	63
6.3	Spezifische Feuchte, Windgeschwindigkeit- und richtung in 925 hPa und 850 hPa aus ECMWF Daten am 7. August 2006	64
6.4	24 Stunden akkumulierter Niederschlag und Bodenfeuchte aus ECMWF Daten am 7. August 2006	65
6.5	Lage des AEJ, des TEJ und der ITD aus GME Daten am 7. August 2006.	67
6.6	Windgeschwindigkeit und Windrichtung in 700 hPa aus GME Daten am 7. August 2006	67
6.7	Spezifische Feuchte, Windgeschwindigkeit und -richtung in 925 hPa und 850 hPa aus GME Daten am 7. August 2006	68
6.8	24 Stunden akkumulierter Niederschlag und Bodenfeuchte aus GME Daten am 7. August 2006	70
7.1	Gitterboxvolumen im Arakawa - C / Lorenz Gitter	75
7.2	Hydrologische Prozesse im TERRA Bodenmodell	77
8.1	Spezifische Feuchte, potentielle Temperatur und Windvektoren in 925 hPa im COSMO Modell	82
8.2	Spezifische Feuchte, potentielle Temperatur und Windvektoren in 2 m Höhe im COSMO Modell	83
8.3	Bodenfeuchte und Bodenart im COSMO Modell	83
8.4	Mittlerer latenter und fühlbarer Wärmestrom im COSMO Modell	85
8.5	Oberflächentemperatur im COSMO Modell	86

8.6	Obergrenze der Schicht trockener Konvektion im COSMO Modell	86
8.7	KO-Index im COSMO Modell	87
8.8	Zeitlich gemittelte Vertikalgeschwindigkeit in 925 hPa und 850 hPa	88
8.9	24 Stunden akkumulierter Niederschlag im COSMO Modell	88
8.10	Tagessummen des Niederschlag in Verbindung mit der Oberflächentemperatur, dem KO-Index, der zeitlich gemittelten Vertikalgeschwindigkeit in 850 hPa und der Bodenart im COSMO Modell	89
8.11	Untersuchungspositionen in Verbindung mit Bodenfeuchte, Oberflächentempera- tur, Bodenart und Geometrische Höhe	90
8.12	CAPE und Lifted Index, spezifische Feuchte und potentielle Temperatur im un- tersten Modellniveau bei 11.4 °Nord / 2 °West	91
8.13	Vertikalschnitt der Feuchte mit der Vertikalgeschwindigkeit entlang 11.4 °Nord von 4 °West bis 4 °Ost	92
8.14	CAPE und Lifted Index, spezifische Feuchte und potentielle Temperatur im un- tersten Modellniveau bei 11.4 °Nord / 0.7 °West	93
8.15	CAPE und Lifted Index, spezifische Feuchte und potentielle Temperatur im un- tersten Modellniveau bei 11.4 °Nord / 0.4 °West	94
8.16	CAPE und Lifted Index, spezifische Feuchte und potentielle Temperatur im un- tersten Modellniveau bei 11.4 °Nord / 1 °Ost	95
8.17	CAPE und Lifted Index, spezifische Feuchte und potentielle Temperatur im un- tersten Modellniveau bei 11.4 °Nord / 2.5 °Ost	96
8.18	Bodenart und Bodenfeuchte jeweils mit spezifischer Feuchte und Temperatur im untersten Modellniveau, mit dem latenten und fühlbaren Wärmestrom entlang des zonalen Schnitts bei 11.4 °Nord	98

Tabellenverzeichnis

7.1	Hydraulische und thermische Parameter im COSMO Modell	78
-----	---	----

Kapitel 1

Motivation

In der Sahelzone in Westafrika stehen Niederschläge mit der Wanderung der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) in Verbindung und sind im Wesentlichen auf die Regenzeit beschränkt. Die ITCZ erreicht im August ihre nördlichste Position bei etwa 11 °Nord (Fink, 2006). Die Niederschläge werden in der Sahelzone zu 80 - 90 % durch konvektive Systeme verursacht (Mathon et al., 2002; Fink, 2006). Die Skala der Konvektion reicht dabei von lokal geprägten Systemen, die eine Ausdehnung von einigen Dekakilometern und eine Lebenszeit von einigen Stunden aufweisen, zu sogenannten mesoskaligen konvektiven Systemen (MCS), die einige hundert Kilometer Durchmesser haben und über mehrere Tage bestehen bleiben können. Für die gesamte Skala der Konvektion gilt, dass die Auslösung und Modifikation von verschiedenen Faktoren abhängt, wie dem Boden- und Grenzschichtzustand sowie den großräumigen Bedingungen. Dieser Zusammenhang wird bisher weder vollständig verstanden noch wird er durch Modelle zufriedenstellend simuliert. Dies gilt insbesondere für die Region Westafrikas, da es an einer geeigneten Messnetzdicke fehlt, um diese Wissenslücke zu schließen.

Die oben genannten Bedingungen beeinflussen aber nicht nur die Konvektion, sondern die konvektiven Systeme verändern auch den Zustand der Atmosphäre, d.h. zwischen der Konvektion, dem Boden und der Grenzschicht bestehen starke Rückkopplungseffekte. Der mit den konvektiven Systemen verbundene Niederschlag führt zu Änderungen in der Bodenfeuchte und es entstehen Bodenfeuchtemuster mit mesoskaligen Ausdehnungen. Damit verbunden sind räumliche Änderungen in den Oberflächeneigenschaften wie der Albedo, dem Emissionsvermögen und der Energiebilanz. Diese beeinflussen wiederum den Zustand und die Höhe der Grenzschicht. Daraus resultiert, dass auch die Konvektionskenngrößen, die vom Zustand der Grenzschicht abhängen, räumliche Unterschiede aufweisen. Somit ist auch ein Einfluss auf die Konvektion zu erwarten. Diese Zusammenhänge werden durch Beobachtungen (Taylor und Ellis, 2006; Taylor et al.,

2007; Rabin et al., 1990; Anthes, 1984) und durch numerische Modellierung gestützt (Clark et al., 2004; Schaedler, 1990). Alle diese Untersuchungen zeigen, dass die konvektive Entwicklung sehr sensitiv auf die Bodenfeuchte reagiert. Nach Taylor und Ellis (2006) sind es mesoskalige Bodenfeuchtgradienten, welche zu einer Erhöhung der konvektiven Tätigkeit über trockenerem Boden führen.

Um die Vorhersagbarkeit konvektiver Systeme für Westafrika zu verbessern, wurde im Sommer 2006 das Messprogramm AMMA (Afrikanischer Monsun: Multidisziplinäre Analysen) durchgeführt, an dem auch das Institut für Meteorologie und Klimaforschung während zweier Intensivmesskampagnen teilgenommen hat. Im Rahmen dieser Arbeit geht es nun darum, die o.g. Zusammenhänge zwischen Konvektion und Boden-, Grenzschicht- und Atmosphärenzustand anhand von Messdaten und Modellrechnungen zu analysieren. Ein Ziel ist es, anhand von Beobachtungsdaten aus Dano, Burkina Faso, zu untersuchen, unter welchen Bedingungen sich hochreichende Konvektion ausbildet. Insbesondere gilt es festzustellen, ob Unterschiede im präkonvektiven Umfeld von MCS und den kleinskaligeren Konvektionszellen bestehen. Dies wird anhand von Messdaten aus der Vormonsunphase (SOP1) als auch der Monsunphase (SOP2) ausgewertet. Desweiteren wird untersucht, welche Prozesse zum Aufbau und zur Änderung der latenten Instabilität beitragen. Hier wird primär der Einfluss des Bodens und der Grenzschicht analysiert (Kapitel 4).

Ein weiteres Ziel ist es, mit Hilfe des COSMO-Modells 4.0 eine Simulation durchzuführen, um festzustellen, welche synoptischen Bedingungen sowie Oberflächen- und Grenzschichteigenschaften im COSMO-Modell zur Auslösung von Konvektion führen. Damit die COSMO Simulation durchgeführt werden kann, wird ein geeigneter Antriebsdatensatz benötigt. Um diesen zu bestimmen, wurde wie folgt vorgegangen. Zunächst wurde mit Hilfe der 'West African Synthetic Analysis' (WASA) und Satellitendaten der synoptische Zustand 'objektiv' festgelegt (Kapitel 5). Danach wurde analysiert, welches der globalen Modelle, das ECMWF (Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage) oder das GME (Globalmodell des Deutschen Wetterdienstes), die Charakteristika des westafrikanischen Monsuns im Vergleich zu WASA am besten wiedergibt (Kapitel 6). Aufgrund der Schlüsselrolle der Bodenfeuchte in der Initiierung von Konvektion wird im COSMO Modell die räumliche Variation der Konvektion in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte analysiert. Es stellt sich die Frage, ob Konvektion eher über trockenen oder feuchten Gebieten ausgelöst wird.

Die Ergebnisse der Modellrechnung sind nach einer kurzen Einführung in das COSMO-Modell (Kapitel 7) in Kapitel 8 zu finden. Abschließend wird die Frage beantwortet, ob es prinzipielle Übereinstimmungen zwischen Beobachtungen und Modellierung gibt, wie zum Beispiel die

Lage der Niederschlagsgebiete in Relation zur Bodenfeuchteverteilung. Zum Schluss werden die wichtigsten Ergebnisse in Kapitel 9 noch einmal zusammengefasst.

Kapitel 2

Das AMMA - Projekt

Das Westafrikanische Monsunsystem unterliegt in den letzten Jahrzehnten einer deutlichen Variabilität. Während die Monsunphase zwischen 1950 und 1960 relativ feucht war, folgte eine deutlich trockenere Periode in den 70er und 90er Jahren. In den letzten Jahren wurden wieder einzelne feuchtere Jahre beobachtet, jedoch bleiben diese Niederschlagsmengen unter den überdurchschnittlichen Mengen der feuchten Monsunphasen (Fink, 2006). Diese klimatische Variation bleibt nicht ohne Folgen für die Wasser- und Lebensmittelressourcen sowie die öffentliche Gesundheit dieser strukturschwachen Länder und hat somit einen dramatischen Einfluss auf den Menschen. Der bedeutendste Wirtschaftsfaktor Westafrikas ist der Ackerbau, der jedoch auf genügend Niederschlag in der Regenzeit angewiesen ist. Durch diese starke Abhängigkeit ist die Region anfällig für Dürrezeiten und die Versorgung der Bevölkerung ist nicht generell gesichert. Die stetig steigende Bevölkerung und die somit steigende Nachfrage nach Rohstoffen verstärkt diese Problematik weiter (AMMA-EU Homepage, 2008).

Um die Klimavariabilität und somit die Variation im Westafrikanischen Monsun zu erforschen, wurde das Projekt 'Afrikanischer Monsun: Multidisziplinäre Analysen' (AMMA) ins Leben gerufen. Das Ziel dieses auf mehrere Jahre angelegten Forschungsprojektes in Westafrika ist, das Westafrikanische Monsunsystem auf verschiedenen Zeitskalen besser zu verstehen und darüber hinaus auch die Vorhersage des Wetters und des Klimas in Westafrika zu verbessern. Die Qualität der Wettervorhersagen und insbesondere der Niederschlagsvorhersagen liegt deutlich unter der Qualität, die in außertropischen Breiten wie z.B. in Europa erreicht wird. Zum einen liegt dies in der Komplexität des Westafrikanischen Monsunsystems begründet, das noch nicht ganz verstanden wird. Zum anderen liegt es an der geringen Dichte meteorologischer Routinemessstationen (AMMA-EU Homepage, 2008). Im Hinblick auf die Entwicklung von Konvektion wird der Einfluss der Bodenfeuchte und der Bedingungen in der Grenzschicht untersucht. Auch werden

die Wettersysteme des Afrikanischen Monsunsystems modelliert und die Wechselwirkung mit der 'Saharan Air Layer' (SAL) ergründet. Die Sahara ist eine große Quelle an Mineralstaub und Aerosolen, welche einen großen Einfluss auf den Strahlungshaushalt und das Klima, das Westafrikanische Monsunsystem und die Entwicklung von konvektiven Systemen haben. Ein weiteres Ziel ist es, die Entwicklung von tropischen Zyklonen stromab, die sich aus Störungen des 'African Easterly Jets' bilden, besser zu verstehen (AMMA-EU Homepage, 2008).

Das AMMA-Projekt ist in drei Beobachtungszeiträume gegliedert. In der 'Long term observation period' (LOP) sollen von 2002 bis 2010 langfristige Beobachtungen Aufschluss über die jährliche Variabilität des Westafrikanischen Monsuns geben. Die 'enhanced observing period' (EOP) soll als Bindeglied zwischen der LOP und der SOP fungieren und von 2005 - 2007 den jährlichen Gang der Oberflächenbeschaffenheit und der Atmosphäre untersuchen. In der 'special observing period' (SOP) werden detaillierte Messungen in unterschiedlichen Stadien der Regenzeit vorgenommen. Diese teilen sich auf in die Trockenzeit von Januar bis Februar, die Vormonsunphase vom 15. Mai bis zum 30. Juni, die Hauptmonsunzeit vom 1. Juli bis 14. August und die Spätmonsunzeit vom 15. August bis zum 15. September (AMMA-EU Homepage, 2008).



Abbildung 2.1: (a) Satellitenaufnahme von Afrika nördlich des Äquators (NASA Visible Earth Homepage, 2007). Der schwarze Kasten markiert das Untersuchungsgebiet in der synoptischen Analyse, der rote Kasten das Simulationsgebiet im COSMO Modell. (b) eine Karte von Westafrika (Google Earth Homepage, 2007) mit Ländergrenzen, markiert ist die Messstation des IMK in der Nähe von Dano.

Das IMK hat sich an der SOP1 in der Vormonsunphase vom 1. Juni bis zum 15. Juni, und an der SOP2 in der Hauptmonsunphase vom 25. Juli bis 21. August mit Messungen in Burkina Faso, in der Nähe von Dano und Bontioli (30 km südlich von Dano), beteiligt.

Die Satellitenaufnahme (NASA Visible Earth Homepage, 2007) (Abb. 2.1a) zeigt Afrika nördlich

des Äquators und stammt vom MODIS ('Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer') an Bord des NASA TERRA Satelliten. Man erkennt deutlich die immergrünen Tropen mit starker Vegetation (grüne Farben) und das weit ausgedehnte Gebiet der Sahara mit Sand und Steinen (bräunliche Farben). Dazwischen befindet sich das Untersuchungsgebiet der Sahelzone.

In der zweiten Karte (Google Earth Homepage, 2007) sind die Länder Westafrikas mit Grenzen eingezeichnet sowie die Lage von Dano markiert. Dano ist die Hauptstadt der Provinz Ioba mit ca. 10.000 Einwohnern und liegt im westlichen Teil von Burkina Faso bei $3^{\circ} 05'$ West und $11^{\circ} 10'$ Nord, 350 m über NN. Die Radiosondenaufstiege wurden auf dem Gelände der Dreyer Stiftung durchgeführt, um Profile der Temperatur, Feuchte, Windrichtung und Windgeschwindigkeit zu erhalten. Ebenfalls stand in Dano ein Sodar zur Verfügung, das Profile der Windvektoren und der Rückstreuung zwischen 50 - 400/700m über dem Boden gemessen hat. Bontioli liegt ca. 30 km südlich von Dano bei $3^{\circ} 04'$ West und $10^{\circ} 53'$ Nord, 280 m über NN. An dieser Station wurden die bodennahen Messungen vorgenommen. Meteorologische Parameter wie Temperatur und Feuchte, jeweils in einer Höhe von 1.7 m und 3.7 m, Windgeschwindigkeit und Windrichtung, Luftdruck in 50 cm über dem Boden und Niederschlag wurden erfasst. Auch wurden die Komponenten der Strahlungsbilanz und der Energiebilanz aufgenommen.

Kapitel 3

Das Westafrikanische Monsunsystem

Der westafrikanische Monsun ist nach dem australisch-asiatischen Monsun das zweite große Monsunsystem der Erde. Das Monsunsystem wird bestimmt durch das Zusammenspiel der Monsunströmung in der bodennahen Troposphärenschicht, dem Sahara-Hitzetief und der 'Saharan Air Layer' (SAL), dem 'African Easterly Jet' (AEJ)¹, den 'African Easterly Waves' (AEW)² und den mesoskaligen konvektiven Systemen (MCS) wie den MCC und 'Squall lines'³ (Maddox, 1980).

3.1 Der Westafrikanische Monsun

Die Niederschläge in der Sahelzone entstehen im Nordsommer mit der jahreszeitlichen Wanderung der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) nach Norden, die der maximalen troposphärischen Wasserdampfsäulenkonvergenz entspricht, und somit einer Verschiebung der höchsten Niederschläge von der Küste von Guinea nach Norden. Die nördlichste Position der ITCZ wird im August bei 11° Nord erreicht (Fink, 2006).

Im Nordwinter befindet sich über der Sahara ein Subtropenhoch, das durch Druckunterschiede zu den inneren Tropen in Bodennähe den Nordostpassat erzeugt, den sogenannten Harmattan. Dieser transportiert die trockene und mit Saharastaub angefüllte Luft nach Südwesten. Eine zweite Hochdruckzelle liegt über dem Südatlantik und führt zu einem Südostpassat auf der Südhalbkugel. Beim Überschreiten des Äquators ändert der Passat aufgrund der Corioliskraft seine Richtung und wird zum Südwestmonsun. In den Wintermonaten ist der Monsun schwach und reicht nicht weit in den Kontinent hinein. Mit Erwärmung der Nordhalbkugel im Frühjahr und Sommer verstärkt sich die südhemisphärische Hochdruckzelle über dem Atlantik, wodurch der SW-Monsun ebenfalls verstärkt wird. Über der Sahara entwickelt sich ein bodennahes Hitzetief.

¹deutsch: Afrikanischer Oststrahlstrom

²deutsch: Östliche Afrikanische Wellen

³deutsch: Böenlinien

Daraus ergibt sich in den Sommermonaten ein tiefes Eindringen der feuchten und relativ kühlen Monsunluft in den westafrikanischen Kontinent (Peters, 1988).

Die Innertropische Diskontinuität (ITD) stellt die Bodenkonfluenzzone des feuchtkühlen Südwestmonsuns und des trockenen und heißen Harmattanwindes dar. Somit zeigt die Lage der ITD an, wie weit die Monsunströmung in den Kontinent nach Norden vordringt. Diese Lage variiert im jahreszeitlichen Verlauf, wie auch im Tagesgang. Die ITD ist deutlich an Stromlinienkonvergenz und Taupunktdiskontinuität (15°C) zu erkennen und wird aufgrund der starken Gradienten der Feuchte auch 'Taupunktsfront' genannt. Die ITD befindet sich im Nordsommer knapp nördlich von 20°N und bleibt im Winter bei 7°N liegen, sodass die Region an der Südküste das ganze Jahr über im Bereich der Südwestmonsunwinde bleibt (Fink, 2006).

Während die maximale Wasserdampfkonvergenz bezogen auf die untersten drei Kilometer der Atmosphäre in der Region der ITD erfolgt, findet die über die gesamte Troposphäre integrierte Wasserdampfsäulenkonvergenz in der ITCZ Region statt. Klimatologisch gesehen entspricht die ITCZ der Zone des höchsten mittleren Jahresniederschlages und befindet sich zwischen dem AEJ und dem TEJ um 10° Nord (Fink, 2006).

3.2 „Der African Easterly Jet“ und die „African Easterly Waves“

Das großräumige Vordringen der relativ kühlen Monsunströmung nach Norden und die Bildung des Hitzetiefs über der Sahara verursachen über dem tropischen Nordafrika während des Nordsummers einen umgekehrten meridionalen Temperaturgradienten (Peters, 1988). Dieser Gradient existiert bis in etwa 3 km Höhe (Tetzlaff et al., 1985). In der Sahara liegt ein nahezu trockenadiabatisches Profil vor mit hohen Werten der potentiellen Temperatur, südlich davon Richtung Küste liegt ein eher feuchtadiabatisches Profil vor. Die potentielle Temperatur Θ nimmt nach Norden hin zu, die äquivalent-potentielle Temperatur Θ_e erreicht zwischen 12 und 13°N ein Maximum und nimmt dann nach Norden hin ab (Abb. 3.1)(Parker et al., 2005). Dieser große meridionale Temperaturgradient zwischen der Küste von Guinea im Süden und der Sahara im Norden führt entsprechend der thermischen Windgleichung zur Entstehung eines Windmaximums in der mittleren Troposphäre, des African Easterly Jets (AEJ)(Peters, 1988). Für die zonale Komponente des geostrophischen Windes gilt (Kraus, 2001)

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = -\frac{g}{f\Theta_0} \frac{\partial \Theta}{\partial y} \quad (3.1)$$

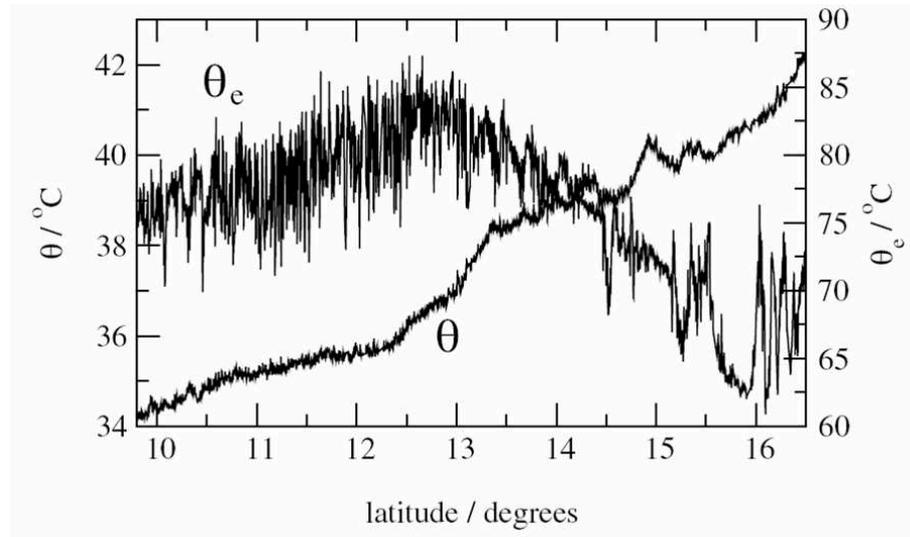


Abbildung 3.1: Potentielle und äquivalent-potentielle Temperatur ($^{\circ}\text{C}$) in der Grenzschicht in 877 hPa. Aus Flugdaten des Jet 2000 Experiments vom 28. August 2000 in Niamey, Niger, (Parker et al., 2005).

d.h. der geostrophische Wind nimmt bis in eine Höhe zu, in der der meridionale Temperaturgradient verschwindet (Abb. 3.2). Der Jet erreicht im Mittel eine Windgeschwindigkeit um 12.5 m/s in einer Höhe zwischen 600 und 700 hPa bei 15 $^{\circ}\text{N}$ (Thorncroft und Blackburn, 1999). Die Lage des AEJs sowie der Innertropischen Diskontinuität (auch Innertropische Front (ITF) genannt) zeigt die Abbildung 3.2 im klimatischen Mittel. Die Isentropen verlaufen südlich von 10 $^{\circ}\text{N}$ horizontal, d.h. die Atmosphäre ist barotrop. Nördlich von 10 $^{\circ}\text{N}$ nimmt die Baroklinität zu, und die Isentropen tauchen steil in Richtung Hitzetief ab (Fink, 2006).

Für die Erhaltung des AEJ sind zwei diabatisch angetriebene Meridionalzirkulationen verantwortlich. Einerseits ist es die trockene Konvektion über dem Hitzetief an der Nordseite der Sahara und andererseits die feuchte Konvektion an der ITCZ an der Südseite des Sahara (Thorncroft und Blackburn, 1999). Die vertikalen Scherungen in Verbindung mit dem AEJ sind ausschlaggebend für die Entstehung von organisierter Konvektion wie 'Squall lines' und MCC. Zusammen mit den horizontalen Scherungen sind diese für die Entstehung von AEW verantwortlich (Peters, 1988). Auch die im Mittel von Norden nach Süden zunehmende Bodenfeuchte hat Auswirkungen auf die Stärke des AEJ. Cook (1999) zeigt, dass sich der AEJ in Modellläufen nur entwickelt, wenn ein realistischer Bodenfeuchtegradient vorhanden ist.

Die vertikale Scherung des Grundstroms, die an den meridionalen Temperaturgradienten gekoppelt ist, muss einen Schwellenwert überschreiten, damit der AEJ baroklin instabil wird (Peters, 1988). Das Instabilitätskriterium für den thermischen Wind lautet nach Charney (1947)

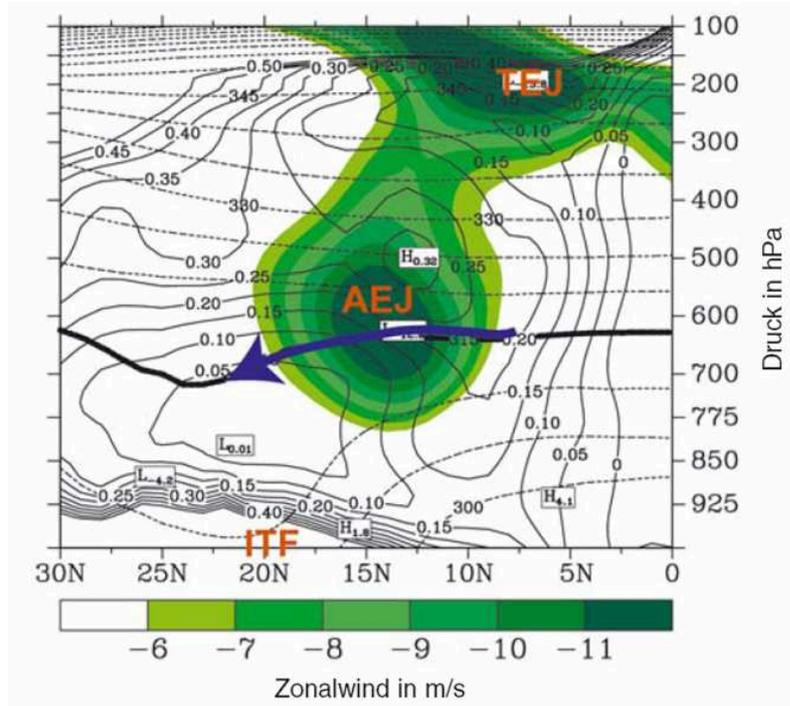


Abbildung 3.2: Meridionalschnitt von 30 °N bis zum Äquator, die Größen sind über die Längengrade von 14 °W bis 10 °O gemittelt. Farbige dargestellt sind die Isotachen des Zonalwindes, durchgezogene Konturen stellen die potentielle Vorticity dar und gestrichelte Linien die potentielle Temperatur. Der blaue Pfeil deutet die PV-Abnahme auf der 315 K Isentrope an (Fink, 2006)

$$u_T > \frac{\beta\sigma(\Delta p)^2}{2f^2} \quad (3.2)$$

wobei u_T die Zonalkomponente des thermischen Windes, σ die statische Stabilität, $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ der meridionale Gradient des Coriolisparameters, Δp die Druckdifferenz zwischen Boden und AEJ-Niveau und f der Coriolisparameter sind. Dieser Wert ist aufgrund der geringeren statischen Stabilität in den Tropen zu kleineren Wellenlängen und zu einem geringeren thermischen Wind als in den mittleren Breiten hin verschoben (Peters, 1988). Auch spielt die barotrope Instabilität eine Rolle, die auf horizontale Windscherungen zurückzuführen ist. Für die barotrope Instabilität ist das Verschwinden des meridionalen Gradienten der potentiellen Vorticity eine notwendige Bedingung (Peters, 1988). Die AEWs besitzen in der unteren Troposphäre bis in das AEJ-Niveau vor ihrer Trogachse ein Konvergenz- und dahinter ein Divergenzgebiet. Diese Konvergenz trogvorderseitig begünstigt aufwärts gerichtete Vertikalbewegungen und ist somit eine bevorzugte Region für die Entwicklung von Konvektion und auch von Niederschlagsbildung (Reed et al., 1977). Die AEW-Trogregionen sind als Entstehungsstätte einer großen Anzahl der tropischen Wirbelstürme im Atlantik bekannt.

3.3 „Der Tropical Easterly Jet“

Der Tropical Easterly Jet (TEJ) befindet sich in der oberen Troposphäre. Im Mittel ist er in einer Höhe von 200 hPa bei 7 °Nord zu finden (Abb. 3.2) (Fink, 2006). Der Jet erstreckt sich von Südostasien über den Indischen Ozean und Afrika bis zum Atlantik. Seine Entstehung ist mit dem thermischen Wind verknüpft, der sich im Nordsommer aufgrund der starken Aufheizung in den Subtropen und der kühleren äquatorialen Atmosphäre bildet (Holton et al., 2002). Dieser Temperaturkontrast wird insbesondere durch die Orographie Zentralasiens verstärkt. So existiert der TEJ von Juni bis September. Die Bildung des TEJ findet parallel zur Entwicklung der bis in die obere Troposphäre reichende Höhenantizyklone über der Sahara statt (Hastenrath, 1991; Holton et al., 2002). Zum Teil trägt auch das zonal ausgerichtete obertroposphärische Ausströmen aus der Zone hochreichender feuchter Konvektion über Zentralafrika zur Entstehung des TEJ bei (Fink, 2006).

3.4 Die atmosphärische Grenzschicht

Die feuchte und kühle Monsunschicht liegt als unterste Schicht in Bodennähe. Ihre vertikale Ausdehnung nimmt nach Norden hin mit Annäherung an das Hitzetief ab. Innerhalb der Monsunschicht entwickelt sich am Tage die konvektive Grenzschicht (CBL). Die Monsunschicht weist im Sommer südlich von 15 °N eine mittlere vertikale Mächtigkeit von etwa 1500 m auf (Peters, 1988). Über der Monsunschicht liegt die 'Saharan Air Layer' (SAL). Als SAL wird die Grenzschicht in der Sahara bezeichnet, die aus einer gut durchmischten Grenzschicht und der darüberliegenden Residualschicht besteht und insgesamt bis in 5 km Höhe reichen kann. Im Bereich der Sahelzone und der Savanne schiebt sich die nach Norden vordringende kältere Luftschicht unter die SAL (Abb. 3.2). Oberhalb der SAL beginnt die freie Atmosphäre. Die SAL nimmt nach Süden hin an Mächtigkeit ab. Die feuchte Monsunschicht und die trockene SAL sind durch ihre Stabilitätsprofile klar abgegrenzt. Am Tage findet man oberhalb der nahezu trockenadiabatisch geschichteten CBL, die im oberen Bereich bei Grenzschichtbewölkung ein feuchtadiabatisches Profil aufweist, eine nahezu trockenadiabatisch geschichtete SAL.

In der Vormonsunzeit ist die Vegetation in der Sudan- und der Sahelzone nur spärlich entwickelt. Der fühlbare Wärmestrom dominiert und es entwickelt sich eine mächtige Grenzschicht mit 2 - 3 km vertikaler Ausdehnung. Mit Einsetzen des Monsuns bildet sich die Vegetation aus. Außerdem führen die häufigen und intensiven Niederschläge zu einer kontinuierlichen Erhöhung der Bodenfeuchte und dadurch zu einer starken Modifizierung der Energiebilanz hin zu hohen Evaporationsraten, insbesondere in den ersten 48 Stunden nach einem Niederschlagsereignis.

Anders ausgedrückt, während der Sommermonsunphase dominiert nach Niederschlagsereignissen der latente Wärmestrom gegenüber dem fühlbaren Wärmestrom.

Die stark variablen konvektiven Niederschläge führen zu räumlichen Änderungen in der Bodenfeuchte. Dadurch variieren Bodeneigenschaften und Vegetation, was eine Änderung der Albedo und dem Emissionsvermögen und somit der Energiebilanz zur Folge hat. Dies führt zu Inhomogenitäten in der Temperatur- und Feuchteverteilung der Grenzschicht. Die Auslösung von Konvektion ist oftmals an solche räumlichen Inhomogenitäten in der Bodenfeuchte oder Landnutzung gekoppelt. Die konvektiven Systeme sind der Mesoskala zuzuordnen, und dadurch sind die Änderungen in den Bodeneigenschaften ebenfalls mesoskalig. Damit ist auch die Ausbildung von thermisch induzierten Sekundärzirkulationen zu erwarten.

Anhand verschiedener Fallstudien wurden diese Zusammenhänge und die Auswirkungen auf die Konvektionsentwicklung nachgewiesen. So haben Taylor und Ellis (2006) mit Hilfe von satellitengestützten Messungen den Einfluss von Bodenfeuchte auf die Entstehung von Konvektion untersucht. Dabei analysierten sie Gebiete mit erhöhter Bodenfeuchte mit einer mesoskaligen Ausdehnung zwischen 37 km und 200 km. Sie stellten eine Unterdrückung in der Entstehung von konvektiven Wolken über feuchten Boden am Nachmittag und Abend fest, im Vergleich mit der Konvektionsentwicklung über angrenzendem trockenen Boden. Es ergibt sich somit eine negative Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Konvektion, wobei eine Reduktion der Wolkenbildung durch den Einfluss der Bodenfeuchte auf allen Skalen außer der kleinsten mit einer Ausdehnung von 37 km festgestellt wurde. In Abbildung 3.3 ist ein Beispiel der Entstehung von drei Konvektionszellen gegeben. Die konvektiven Zellen X und Z wandern mit dem mittleren Wind über trockenen Boden. Die Zelle Y propagiert beim Übergang auf feuchteren Boden nicht weiter, sondern verlagert sich zu trockenerem Untergrund. Taylor und Ellis (2006) stellten fest, dass eine Auslösung von Konvektion nur in 2 von 108 Fällen über feuchtem Boden stattfand und in über der Hälfte der Fälle die hohe Wolkenbedeckung am trocken - feuchten Übergang stark zurückgegangen ist. Insbesondere im Anfangsstadium der Konvektion zeigt sich die hohe Sensitivität auf die Bodenfeuchte. Bei konvektiven Systemen, die sich bereits verstärken und vergrößern konnten, ist in anderen Situationen auch eine Verstärkung über feuchtem Boden festgestellt worden (Taylor und Lebel, 1998).

Die obigen Untersuchungen lassen vermuten, dass über feuchtem Boden Strömungsdivergenz stattfindet, während in trockenen Gebieten Strömungskonvergenz vorhanden sein muss. Eine Erklärung lässt sich in der Betrachtung der Wärmeflüsse finden. Horizontale Gradienten im fühlbaren Wärmestrom verursachen Temperaturunterschiede in der Grenzschicht auf der Längenskala der Heterogenität. Diese Differenzen sind stark genug, um mesoskalige Zirkulationen

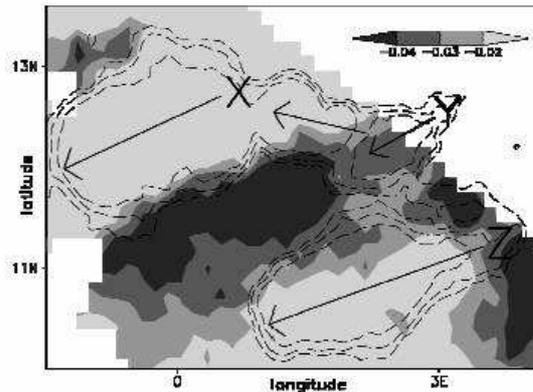


Abbildung 3.3: Entstehungsort von 3 konvektiven Zellen X, Y und Z und deren Propagationsrichtung, mit Pfeilen angezeigt. Die Konturen zeigen Minimumtemperaturen von Meteosat am 13. Juni 2000 zwischen 15 UTC und 21 UTC im Gebiet des östlichen Burkina Faso, dem westlichen Niger und dem nördlichen Benin. Schattiert ist die Bodenfeuchte, wobei dunkle Farben eine hohe Bodenfeuchte anzeigt. (Taylor und Ellis, 2006).

zu verursachen, mit Aufsteigen über den wärmeren Gebieten (Taylor et al., 1997). Ein feuchter Boden produziert durch die Wärmeflüsse eine flachere, kühlere und feuchtere Grenzschicht als ein trockener Boden. Desweiteren ist auch die Stabilität der Schicht, in welche die CBL anwächst wichtig. Nach Findell und Eltahir (2003) ist die Auslösung von feuchter Konvektion bei einem Temperaturprofil, das zwischen 900 hPa und 700 hPa nahezu trockenadiabatisch ist, über trockenem Boden wahrscheinlicher. Diese Verhältnisse sind in der Sahelzone mit der gut durchmischten SAL, die sich oberhalb der feuchtadiabatischen Monsunschicht befindet, vorhanden (Parker et al., 2005). Die Konvektion findet somit bevorzugt über trockenem Boden statt, womit eine negative Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Konvektion gegeben ist (Taylor und Ellis, 2006).

Die Auswertung der in Dano gemessenen Daten hinsichtlich der Entwicklung von Konvektion und den Änderungen in der Grenzschicht erfolgt in Kapitel 4. An dieser Stelle wird kurz die Berechnung des Bowenverhältnisses und der Änderungen in der Grenzschicht vorgestellt. Der fühlbare und der latente Wärmestrom wird durch die Bodenfeuchte beeinflusst und führt zu Änderungen in der Grenzschicht. Eine Maßzahl für das Verhältnis vom fühlbaren Wärmestrom H zum latenten Wärmestrom E ist das Bowenverhältnis

$$Bo = \frac{H}{E} \quad (3.3)$$

Es zeigt auf, welcher Wärmefluss der dominierende ist. In Wüstengebieten erreicht das Bowenverhältnis Werte von $Bo = 10$, über feuchten Gebieten treten typischerweise Werte des Bowenverhältnis von $Bo \approx 0.25$ auf (Kalthoff et al., 2006).

Die Bestimmung der Feuchte- und Temperaturänderungen in der Grenzschicht erfolgt mittels den nachstehend erläuterten Gleichungen nach Stull (1988). Die lokalzeitliche Änderung der Feuchte in der Grenzschicht wird gesteuert durch die Divergenz des latenten Wärmestroms und der Advektion von Feuchte. Diabatische Effekte werden hier vernachlässigt. Die vertikal gemittelte Feuchteänderung \hat{q}

$$\hat{q} = \frac{1}{\Delta t z_i} \iint \frac{\partial q}{\partial t} dz dt. \quad (3.4)$$

wird durch die Änderung des Feuchtegehalts in der Grenzschicht zwischen zwei Radiosondenaufstiegen bestimmt. In dieser Untersuchung entspricht dies einer Feuchteänderung in drei Stunden ($\Delta t = 3h$), wobei z_i die Grenzschichthöhe zum jeweiligen Zeitpunkt ist.

Die vertikal gemittelte Divergenz des latenten Wärmestroms \hat{q}_E berechnet sich nach

$$\hat{q}_E = -\frac{1}{\Delta t z_i} \iint \frac{1}{\rho L} \frac{\partial E}{\partial z} dz dt. \quad (3.5)$$

Der Advektionsanteil \hat{q}_{Ad} wird durch das Residuum bestimmt

$$\hat{q}_{Ad} = \hat{q} - \hat{q}_E. \quad (3.6)$$

Die vertikal gemittelte Erwärmungsrate in der Grenzschicht $\hat{\Theta}$ wird analog durch die Divergenz des fühlbaren Wärmestroms $\hat{\Theta}_H$ und die Temperaturadvektion $\hat{\Theta}_{Ad}$ bestimmt:

$$\hat{\Theta} = \frac{1}{\Delta t z_i} \iint \frac{\partial \Theta}{\partial t} dz dt. \quad (3.7)$$

$$\hat{\Theta}_H = -\frac{1}{\Delta t z_i} \iint \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial H}{\partial z} dz dt. \quad (3.8)$$

$$\hat{\Theta}_{Ad} = \hat{\Theta} - \hat{\Theta}_H. \quad (3.9)$$

Bei diesen Feuchte- und Wärmebudgets wird der Einfluss des Entrainments nicht berücksichtigt. Somit wurde die Annahme getroffen, dass der fühlbare und latente Wärmestrom an der Untergrenze der Inversion verschwindet, d.h. $H(z_i) = E(z_i) = 0$.

3.5 Konvektion

Konvektion bezeichnet die vertikale Umlagerung von Luft durch dynamische Vorgänge (erzwungene Konvektion) oder freien Auftrieb (freie Konvektion) (Houze, 1993). Hierbei unterscheidet man die trockene Konvektion, die ohne Sättigung der Luft stattfindet, von der feuchten Konvektion, die zur Wolkenbildung führt. Bei der feuchten Konvektion gibt es flache Konvektion (z.B. cumulus humilis), mittelhohe Konvektion (z.B. cumulus mediocris) und hochreichende Konvektion, die Cumulonimben hervorbringt. Da im Rahmen dieser Arbeit nur feuchte Konvektion von Interesse ist, wird der Einfachheit halber häufig nur von Konvektion gesprochen, wobei immer feuchte Konvektion gemeint ist.

Aus diesen Zellen können sich mesoskalige konvektive Systeme (MCS) in Westafrika entwickeln. Zum einen sind dies eher zirkulare mesoskalige konvektive Komplexe (MCC), zum anderen sind es schmalbandige, meridional ausgedehnte 'Squall lines'. In dieser Arbeit ist die Auslösung und Entwicklung von hochreichender Konvektion von Interesse und Gegenstand der Untersuchung. Zur Ausbildung von Konvektion müssen die folgenden Voraussetzungen gegeben sein, z.B. nach Houze (1993):

- instabile atmosphärische Schichtung
- hoher Feuchtegehalt in den unteren Atmosphärenschichten
- ein Mechanismus zur Auslösung der Vertikalbewegung

Ein Maß für die latente Instabilität der Atmosphäre stellen die Konvektionsindizes CAPE (Convective Available Potential Energy), CIN (Convective INhibition), Lifted Index und Cap / Lid dar, die zur Auswertung der Daten im nächsten Kapitel verwendet werden. Eine latente Instabilität liegt vor, wenn der vertikale Temperaturgradient oberhalb des LFC (Level of free convection, Niveau der freien Hebung) geringer ist als der feuchtadiabatische Temperaturgradient. In einer trockenen Umgebung kann in diesem Fall latente Instabilität durch Hebung eines feuchten Luftpaketes aus Bodennähe (unterhalb des LFC) ausgelöst werden (Kunz, 2007).

Ein Maß für die potentielle oder auch konvektive Instabilität ist der KO - Index. Potentielle Instabilität ist gegeben, wenn die äquivalent-potentielle Temperatur in einer ungesättigten Luftsäule mit der Höhe abnimmt. Bei Hebung einer solchen Luftsäule bis zur vollständigen Sättigung ist die Schichtung ungeachtet der Ausgangsschichtung instabil (Emanuel, 1994).

CAPE

Die CAPE (Convective Available Potential Energy) ist ein Maß für die maximale Energie, die einem Luftpaket bei Aufstieg vom Niveau der freien Hebung bis zur Wolkenobergrenze, dem Niveau, in dem kein Auftrieb mehr stattfindet, zur Verfügung steht. Die CAPE berechnet sich nach Moncrieff und Miller (1976)

$$CAPE = R \int_{LFC}^{EL} [T_{VP} - T_{VU}] d \ln p \quad (3.10)$$

wobei $R = 287 \text{ J}/(\text{kg K})$ die Gaskonstante für trockene Luft ist, das LFC (Level of Free Convection) das Niveau der freien Hebung und das EL (Equilibrium Level) das Gleichgewichtsniveau ist, in dem der Auftrieb Null wird. T_{VP} ist die virtuelle Temperatur des Luftpaketes und T_{VU} ist die Umgebungstemperatur.

Die Zuordnung von CAPE Werten zur Intensität der Konvektion ist uneinheitlich und hängt stark von der Region und dem Hebungsniveau ab. Typische Werte für mittlere Breiten sind aus Sturtevant (1995)

< 300	sehr schwache Konvektion
300 - 1000	schwache Konvektion
1000 - 2500	moderate Konvektion
2500 - 3000	starke Konvektion
> 3000	sehr starke Konvektion.

Um den Einfluss der bodennahen Schicht auf die Konvektionsindizes zu reduzieren, werden die Eigenschaften der gehobenen Luftpakete häufig nicht aus den Bodenwerten, sondern aus Schichtmitteln gebildet, z.B. aus Mittelwerten der untersten 10 hPa und 50 hPa.

CIN

Die CIN (Convective INhibition) ist ein Maß für die Energie, die benötigt wird, um ein Luftpaket vom gewählten Hebungsniveau z_0 bis zum LFC zu heben. Die CIN berechnet sich analog zur CAPE (Blanchard, 1998)

$$CIN = R \int_{z_0}^{LFC} [T_{VP} - T_{VU}] d \ln p. \quad (3.11)$$

Auch bei günstigen Umgebungsbedingungen für die Entwicklung von Konvektion kann eine hohe CIN diese Entwicklung unterdrücken. Bei einer CIN größer als 200 J/kg wird eine konvektive

Entwicklung erfahrungsgemäß selten beobachtet (Knutsvig, 2008), da sich zwar eine hohe latente Instabilität aufbauen aber nicht freigesetzt werden kann. Kommt es trotz einer hohen CIN zu Konvektion, so ist meist die Entwicklung einer intensiven Zelle zu beobachten. Günstige konvektive Bedingungen liegen bei einer CIN mit Werten bis 50 - 150 J/kg vor.

Index LI

Der Index LI gibt die Temperaturdifferenz in 500 hPa zwischen der Umgebung und dem gehobenen Luftpaket an, wobei das Luftpaket trockenadiabatisch bis zum Hebungskondensationsniveau und danach feuchtadiabatisch gehoben wird. Der LI ist nach Galway (1956) definiert als

$$LI = T_{500} - T_P \quad (3.12)$$

wobei T_{500} die Umgebungstemperatur in 500 hPa und T_P die Temperatur des Luftpakets in 500 hPa ist. Je höher die latente Instabilität der Umgebung ist, desto größer ist die negative Temperaturdifferenz. Typische Werte des Lifted Index sind aus Sturtevant (1995)

> 0	Gewitter unwahrscheinlich
0 - (-2)	Gewitter sind möglich
(-3) - (-5)	Gewitter sind wahrscheinlich
< (-6)	starke Gewitter, mögliche Tornados.

Cap

Die Cap (capping inversion) ist eine Luftschicht mit erhöhter Stabilität (Sperrschicht oder Lid), die Konvektion verhindern oder verzögern kann. Die Luftschichten unterhalb der Cap können durch Befeuchtung und Erhöhung der Temperatur die latente Instabilität erhöhen und die Sperrschicht durchbrechen, wenn die Instabilität groß genug wird. Die Cap ist die maximale Temperaturdifferenz zwischen dem Umgebungsprofil und der Hebungskurve, die trockenadiabatisch bis zum Hebungskondensationsniveau und darüber feuchtadiabatisch angenommen wird. Hierbei wird der Bereich vom gewählten Hebungsniveau bis zum LFC ('Level of free convection') Niveau der freien Konvektion betrachtet (López et al., 2007). Bei einer Cap > 2 K wird Konvektion unterdrückt. Eine Cap zwischen 1 - 2 K ist ideal für den Aufbau einer großen latenten Instabilität. Bei einem CAP < 1 K kann eine konvektive Entwicklung bereits einsetzen, obwohl nur wenig Energie vorhanden ist und es können sich nur schwache Zellen ausbilden.

KO-Index

Der KO-Index dient zur Identifikation der konvektiven Instabilität einer Luftschichtung. Letztlich repräsentiert er die mittlere vertikale Differenz der äquivalent-potentiellen Temperatur. Gewitter bilden sich allerdings nur, wenn nicht nur ein stark negativer KO-Index vorliegt, sondern auch ein großräumiger Hebungsprozess vorhanden ist, der die gesamte Luftsäule vertikal streckt und damit die ursprünglich stabile thermische Schichtung in einen labilen Zustand überführt (DWD, 2008). Der KO-Index ist nach Andersson et al. (1989) folgendermaßen definiert:

$$KO = 0.5(\theta_{e500} + \theta_{e700}) - 0.5(\theta_{e850} + \theta_{e1000}) \quad (3.13)$$

bzw. bei fehlendem Wert in 1000 hPa wird folgende Formel verwendet:

$$KO = 0.5(\theta_{e500} + \theta_{e700} - 2\theta_{e850}). \quad (3.14)$$

Typische Werte des KO-Index vom Deutschen Wetterdienst (DWD, 2008) sind

KO > 10	potentiell sehr stabil
6 < KO < 10	potentiell stabil
2 < KO < 6	potentiell indifferent
KO < 2	potentiell labil

Ein typischer Auslösemechanismus für Konvektion in der Sahelzone ist die starke Erwärmung des Untergrundes und damit die Labilisierung der bodennahen Luft. Feuchte Konvektion wird meist in den Nachmittagsstunden ausgelöst, wenn die bodennahen Schichten stark aufgeheizt sind. Außerdem führt Konvergenz in der Grenzschicht, Hebung in Verbindung mit einer AEW oder an Orographie zur Auslösung von Konvektion. Auch Sekundärzirkulationen, die durch horizontal differentielle Erwärmung, z.B. durch räumlich begrenzte Niederschläge und Vegetation entstehen, sind ein Auslösemechanismus (siehe Abschnitt 3.4). Die Entstehung von Konvektionszellen ist nur bei geringer vertikaler Windscherung möglich. Für MCS ist jedoch eine vertikale Windscherung Voraussetzung, damit der Aufwind- vom Abwindbereich getrennt wird und so eine lange Lebensdauer erreicht wird (Rowell und Milford, 1993; Kunz et al., 2004; Houze und Betts, 1981).

Die lokal geprägten konvektiven Systeme weisen eine charakteristische Größe von einigen Dekakilometern bis ca. 100 km während der SOP2 auf. Dies deckt sich mit Literaturangaben (Atkinson, 1981), in der hochreichende Konvektion und Gewitter auf der meso- β^4 und meso- γ^5

⁴meso- β Skala entspricht einem Skalenbereich von 20 - 200 km

⁵meso- γ Skala entspricht einem Skalenbereich von 2 - 20 km

Skala definiert sind. Die lokalen konvektiven Systeme besitzen im Vergleich zu den MCS mit einer Ausdehnung bis über 500 km eine geringere räumliche Ausdehnung und werden daher in dieser Arbeit als 'kleinskaligere' Konvektion oder auch als Konvektionszelle bezeichnet. Im Vergleich mit mitteleuropäischer Konvektion ist die räumliche Ausdehnung jedoch groß. Die präkonvektiven Bedingungen an Tagen mit hochreichender Konvektion werden in Kapitel 4 für den Untersuchungszeitraum ausgewertet und ein Vergleich der Konvektionsindizes der SOP1 und SOP2 gezogen.

Kapitel 4

Bodennahe Prozesse und Grenzschichtentwicklung

4.1 Wahl des Untersuchungszeitraums

Während der SOP2 kommt es an mehreren Tagen zur Entwicklung von kleinskaligerer Konvektion. Am 3. August bildet sich nach dem nächtlichen Vorbeiziehen eines MCS flache Konvektion über Burkina Faso und in der Umgebung von Dano aus. Zur Entwicklung von hochreichender Konvektion kommt es am 6. August, wo sich aus einem zerfallenden MCS mehrere Zellen bilden, die wiederum hochreichende Konvektion auslösen. Am 7. August entsteht lokal geprägte hochreichende Konvektion, die am Nachmittag ab 14 UTC einsetzt. Desweiteren kommt es am 12. August ab 16 UTC zur Entwicklung von hochreichender Konvektion. Die moderate Konvektion, die sich in der Nacht vom 14. auf den 15. August entwickelt, findet in Verbindung mit einem abziehenden MCS statt. Da keine weitere Konvektion in der Region stattfindet ist dieser Termin aufgrund der nächtlichen Konvektionstätigkeit nicht für eine nähere Untersuchung geeignet.

Da um den 6. und 7. August 2006 an zwei nachfolgenden Tagen hochreichende Konvektion stattfindet, ist dies für die Untersuchung der Entstehung und tageszeitlichen Entwicklung von Konvektion ein interessanter Aspekt. Mit dem 3. August ist ein Vergleichstag vorhanden, an dem sich lediglich flache Konvektion ausbildet. Somit bietet sich eine Analyse des Zeitraums vom 3. bis 7. August 2006 an, um die Änderungen in den Umgebungsbedingungen, unter denen es zur Auslösung von flacher Konvektion und später zur Auslösung von hochreichender Konvektion kommt, zu erfassen.

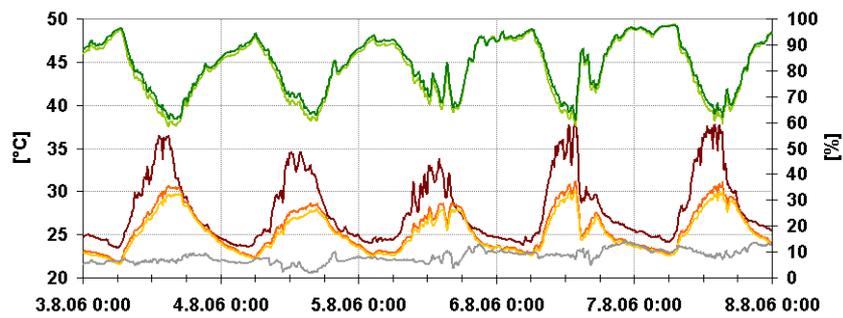
4.2 Überblick über den Zeitraum 3. - 7. August 2006

Um einen Überblick über den Untersuchungszeitraum zu erhalten, werden zu Beginn des Kapitels meteorologische Größen wie Temperatur, Feuchte, Wind und Niederschlag analysiert.

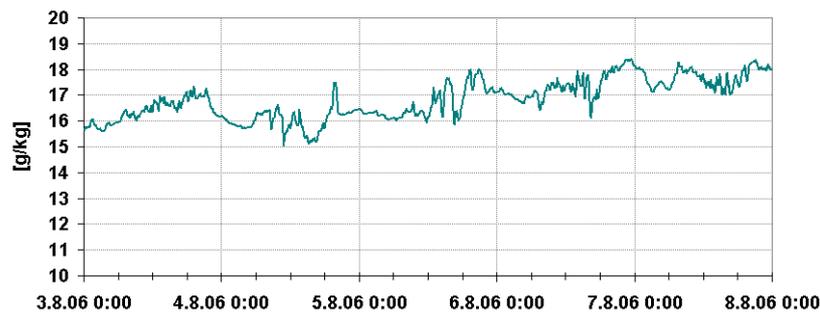
Der 3. August ist ein relativ trockener Tag mit einer kontinuierlichen Zunahme des Feuchtegehalts in Bodennähe von knapp unter 16 g/kg am Morgen auf 17.3 g/kg in der ersten Nachthälfte (Abb. 4.1b). Die Temperatur und die relative Feuchte (Abb. 4.1a) haben einen nahezu ungestörten Tagesgang; es entwickelt sich nur flache Konvektion. Das Minimum der relativen Feuchte von 60 % und das Maximum in der Temperatur von 36.5 °C wird am Nachmittag erreicht. Das Maximum der relativen Feuchte von 93 % und das Minimum der Oberflächentemperatur von 23.6 °C wird um 6:30 UTC des Folgetages erreicht. Die Windrichtung ist den ganzen Tag über konstant aus südlicher bis südwestlicher Richtung. In Dano fällt 6 mm Niederschlag (Abb. 4.1d). An dieser Station wurde der Niederschlag nicht kontinuierlich wie in Bontoli, sondern lediglich die Tagessumme (8 UTC - 8 UTC) gemessen. So kann vermutet werden, dass der Niederschlag in Verbindung mit dem abziehenden MCS am Morgen des 4. August steht. Dieser MCS ist auch im Satellitenbild (Abb. 5.6a) zu sehen.

Die Feuchte nimmt in Bodennähe am Morgen des 4. August durch die vom MCS verursachten Vertikalbewegungen und der Einmischung von trockener Luft aus der mittleren Troposphäre ab (Abb. 4.1b). Zu diesem Zeitpunkt schwankt die Windrichtung stark aus südwestlichen und nördlichen Richtungen. Die Temperatur am 4. und 5. August erreicht aufgrund von Wolkenbedeckung geringere Maxima als am 3. August. Am 5. August entwickelt sich flache und moderate Konvektion, dadurch schwankt die relative Feuchte am Nachmittag bis zu 15%, in Bodennähe nimmt die Feuchte langsam wieder zu. Die Station Bontoli verzeichnet um 15:30 UTC 1.1 mm Niederschlag aus einer kleineren Zelle. Diese ist im Satellitenbild (Abb. 5.6d) jedoch nur sehr schwach erkennbar.

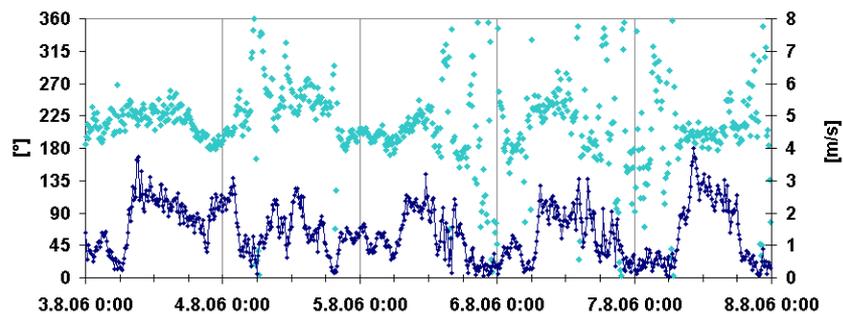
Die Tage mit hochreichender Konvektion am 6. und 7. August weisen einen höheren Feuchtegehalt in Bodennähe auf als der Tag mit flacher Konvektion. Das Maximum wird um 23 UTC am Abend des 6. August mit 18.4 g/kg erreicht. Insbesondere in der Windrichtung (Abbildung 4.1c) liegen deutliche Unterschiede zwischen den Tagen mit flacher und hochreichender Konvektion vor. Während der 3. August eine konstante Windrichtung aufweist, sind die Tage mit hochreichender Konvektion von starken Richtungsschwankungen geprägt, die durch die Entwicklung und den Durchzug der Konvektionszellen verursacht werden. Generell zeigt die Windgeschwindigkeit am Morgen mit einsetzender Sonneneinstrahlung eine Zunahme auf 3 - 4 m/s und eine Abnahme am Abend. Am 6. August findet eine starke Erwärmung bis 14 UTC statt. Es werden



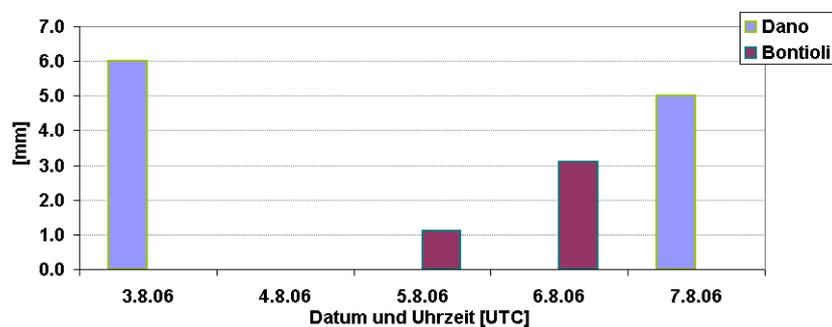
(a)



(b)



(c)



(d)

Abbildung 4.1: (a) Zeitreihen der Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ an der Erdoberfläche (rot), in 2 m Höhe (orange), in 4 m Höhe (gelb), Taupunkt in $^{\circ}\text{C}$ (grau) und relative Feuchte ($\%$) in 2 m Höhe (hellgrün) und 4 m Höhe (dunkelgrün). (b) spezifische Feuchte (g/kg). (c) Windgeschwindigkeit (m/s) (dunkelblau) und Windrichtung ($^{\circ}$) (türkis). (d) Tagessummen des Niederschlags von 8 UTC bis 8 UTC des Folgetages, Messungen in Dano (blau), in Bontoli (violett). Messdaten vom 3. - 7. August 2006.

Maxima von 37.8 °C erreicht (Abb. 4.1a). Danach setzt Konvektion ein und die Temperatur fällt rapide ab. Zu diesem Zeitpunkt nimmt die relative Feuchte um nahezu 30 % zu, was vergleichbar mit einer Zunahme in Verbindung mit MCS-Durchzügen ist, die während der SOP2 beobachtet werden (Truckenmüller, 2008). Am 6. August fällt an der Station Bontoli 3.1 mm Niederschlag (Abb. 4.1d), der von konvektiven Zellen zwischen 14:30 - 15:00 UTC und zwischen 19 - 20:30 UTC stammt. Diese Zellen sind in den Satellitenbildern (Abb. 5.10c und 5.10d) zu sehen. Die Temperatur steigt am 7. August bis 15:30 UTC an. Auch die relative Feuchte nimmt zu, mit 12 % allerdings weniger stark ausgeprägt als am Vortag. Die Niederschlagsmenge liegt am 7. August bei 5 mm an der Station Dano, wobei es sich hier um die Tagessumme des Niederschlags handelt, sodass keine eindeutige Zuordnung zu einzelnen konvektiven Zellen gemacht werden kann (Abb. 5.14). Die Messstationen Dano und Bonitoli sind nur 30 km voneinander entfernt und doch wird an keinem Tag Niederschlag an beiden Stationen verzeichnet. Dies verdeutlicht den sehr stark räumlich begrenzten Charakter konvektiver Niederschläge.

4.3 Bowenverhältnis und Bodenfeuchte

Niederschlag verursacht Änderungen in der Bodenfeuchte, die zu einer Modifikation der Oberflächeneigenschaften wie der Albedo und somit auch der Energiebilanz führen. In diesem Abschnitt wird dieser Zusammenhang anhand von Messdaten der Bodenfeuchte, des Bowenverhältnisses und des Niederschlags analysiert und Vergleiche zwischen der SOP1 und SOP2 herausgearbeitet. Anhand des Bowenverhältnisses ist einfach zu erkennen, welcher Wärmestrom der dominierende ist. Die Messdaten des fühlbaren und latenten Wärmestroms liegen als zehnmünütige Mittelwerte vor. Die Berechnung des Bowenverhältnisses schließt den Zeitraum zwischen 9 UTC und 17 UTC ein, wobei die Zeiten während und nach einem Niederschlagsereignis nicht berücksichtigt werden. Die Bodenfeuchte liegt in 5, 10 und 20 cm Bodentiefe in stündlichen Werten vor. Die halbstündlichen Niederschlagsdaten stammen vom Niederschlagsgeber an der Station Bontoli. Zu Beginn der SOP1 dominiert der fühlbare Wärmestrom. Der Boden ist am 4. Juni mit einem volumetrischen Wassergehalt in den obersten 5 cm (im Folgenden auch nur Wassergehalt genannt) von 16 - 18 % sehr trocken, dadurch kann das Bowenverhältnis auf 1.6 ansteigen (Abb. 4.2a). Die Niederschlagsmengen sind gering, lösen in der Bodenfeuchte jedoch einen starken Anstieg aus. So führt die Niederschlagsmenge von 0.8 mm am 2. Juni zu einem Anstieg der Bodenfeuchte in den oberen 5 cm des trockenen Bodens auf einen Wassergehalt von 27 %. Die Niederschlagssumme am 5. Juni von 7.6 mm erhöht die Bodenfeuchte auf 42 %. Diese Zunahmen der Bodenfeuchte sind nur kurzfristig und halten sich nur in der Nacht. Mit einsetzender Son-

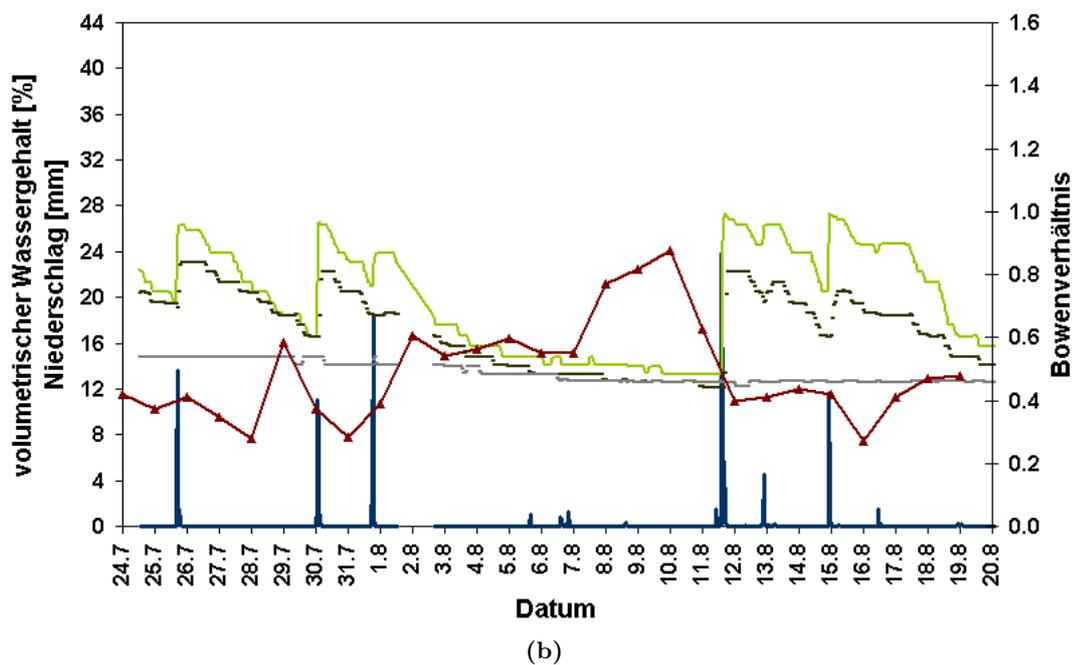
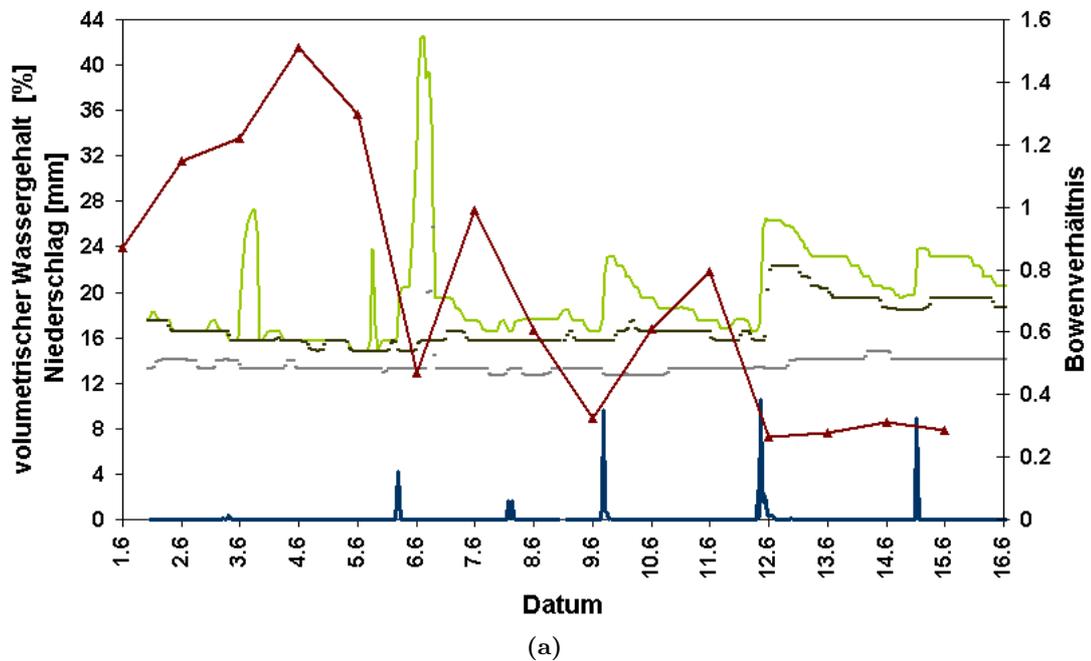


Abbildung 4.2: Bowenverhältnis (rot), Niederschlag in mm (blau) und die Bodenfeuchte (vol. Wassergehalt in %) in 5 cm Tiefe (grün), in 10 cm Tiefe (oliv) und in 20 cm Tiefe (grau). Abbildung (a) für die SOP1, Abbildung (b) für die SOP2.

neneinstrahlung verdunstet die Feuchte über dem spärlich bewachsenen Boden schnell. In tiefere Bodenschichten dringt dieser geringe Niederschlag nicht vor. Der Niederschlag am 5. Juni liefert jedoch ausreichend Feuchte, um das Bowenverhältnis auf 0.5 absinken zu lassen. Ab diesem Termin wird kein Bowenverhältnis größer als 1 mehr beobachtet, hier zeichnet sich der Übergang von den Bedingungen der Prämonsunphase zur Monsunphase ab. Der Niederschlag am 9. Juni mit 13 mm lässt das Bowenverhältnis sogar unter 0.4 absinken. Der Anstieg in der Bodenfeuchte auf einen volumetrischen Wassergehalt von 23 % ist nur moderat, allerdings verdunstet diese Feuchte nicht sofort, sondern nimmt über drei Tage langsam ab. Dies ist auch bei den nachfolgenden Niederschlagsereignissen zu beobachten, die zu einer kontinuierlichen Erhöhung der Bodenfeuchte und zur Ausbildung von Vegetation führen. Der Anstieg des volumetrischen Wassergehaltes ist in dieser Phase in abgeschwächter Form auch bis in 10 cm Bodentiefe zu erkennen. In 20 cm Tiefe liegt der volumetrische Wassergehalt in beiden SOPs durchgehend bei 13 - 15 %. Gegen Ende der SOP1 dominiert der latente Wärmestrom über den fühlbaren Wärmestrom mit einem Bowenverhältnis von 0.3 - 0.8.

Die SOP2 ist durch häufige und intensive Niederschlagsereignisse gekennzeichnet. Der Niederschlag am 25. Juli erhöht die Bodenfeuchte auf einen volumetrischen Wassergehalt von 27 % (Abb. 4.2b). Durch die generell etwas höhere Bodenfeuchte liegt das Bowenverhältnis in der SOP2 meist zwischen 0.3 und 0.6, was eine Dominanz des latenten Wärmestroms anzeigt. Damit liegt das Bowenverhältnis deutlich unter den Werten zu Beginn der SOP1, aber im Bereich der Werte, die auch gegen Ende der SOP1 erreicht werden. In den 4 Tagen nach dem Niederschlagsereignis sinkt der Wassergehalt des Bodens auf 17 % ab. Der nächste Niederschlag am 30. Juli verursacht einen erneuten Anstieg der Bodenfeuchte auf 27 %. Zwischen dem MCS am 31. Juli und dem MCS am 11. August entwickelt sich in Burkina Faso kleinskalige flache und hochreichende Konvektion (ausführlich in Kapitel 5). Dieser Zeitraum zwischen den MCS ist gekennzeichnet durch eine kontinuierliche Abnahme der Bodenfeuchte auf einen volumetrischen Wassergehalt von 13 %. Der Niederschlag aus hochreichender Konvektion kann nur zu einer geringen und kurzfristigen Erhöhung der Bodenfeuchte beitragen. Das Bowenverhältnis steigt am 7. August an, was sich auch in der Höhe der Grenzschicht bemerkbar macht. Im weiteren Verlauf nimmt das Bowenverhältnis als Folge der Trockenheit auf knapp 1 am 10. August zu. Der intensive MCS am 11. August mit einer Gesamtregenmenge von 25 mm führt zu einer Erhöhung der Bodenfeuchte auf 27 % und zu einem Bowenverhältnis von 0.4. Generell kann gesagt werden, dass während der SOP2 nach einem Niederschlagsereignis, das zu einer deutlichen Erhöhung der Bodenfeuchte führt, die Bodenfeuchte ungefähr 3 Tage braucht, bis sie wieder auf die Ausgangsfeuchte vor dem Niederschlagsereignis abgesunken ist.

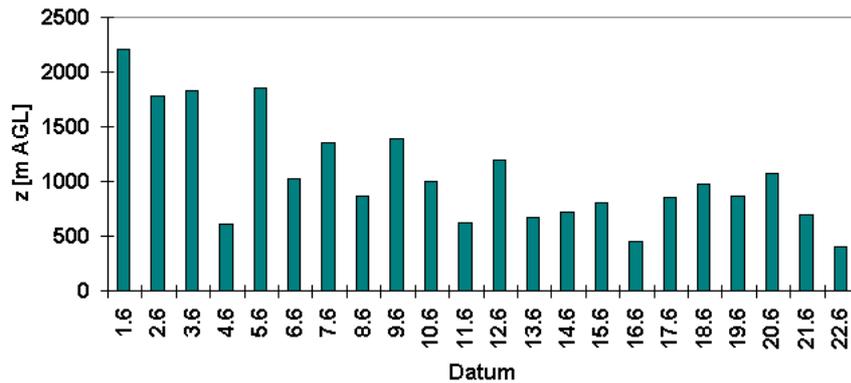
4.4 Grenzschichthöhen

Änderungen im fühlbaren und latenten Wärmestrom haben einen großen Einfluss auf den Zustand und die tageszeitliche Entwicklung der Grenzschicht. Weiter spielen das Einmischen von Luftmassen aus der freien Atmosphäre (Entrainment), Vertikal- und Horizontaladvektion eine Rolle (Stull, 1988; Garratt, 1992).

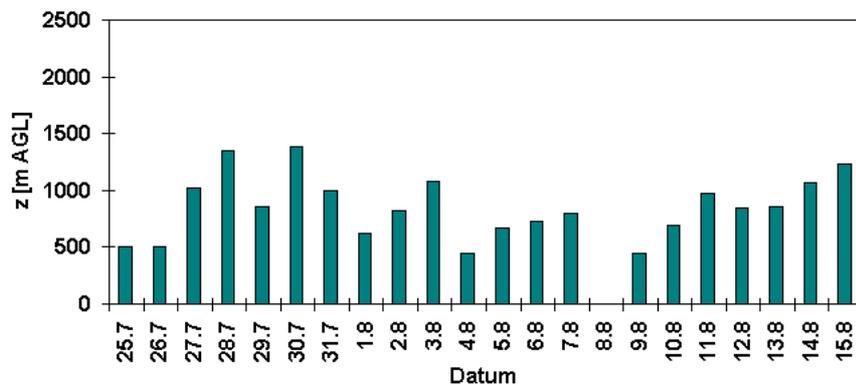
Zur Bestimmung der Höhe der Grenzschicht wird der vertikale Verlauf der meteorologischen Variablen - spezifische Feuchte q , relative Feuchte RH , Temperatur T und potentielle Temperatur Θ - anhand der Radiosondendaten analysiert. Die Höhe der Grenzschicht z_i wird durch die Untergrenze der Inversion markiert, die durch eine deutliche Zunahme des Gradienten gekennzeichnet ist. So geht die spezifische und relative Feuchte markant zurück und die beiden Temperaturen verzeichnen eine deutliche Zunahme. Nach Deardorff (1974) und Betts (1992) markiert eine vertikale Temperaturzunahme $\frac{dT}{dz} > 0$ die Untergrenze einer freien Inversion. Analog bestimmt Coulter (1979) die Untergrenze einer stabilen Schicht mittels $\frac{d\Theta}{dz} > 0$. Nach Melas (1991) und Lyra et al. (1992) ist der Oberrand der Grenzschicht in einer Höhe zu finden, in der die Feuchtigkeit sprunghaft abnimmt. Die Grenzschichthöhe wird unter Beachtung dieser Kriterien bestimmt.

Der Vergleich der maximalen Grenzschichthöhen der SOP1 und SOP2 zeigt tendenziell eine höhere Grenzschicht in der Vormonsunzeit. Gegen Ende der SOP1, mit beginnender Monsunphase, nimmt die Grenzschichthöhe ab (Abb. 4.3a). Vor dem ersten Niederschlag am 5. Juni liegt die Grenzschichthöhe zwischen 1750 m und 2200 m. Der fühlbare Wärmestrom dominiert, wie bereits in Abb. 4.2a gezeigt wurde, und führt zu einer starken Erwärmungsrate. Nach Einsetzen des Niederschlags liegen die Grenzschichthöhen bei 400 - 1400 m. Die maximale Grenzschichthöhe in der SOP2 wird mit 1400 m erreicht (Abb. 4.3b). In beiden SOPs weist die Grenzschicht nach Durchzug eines MCS eine geringere vertikale Erstreckung auf. Dies lässt sich durch einen reduzierten fühlbaren Wärmestrom und somit einem niedrigen Bowenverhältnis und einer dadurch verminderten konvektiven Durchmischung erklären. In der SOP1 ist diese Abnahme nach dem Auftreten von MCS am 6. Juni, am 8. Juni und am 12. Juni zu sehen. In der Monsunphase ist dieser Rückgang am 1. August deutlich und am 12. August schwächer ausgebildet.

Am Tag mit flacher Konvektion, dem 3. August steigt sowohl die Temperatur in der Grenzschicht als auch die Grenzschichthöhe im Verlauf des Tages deutlich an (Abb. 4.4a). Die Grenzschicht weist mit 1080 m um 15 UTC die größte vertikale Ausdehnung des Untersuchungszeitraums auf (Abb. 4.3b). Bis 15 UTC ist die Mischungsschicht nahezu neutral geschichtet und der Oberrand der Grenzschicht ist von einer ausgeprägten Inversion abgeschlossen. Um 18 UTC stabilisiert



(a)



(b)

Abbildung 4.3: Tagesmaxima der Grenzschichthöhen, Abbildung (a) während SOP1, Abbildung (b) während SOP2 im Jahr 2006.

sich die bodennahe Schichtung etwas und die Grenzschichtinversion schwächt sich ab. Der in der Nacht zum 4. August vorbeiziehende MCS ist die Ursache für die Ausbildung einer nur geringen Grenzschichthöhe an diesem Tag, die um 12 UTC eine Höhe von 445 m aufweist. Am 5. August, ebenfalls um 12 UTC, reicht sie etwas höher bis 670 m. Eine stärker instabile Schichtung in Bodennähe ist am 6. August bis 16 UTC vorhanden (Abb. 4.4b). Um 10 UTC reicht die Mischungsschicht bis ca. 550 m AGL. Die maximale Grenzschichthöhe wird um 13 UTC mit 725 m erreicht (Abb. 4.3b). Der 6. August verfügt zwar über ähnliche Erwärmungsraten zwischen 10 und 13 UTC wie der 3. August, aber durch die einsetzende Konvektion mit Niederschlag nach 13 UTC kann die Grenzschicht nicht weiter anwachsen. Der Sondenaufstieg um 19 UTC zeigt eine stabile nächtliche Grenzschicht, deren Stabilität besonders in Bodennähe ausgeprägt ist. Am 7. August wächst die konvektive Grenzschicht aufgrund eines hohen fühlbaren Wärmestroms (Abb. 4.2b) bis 12 UTC auf eine maximale Höhe von 800 m an (Abb. 4.4c und 4.3b). Die Obergrenze ist durch eine Inversion markiert, die sich bis 15 UTC fast abgebaut hat. Die instabile Schichtung in Bodennähe hat sich zu diesem Zeitpunkt verstärkt. Auch um 18 UTC ist die

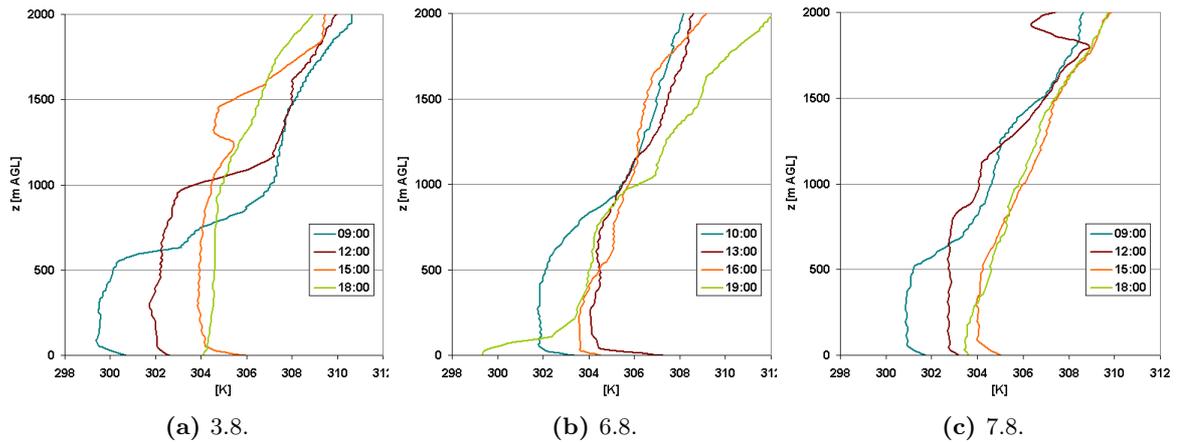


Abbildung 4.4: Tagesgang der Grenzschicht anhand der potentiellen Temperatur (K). Abbildung (a) zeigt den Verlauf am 3.8.2006 bei flacher Konvektion, Abbildung (b) am 6.8.2006 bei hochreichender Konvektion und Abbildung (c) am 7.8.2006 bei hochreichender Konvektion.

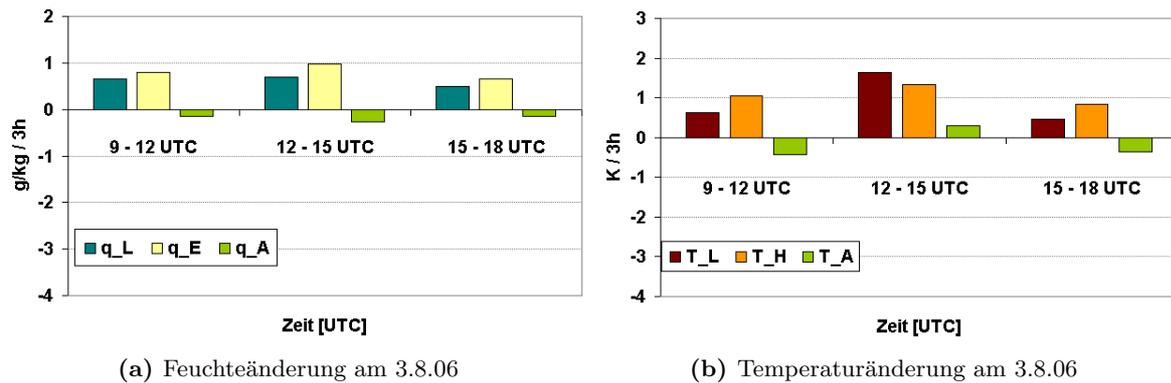
bodennahe Schicht, anders als an den beiden anderen Tagen, noch leicht instabil geschichtet.

4.5 Feuchte- und Temperaturänderungen in der Grenzschicht

In diesem Abschnitt werden nun die Prozesse untersucht, die am 3., 6. und 7. August zu Feuchte- und Temperaturänderungen in der Grenzschicht und damit zur latenten Instabilität beitragen. Um die Beiträge zu bestimmen wurde die vertikal gemittelte zeitliche Änderung der Feuchte q_l und der Temperatur T_l zwischen zwei Radiosondenaufstiegen berechnet. Über den fühlbaren bzw. den latenten Wärmestrom wird die Flussdivergenz (q_E und T_H) berechnet, die Feuchte- und Temperaturadvektion (q_A und T_A) ist durch das Residuum gegeben. Die Gleichungen hierzu sind in Gl. 3.4 bis 3.9 zu finden. Für den 4. - 5. August stehen Daten von jeweils nur einem Radiosondenaufstieg pro Tag zur Verfügung, die für eine Berechnung nicht ausreichend sind.

Am 3. August ist eine kontinuierliche Feuchtezunahme in der Grenzschicht über den ganzen Tag hinweg zu beobachten. Diese Feuchtezunahme war bereits in Bodennähe zu erkennen (Abb. 4.1b). Auch die Bodenfeuchte ist am 3. August maximal mit einem volumetrischen Wassergehalt von 17.5 % und nimmt während des Untersuchungszeitraums aufgrund fehlender großer Niederschlagsmengen ab. Die Feuchtezunahmen liegen von 9 - 12 UTC bei 0.65 g/kg, von 12 - 15 UTC bei 0.7 g/kg und von 15 - 18 UTC bei 0.5 g/kg, jeweils innerhalb 3 Stunden.

Nach 15 UTC nimmt die Feuchte mit 0.5 g/kg bis 18 UTC zu (Abb. 4.5a). Die Feuchtezunahme ist zum großen Teil auf Verdunstung vom Boden zurückzuführen. Die maximale Divergenz des latenten Wärmestroms wird zwischen 12 UTC und 15 UTC mit 1 g/kg erreicht. Der Beitrag



(a) Feuchteänderung am 3.8.06

(b) Temperaturänderung am 3.8.06

Abbildung 4.5: Feuchte- und Temperaturänderung in der Grenzschicht am 3. August 2006. Es handelt sich um dreistündige Änderungen, die jeweils zwischen 2 Radiosonenaufstiegen berechnet wurden. In der Feuchteänderung stellt der blaue Balken die lokalzeitliche Änderung der Feuchte in der Grenzschicht dar, der gelbe Balken die Divergenz des latenten Wärmestroms und der grüne Balken die Advektion von Feuchte. Bei der Temperaturänderung stellt der rote Balken die lokalzeitliche Änderung der potentiellen Temperatur dar, der orange Balken zeigt die Divergenz des fühlbaren Wärmestroms und der grüne Balken stellt den Advektionsanteil dar.

der Horizontaladvektion ist klein, aber den ganzen Tag über negativ, d.h. es wird trockene Luft advehiert. In der Temperatur finden sich von 9 - 18 UTC positive Erwärmungsraten (Abb. 4.5b). Während die Temperaturzunahme von 9 - 12 UTC und von 15 - 18 UTC durch die Divergenz des fühlbaren Wärmestroms bewirkt wird, findet von 12 - 15 UTC zusätzlich Temperaturadvektion statt, die zur Erwärmung beiträgt. Analog zur Feuchte findet die maximale Erwärmung in der Grenzschicht mit 1.65 K/3h in der Mittagszeit statt. Der Tag mit flacher Konvektion wird von den Wärmeflüssen dominiert. Es sind keine großräumigen Gradienten vorhanden, die zu ausgeprägten Advektionsprozessen führen.

Am 6. August, dem Tag mit hochreichender Konvektion, gestalten sich die Bedingungen in der Grenzschicht anders. Am Morgen findet von 10 - 13 UTC sowohl eine Zunahme der Feuchte (Abb. 4.6a) als auch der Temperatur (Abb. 4.6b) statt. Zwischen 13 UTC und 16 UTC ist aber bereits eine leichte Temperatur- und Feuchteabnahme zu verzeichnen, obwohl sowohl der latente als auch der fühlbare Wärmestrom groß sind. Daraus kann abgeleitet werden, dass zwischen 12 UTC und 15 UTC kalte und trockene Luft ins Untersuchungsgebiet advehiert wird. Im Gebiet um Dano entwickelt sich eine erste Konvektionszelle ab 13 UTC. Stärkere konvektive Tätigkeit mit Niederschlag findet nach 15 UTC statt. Konvektiver Niederschlag erfolgt auf einer kleinen räumlichen Skala, sodass davon ausgegangen werden kann, dass deutliche Unterschiede im Feuchte- und Temperaturgehalt innerhalb weniger Kilometer entstehen. Durch diese Boden-

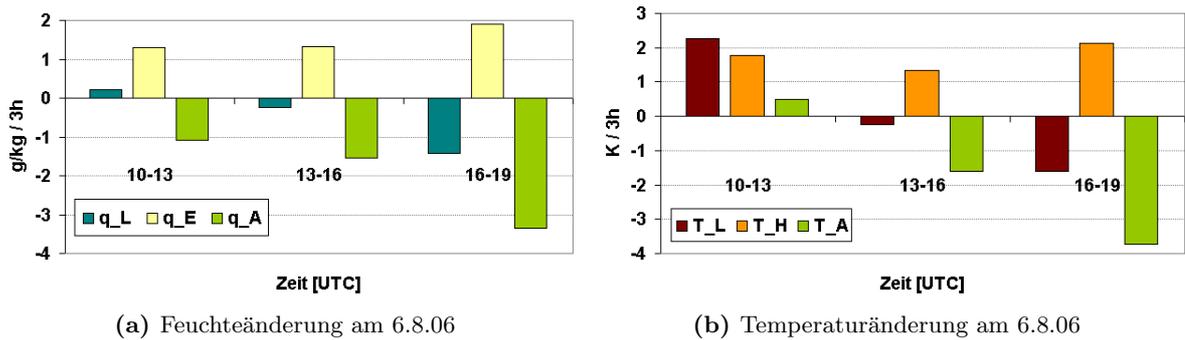


Abbildung 4.6: Feuchte- und Temperaturänderung in der Grenzschicht am 6. August 2006. Beschreibung siehe Abb. 4.5.

feuchteanomalien können sich Sekundärzirkulationen ausbilden. Die lokalzeitliche Änderung der Temperatur und der Feuchte wird also offensichtlich von räumlichen Gradienten auf regionaler Skala beeinflusst, die durch die konvektiven Systeme mit Niederschlag in der Umgebung von Dano entstanden sind. Die maximale Feuchte- und Temperaturabnahme findet zwischen 16 UTC und 19 UTC statt. So nimmt die Feuchte um -1.4 g/kg ab, während der latente Wärmestrom mit 1.9 g/kg innerhalb von 3 Stunden weiterhin zur Feuchtezunahme beiträgt. Die resultierende Advektion von trockeneren Luftmassen liegt somit bei -3.3 g/kg innerhalb von drei Stunden. Die Temperaturabnahme ist mit -1.6 K zwischen 16 UTC und 19 UTC ebenfalls hoch. Die Erwärmung durch den fühlbaren Wärmestrom liegt bei 2.1 K/3h, d.h. die Abkühlung durch Kaltluftadvektion beträgt -3.7 K/3h.

Am zweiten Tag mit hochreichender Konvektion, dem 7. August, nimmt die Feuchte in der gesamten Grenzschicht, wie in den bodennahen Daten gesehen (Abb. 4.1b), ebenfalls nach 12 UTC ab (Abb. 4.7a). Da die Verdunstung des Bodens noch bis 18 UTC sehr hoch ist, kann erneut nur die Advektion von trockener Luft für den Feuchterückgang verantwortlich sein. Konvektive Tätigkeit findet in der Umgebung von Dano nach 16 UTC statt, was im Satellitenbild (Abb. 5.14) zu sehen ist. Eine Erwärmung findet aufgrund des starken fühlbaren Wärmestroms bis 15 UTC statt, der bis zur Konvektionsentwicklung dominiert (Abb. 4.7b). Im Zeitraum zwischen 15 UTC und 18 UTC stagniert die Temperatur nahezu, trotz noch hoher Divergenz des fühlbaren Wärmestroms.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Prozesse, die am 3. August zur Erwärmung und Befeuchtung der Grenzschicht führen, überwiegend aufgrund der Divergenz der Wärmeströme zustande kommen. Es sind keine großräumigen Gradienten in der Bodenfeuchte vorhanden und somit spielt Advektion keine Rolle. Im Gegensatz dazu sind am 6. und am 7. August sowohl ad-

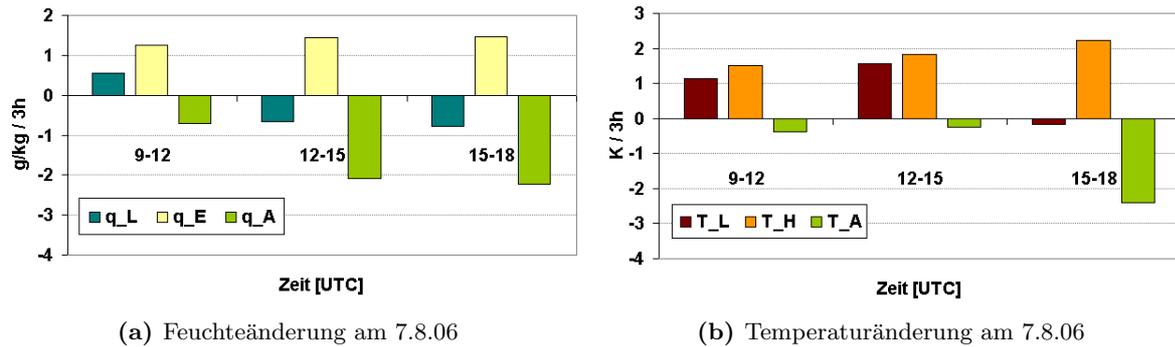


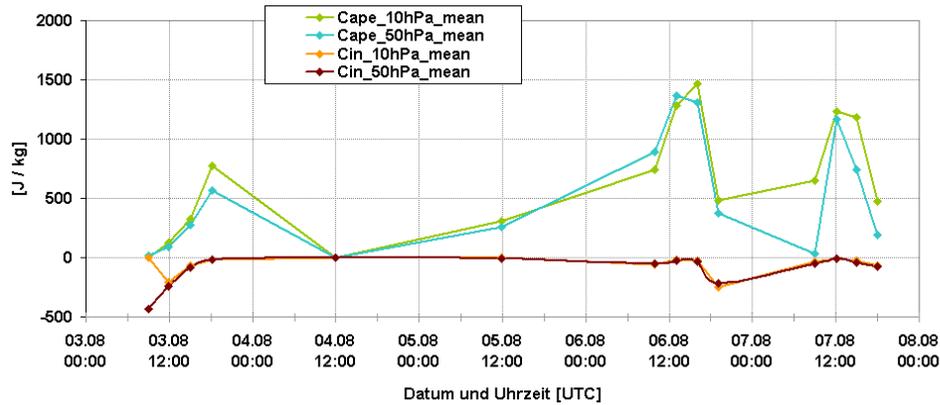
Abbildung 4.7: Feuchte- und Temperaturänderung in der Grenzschicht am 7. August 2006. Beschreibung siehe Abb. 4.5.

vektive Prozesse als auch die Wärme- und Feuchteflussdivergenzen an der zeitlichen Entwicklung der Temperatur und Feuchte gleichermaßen beteiligt. Diese setzen nach konvektiver Tätigkeit mit Niederschlag und den daraus entstehenden räumlichen Unterschieden in Temperatur und Feuchte ein und führen trockenere und kühlere Luft heran. Durch konvektive Systeme in der Umgebung wird die Änderung der Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht beeinflusst.

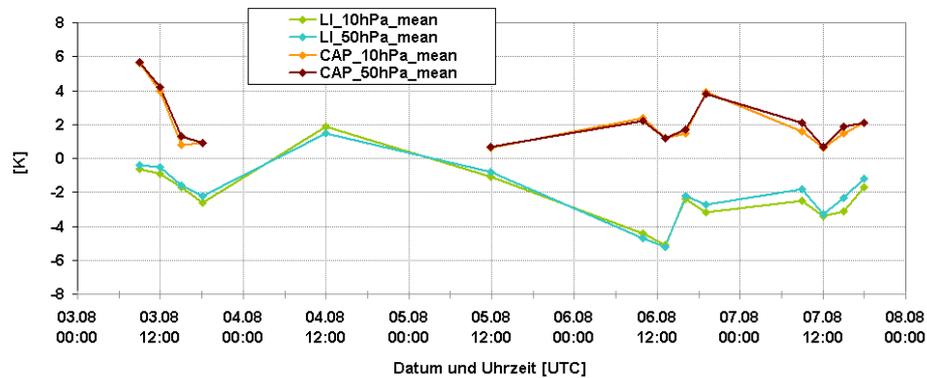
4.6 Konvektionsindizes

Die bisher behandelten Änderungen in der Bodenfeuchte, der Temperatur und der Feuchte in der Grenzschicht haben einen großen Einfluss auf die Höhe und die tageszeitliche Entwicklung von Konvektion. Deshalb gehen in die Berechnung der Konvektionsindizes, welche die latente Instabilität der Atmosphäre beschreiben, Grenzschichtwerte mit ein. Zu Beginn werden die Konvektionsindizes im Untersuchungszeitraum 3. - 7. August diskutiert. Anschließend werden die Indizes aus der SOP1 und der SOP2 betrachtet, um mögliche Unterschiede festzustellen, die sich durch das Einsetzen des westafrikanischen Monsuns ausbilden. Um den Einfluss der bodennahen Schicht auf die Konvektionsindizes zu reduzieren, werden die Eigenschaften der gehobenen Pakete nicht aus den Bodenwerten, sondern aus einem Schichtmittel gebildet, wobei hier Mittelwerte der untersten 10 hPa und 50 hPa verwendet werden. Die nachfolgenden Diagramme enthalten die Konvektionsindizes, die aus 10 hPa und 50 hPa Schichtmittel berechnet wurden. Im Folgenden werden im Text die 10 hPa Werte diskutiert.

Durch die Zunahme der Feuchte und der Temperatur in der Grenzschicht am 3. August (Abb. 4.5) steigt auch die CAPE im Tagesverlauf, zwar moderat, aber kontinuierlich auf 800 J/kg an (Abb. 4.8a). Bei der ersten Radiosondenmessung um 9 UTC wird Konvektion noch stark unterdrückt, was sich in einer CIN von -450 J/kg, einem Cap von fast 6 K, schwachen Werten



(a) CAPE und CIN vom 3. - 7. August

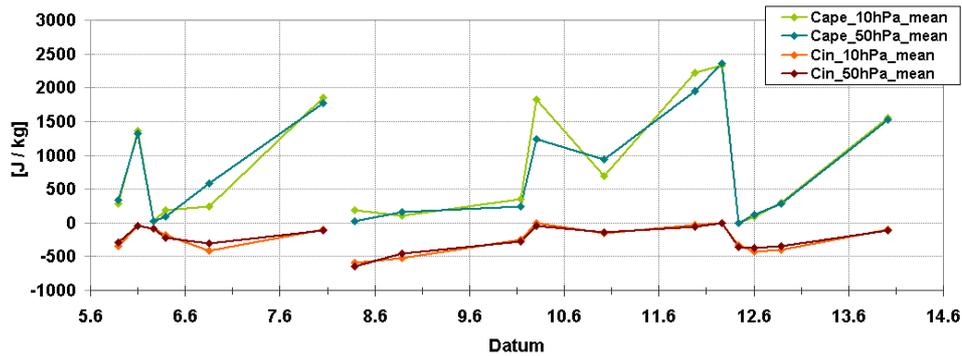


(b) Lifted Index und Cap vom 3. - 7. August

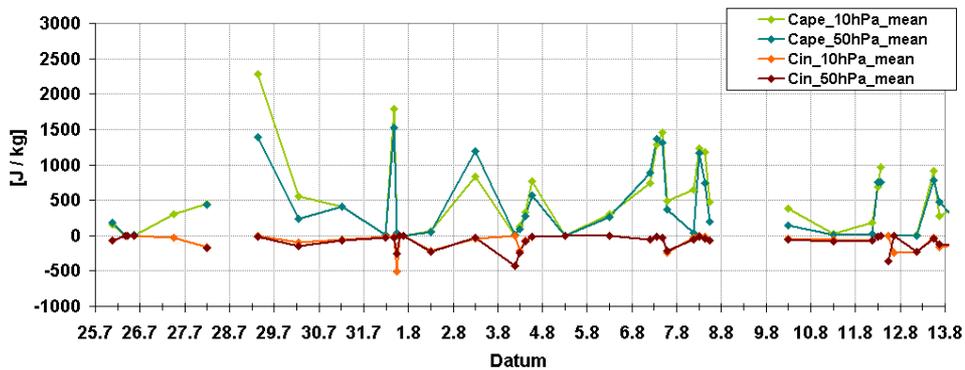
Abbildung 4.8: Konvektionsindizes vom 3. - 7. August 2006. (a) CAPE (J/kg) in grün (10 hPa) und blau (50 hPa), CIN (J/kg) in orange (10 hPa) und rot (50 hPa). (b) LI (K) in grün (10 hPa) und blau (50 hPa), Cap (K) in orange (10 hPa) und rot (50 hPa).

der CAPE und des Lifted Index ausdrückt. Dies kann auf den Durchzug des MCS am Vortag zurückgeführt werden. Nach Durchzug eines weiteren MCS im Norden und der Mitte Burkina Fasos in der Nacht zum 4. August gibt es an diesem Tag keine verfügbare konvektive Energie. Die CAPE und CIN liegen bei Null und der Lifted Index ist mit 2 K positiv. Am 5. August nimmt die latente Instabilität mit einer CAPE von 300 J/kg um 12 UTC wieder langsam zu und auch der Lifted Index ist leicht negativ.

An den Tagen mit hochreichender Konvektion ändern sich die Bedingungen signifikant. Am 6. August steigt die CAPE bis 16 UTC auf einen Wert von knapp 1500 J/kg an. Der Lifted Index erreicht bereits um 13 UTC sein Minimum mit -5.2 K und liegt zum 16 UTC Termin bei -2.2 K. Dies korreliert mit der Abnahme der Temperatur und der Feuchte in der Grenzschicht nach 13 UTC (Abb. 4.6). Um 19 UTC ist nach den konvektiven Aktivitäten im Umfeld von Dano ein deutlicher Rückgang der CAPE und der CIN zu erkennen. Der Lifted Index ändert



(a) CAPE und CIN SOP1

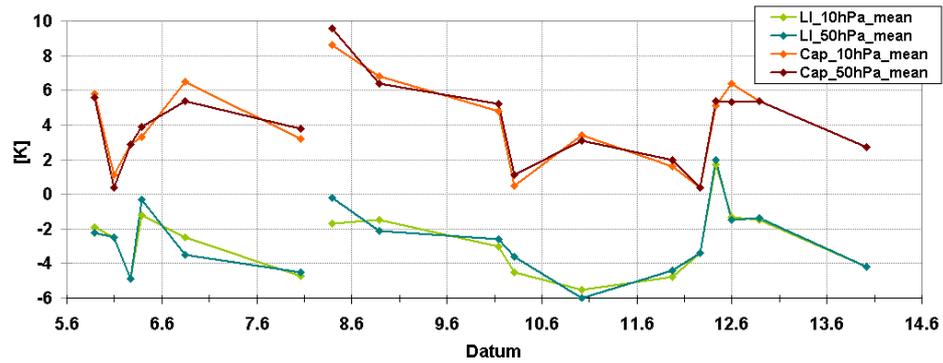


(b) CAPE und CIN SOP2

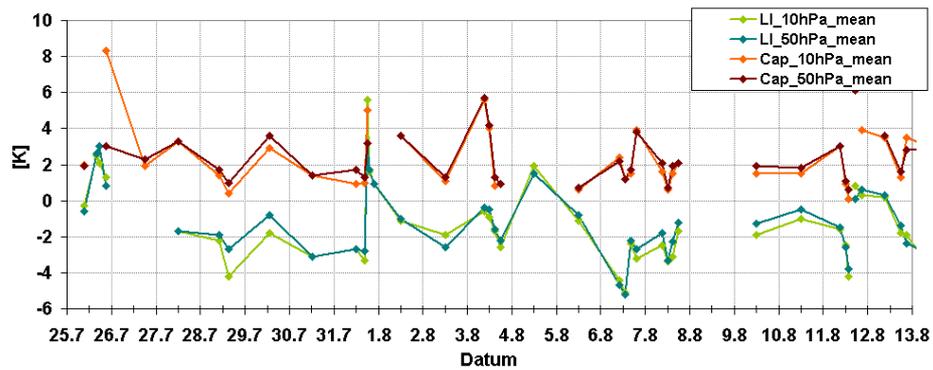
Abbildung 4.9: CAPE (J/kg) und CIN (J/kg) während (a) SOP1 und (b) SOP2. MCS sind in der SOP1 am 5.6., 7.6. und am 11.6.06 über Dano hinweg gezogen, in der SOP2 am 25.7., 31.7. und 11.8.06. Die Berechnung basiert auf der Hebung aus einer Schicht, die aus Mittelwerten von Feuchte und Temperatur der untersten 10 hPa bzw. 50 hPa der Troposphäre ermittelt wird. Die CAPE in grün und die CIN in orange basieren auf 10 hPa Mittelwerten, die CAPE in blau und die CIN in rot basieren auf 50 hPa Mittelwerten.

sich nur noch leicht. Am 7. August steigt die CAPE auf einen maximalen Wert von knapp über 1200 J/kg um 12 UTC an, danach sinkt die CAPE in Übereinstimmung mit dem Rückgang der Feuchte (Abb. 4.7a) ab. Auch ist der Lifted Index mit -3.2 K und das Cap mit 1 K zu diesem Zeitpunkt am stärksten. Die nur geringe Abnahme der CAPE um 15 UTC knapp unter 1200 J/kg kann dadurch erklärt werden, dass die Temperatur in der Grenzschicht noch zu, die Feuchte allerdings schon abnimmt. Dadurch kompensieren sich die Einflüsse der Grenzschicht auf die CAPE teilweise (Abb. 4.7). Um 18 UTC nimmt die Feuchte und die Temperatur ebenso wie die CAPE ab.

Zum Abschluss sollen nun die Unterschiede zwischen den beiden SOPs analysiert werden. In der SOP1 zogen drei MCS über Dano hinweg, am 5. Juni, am 7. Juni und am 11. Juni. Die Abbildung 4.9a zeigt, dass die CAPE vor jedem MCS auf hohe Werte ansteigt und nach einem



(a) Lifted Index und Cap SOP1



(b) Lifted Index und Cap SOP2

Abbildung 4.10: Lifted Index (K) in grün aus 10 hPa, in blau aus 50 hPa, und Cap (K) in orange aus 10 hPa und in rot aus 50 hPa während (a) SOP1 und (b) SOP2.

Durchzug zusammenbricht. Innerhalb dieser Vormonsunphase ist eine tendenzielle Zunahme der maximalen CAPE in den präkonvektiven Bedingungen der MCSs zu erkennen. So liegt die CAPE vor dem ersten MCS der Vormonsunphase am 5. Juni bei 1400 J/kg, vor dem zweiten MCS am 7. Juni bei 1800 J/kg und vor dem dritten MCS am 11. Juni bei 2400 J/kg. Nach Durchzug der MCS baut sich sehr schnell eine Schicht mit negativem Auftrieb auf. Aus der Analyse des Lifted Index und des Cap kann ein ähnliches Fazit gezogen werden. Am 5. Juni sinkt das Cap in den präkonvektiven Bedingungen um 12 UTC auf 1 K ab (Abb. 4.10a). Unter diesen Bedingungen kann eine hohe latente Instabilität durch Akkumulation von Feuchte und Wärme in der Grenzschicht aufgebaut werden. Der Lifted Index ist um 16 UTC am stärksten negativ mit -5 K. Auffallend beim MCS am 7. Juni ist die sehr hohe Sperre für Konvektion mit einer Cap von über 8 K, das sich nach Durchzug aufbaut und sich auch in einer CIN von -550 J/kg zeigt. Zwischen dem 9. Juni und dem 11. Juni weist der Lifted Index mit Werten zwischen -4.5 bis -5.5 K durchgehend eine hohe latente Instabilität auf.

In der SOP2 ziehen zwischen dem 25. Juli und dem 13. August drei MCS direkt über Dano

hinweg, am 28. Juli und am 2. August ziehen MCS in der Umgebung vorbei. Vom MCS am 25.7. liegen erst nach Durchzug des Systems Radiosondendaten vor. Hier ist keine latente Instabilität mehr vorhanden (Abb. 4.9b). Bei Betrachtung des gesamten Zeitraums ist während der SOP2 ein Rückgang der maximalen CAPE zum Ende der Monsunzeit hin zu beobachten. Vor dem MCS, der am 28. Juli in der Umgebung von Dano vorbeigezogen ist, liegen mit 2300 J/kg noch ähnlich hohe Werte wie unter den präkonvektiven Bedingungen des letzten MCS in der SOP1 vor. Der Lifted Index ist mit -5 K stark negativ und das Cap liegt im Bereich von 0.5 K (Abb. 4.10b). An diesem Tag wurde jedoch nur eine Radiosonde um 12 UTC aufgelassen. Die präkonvektiven Bedingungen des MCS am 31. Juli sind durch eine rapide Zunahme der CAPE von 0 auf 1800 J/kg geprägt, die zwischen den Sondenaufstiegen um 12 UTC und 16:30 UTC erfolgt. Der Lifted Index liegt um 16:30 UTC bei -3 K und das Cap ist im idealen Bereich von 1 K. Nach Durchzug des MCS um 18 UTC steigen beide markant auf über 5 K an, auch die CIN ist mit -500 J/kg stark negativ und es ist keine konvektive Energie mehr vorhanden. Am 11. August wird eine deutlich geringere CAPE erreicht, wobei hier der Radiosondenaufstieg um 15 UTC fehlerhaft ist und nicht ausgewertet werden kann. In der CIN ist jedoch nach Durchzug eine deutliche Abnahme auf -250 J/kg zu erkennen.

Beim Vergleich der Konvektionsindizes vor dem Einsetzen von hochreichender Konvektion mit den Konvektionsindices vor MCS lässt sich während der gesamten SOP2 kein systematischer Unterschied feststellen, da die Werte der präkonvektiven CAPE am 6. und 7. August weniger als eine Standardabweichung vom Mittelwert der CAPE vor einem MCS Ereignis abweichen. Dies gilt auch für die präkonvektiven Werte des Lifted Index. Die höchste latente Labilität wird während der SOP2 vor Entstehung der hochreichenden Konvektion am 6. August mit einem Wert des LI von -5.2 K erreicht.

Der Vergleich der Konvektionsindizes mit der Literatur (siehe Kapitel 3.5) zeigt, dass bei der Höhe der CAPE-Werte eher moderate Konvektion zu erwarten wäre. Die angegebenen Werte gelten jedoch für Konvektion in den mittleren Breiten. Desweiteren erfolgte die Berechnung der Eigenschaften des gehobenen Luftpakets nicht aus Bodenwerten sondern aus dem 10 hPa Schichtmittel, was die Höhe der CAPE reduziert. Anders hingegen verhält es sich beim Lifted Index und der Cap. Die stärkste konvektive Entwicklung findet bei einem Lifted Index kleiner als -3 K und einer Cap zwischen 0.5 - 2 K statt, was gut mit den Literaturwerten übereinstimmt.

Kapitel 5

Synoptische Analyse des Zeitraums

3. - 7. August 2006

5.1 Vorbemerkungen

Zur Analyse der synoptischen Situation werden satellitengestützte Daten, Radiosondenaufstiege und Daten des ACMAD (African Center of Meteorological Application for Development) verwendet. Diese Daten werden nun kurz erläutert.

Das RDT Produkt (Rapid Developing Thunderstorm) (RDT, AMMA-Homepage, 2008) von Meteo France wird zur Erkennung und Verfolgung von konvektiven Zellen verwendet. Die konvektiven Systeme werden im Infrarotkanal IR10.8 von geostationären Satelliten erkannt. Hierbei werden Charakteristika wie Größe, Bewegung, Minimumtemperatur, Abkühlungs- und Ausdehnungsrate bestimmt. Anhand einer Farbskala ist der Zeitpunkt im Lebenszyklus der jeweiligen Systeme direkt ablesbar.

gelbe Kontur	Auslösezeitpunkt, das System wird erstmals detektiert
rote Kontur	Intensivierung des Systems
violette Kontur	System ist voll ausgebildet
blaue Kontur	Abschwächung des Systems

Die Stärke der Kontur zeigt die Temperaturtendenz des Systems an. Je stärker die Abkühlung ist, desto stärker ist die Kontur. Desweiteren zeigt eine grüne Kontur die Umrisse des Systems aus dem vorhergehenden Satellitenbild und eine gelbe Kontur zeigt die Trajektorie des Systems, vom Zeitpunkt der Initialisierung an.

Die Niederschlagsdaten stammen vom TRMM Projekt (Tropical Rainfall Measuring Mission) (TRMM-TMPA Homepage, 2008), das gemeinsam von der NASA und der japanischen Raum-

fahrtagentur JAXA betrieben wird. Der 'TRMM Microwave Imager' (TMI) ist ein passiver Mikrowellensensor, aus dessen Daten quantitative Niederschlagsinformationen abgeleitet werden können. Die Mikrowellenstrahlung, die von der Erde und der Atmosphäre emittiert wird, wird vom Sensor minütlich gemessen und der Gehalt an Wasserdampf, Wolkenwasser und Niederschlagsintensität von der NASA quantifiziert. In die TRMM-TMPA gehen Niederschlagsschätzungen mehrerer Satelliten und Niederschlagsmessungen ein. Die Auflösung ist mit $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ hoch (Huffman et al., 2007). Es wird jeweils der akkumulierte Niederschlag von 6 UTC des aktuellen Tages bis 6 UTC des nachfolgenden Tages dargestellt. Die in dieser Arbeit verwendeten Abbildungen und Daten wurden mittels dem GES-DISC 'Interactive Online Visualization and Analysis Infrastructure' (Giovanni) als Teil des NASA Goddard Earth Sciences (GES) Daten- und Informationscenter (DISC) erstellt.

Die Bodenfeuchteverteilung kann aus AMSR-E Satellitendaten (Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System) abgeleitet werden, die vom NASA Satelliten AQUA stammen. AMSR-E ist einer von 6 Mikrowellensensoren an Bord des AQUA Satelliten, der die schwache Strahlung von Landoberflächen und der Atmosphäre in 12 Kanälen und über 6 Frequenzen von 6.9 bis 89 GHz detektieren kann. Mit Mikrowellensensoren ist eine kontinuierliche Beobachtung unabhängig von Tageszeit und Wetter möglich (AMSR-E Homepage (1), 2008). Mit dem AMSR-E werden geophysikalische Parameter gemessen, die zur Bestimmung von Niederschlag, ozeanischem Wasserdampf, Wolkenwasser, bodennahem Wind, Meeresoberflächentemperatur, Bodenfeuchte, Schneebedeckung und Meereis verwendet werden (AMSR-E Homepage (2), 2008). Die Genauigkeit der Bodenfeuchtebestimmung liegt bei 0.06 g/cm^3 , wobei die Bodenfeuchte nur dort bestimmt werden kann, wo der Boden nicht durch starken Bewuchs bedeckt ist. Bei der Auswertung dieser Satellitendaten ist zu beachten, dass ein Überflug nicht das gesamte Gebiet abdecken kann. Durch die Aneinanderreihung von zeitlich versetzten Überflügen können sich Überschneidungen ergeben, z.B. kann bei einem Überflug der Niederschlag eines MCS nicht vollständig erfasst werden und beim nächsten Überflug der Feuchtegehalt sich durch Austrocknung bereits wieder geändert haben.

Die WASA (West African Synthetic Analysis) (WASA, AMMA-Homepage, 2008) Daten werden als Referenz für die Lage und den Verlauf der innertropischen Diskontinuität (ITD), des TEJ, des AEJ und der AEW verwendet. In die WASA gehen Daten aus dem ECMWF Modell¹, aus dem UKMO Modell² des englischen Wetterdienstes und dem Arpège Modell von Meteo France, sowie Messdaten und Erfahrungswerte von afrikanischen Synoptikern vor Ort ein. Die ITD

¹European Center for Medium range Weather Forecast

²United Kingdom MetOffice

wird durch die Lage der 15° Isodrosotherme³ analysiert. Der AEJ wird in einer Höhe zwischen 600 und 700 hPa analysiert, je nach Lage des Maximums. Dabei liegt eine Geschwindigkeit von 10 m/s als untere Referenzgeschwindigkeit zugrunde. Die Analyse des TEJs erfolgt in der WASA in 200 hPa bis 100 hPa mit einer Geschwindigkeit von mindestens 17.5 m/s. Eine Analyse wird erschwert durch das Vorhandensein von mehreren Maxima, insbesondere beim TEJ, und der starken meridionalen Ausdehnung des AEJs und des TEJs. Im klimatologischen Mittel erstreckt sich der AEJ über 5 Breitengrade, beim TEJ sind es über 10 Breitengrade (Fink, 2006).

5.2 Die synoptische Situation am 3. August 2006

In der WASA verläuft die ITD um 6 UTC entlang des 20. Breitengrades und verlagert sich nur geringfügig zum 18 UTC Termin weiter nach Norden (Abb. 5.1). Östlich des Zentrums des Saharahitzetiefs findet bei 20 °Nord / 8 °Ost ein Vorstoß von trockener Luft statt, was am Boden durch den Rückgang der Taupunkttemperatur, sowie in 500 hPa durch die Lage der 'dry intrusion' gekennzeichnet ist. Der AEJ und der TEJ liegen um 6 UTC direkt über dem südlichen Teil von Burkina Faso (11 °Nord / 4 °West) (Abb. 5.1a). Die Analyse um 18 UTC zeigt die Abschwächung des AEJ im Osten und die Intensivierung im Westen, sowie die Auflösung des TEJs westlich von 6 °Ost.

Die Charakteristika des westafrikanischen Monsuns sind deutlich in den Radiosondenaufstiegen zu erkennen (Abb. 5.2). So beobachtet man eine konvektive Grenzschicht, die im Verlauf des Tages kontinuierlich anwächst und gegen 15 UTC ihre maximale Höhe erreicht (800 hPa). Der Oberrand der Grenzschicht ist durch die stabile Schichtung einer abgehobenen Inversion zur freien Atmosphäre abgegrenzt. Die potentielle Temperatur nimmt zwischen 9 UTC und 15 UTC um 6 K zu und bleibt danach nahezu konstant (Abb. 5.2d). Wie in Kapitel 4.5 gezeigt, ist diese Temperaturzunahme im Wesentlichen durch die Divergenz des fühlbaren Wärmestrom zu erklären. Gleichzeitig findet eine nahezu kontinuierliche Zunahme der Feuchte in der Grenzschicht statt (Abb. 5.2c). Es bildet sich um 15 UTC Cumulusbewölkung am Oberrand der Grenzschicht aus (ohne Abbildung). In Übereinstimmung mit den Beobachtungen von Parker et al. (2005) ist die Höhe der Monsunströmung nicht konstant, sondern an die Höhe der konvektiven Grenzschicht gekoppelt. So reicht der Südwestwind um 9 UTC nur bis ca. 900 hPa. Bis 18 UTC jedoch hat sich die südwestliche Monsunströmung mit dem Anwachsen der konvektiven Grenzschicht bis 800 hPa ausgedehnt. Die Stärke der Monsunströmung liegt am Tage um 5 m/s.

³Linien gleichen Taupunkts

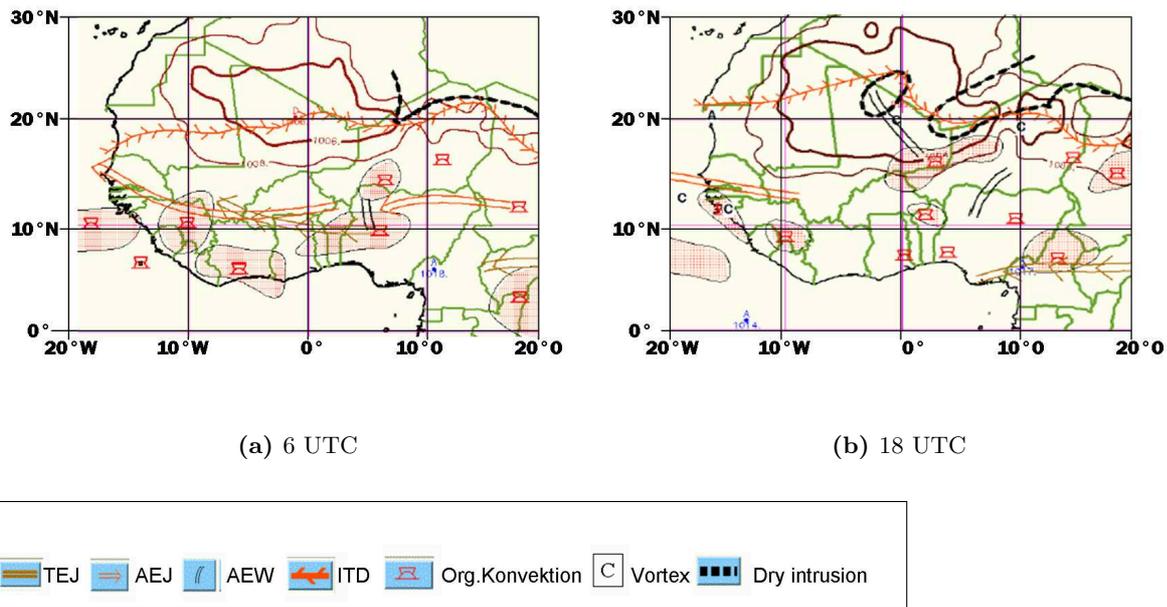


Abbildung 5.1: Synoptische Situation in der WASA am 3. August, Abbildung (a) um 6 UTC, Abbildung (b) um 18 UTC. Lage der ITD in 2 m Höhe (gefiederte rote Linie), des AEJs als Windmaximum zwischen 600-700 hPa (rote Linie mit einem Pfeil), des TEJ in 200 hPa (rote Linie mit mehreren Pfeilen), der AEW Trogachsen in 700 hPa (schwarze Doppellinie) und des Sahara Hitzetiefs am Boden (dicke rote Linie). Die eingezeichneten Cumulonimbus capillatus Symbole kennzeichnen die Lage von MCS und hochreichender Konvektion und die Markierung 'c' gibt die Lage eines Vortex in 850 hPa an. Die gestrichelte schwarze Linie stellt die Lage einer 'dry intrusion' aus der Sahara in 500 hPa dar. Die WASA Daten stammen von der AMMA-Homepage (http://aoc.amma-international.org/reports/forecast/acmad_daily).

Die Lage der beiden Jets über dem Süden von Burkina Faso spiegelt sich in der Höhe der Windgeschwindigkeit wieder. Das Maximum des AEJs liegt um 9 UTC in einer Höhe von 630 hPa mit einer Windgeschwindigkeit von 19 m/s (Abb. 5.2a). Im Tagesverlauf nimmt die Windstärke mit der Abschwächung des AEJs über Burkina Faso ab. Um 18 UTC weist der AEJ in einer größeren Höhe von 590 hPa eine maximale Windgeschwindigkeit von 15 m/s auf. Darüber befindet sich der TEJ in einer Höhe von 100 hPa mit einer maximalen Windgeschwindigkeit von 37 m/s. Diese liegt zum 18 UTC Aufstieg noch bei 35 m/s. Hier erfolgt keine Abnahme der Windgeschwindigkeit, sodass davon auszugehen ist, daß der TEJ sich nicht abschwächt, wie in der WASA analysiert (siehe hierzu auch WASA am 4. August um 6 UTC in Abb. 5.5a, in der der TEJ wieder analysiert wird).

Bei der Darstellung der Radiosondenaufstiege der folgenden Tage wird auf die vollständige vertikale Darstellung der Aufstiege verzichtet. Die Windrichtung und Windgeschwindigkeit wird bis in eine Höhe von 300 hPa gezeigt. Die Vertikalprofile der spezifischen Feuchte und der potenti-

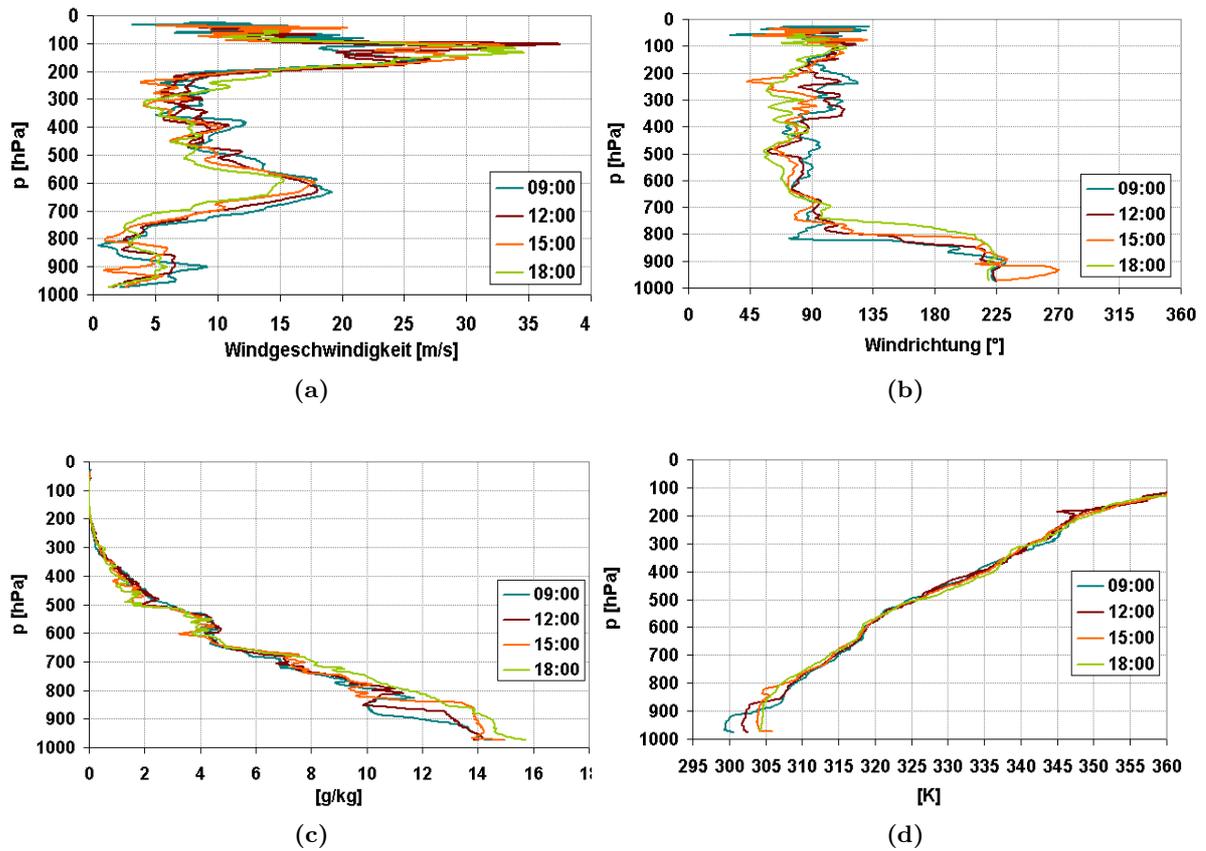


Abbildung 5.2: Radiosondenmessungen über Dano am 3. August für (a) Windgeschwindigkeit (m/s), (b) Windrichtung ($^{\circ}$), (c) spezifische Feuchte (g/kg) und (d) potentielle Temperatur (K). Der Aufstieg um 9 UTC in blau, der Aufstieg um 12 UTC in rot, der Aufstieg um 15 UTC in orange und der Aufstieg um 18 UTC in grün.

ellen Temperatur werden im Folgenden auf eine Höhe bis 600 hPa beschränkt, da die relevanten Änderungen unterhalb dieser Höhe stattfinden.

Zwischen 3° West und 2° Ost liegt ein ausgedehntes trockenes Gebiet, das sich nach Süden bis zum $11.$ Breitengrad ausdehnt (Abb. 5.4b). Dano liegt an dessen Südspitze im Übergang zu feuchterem Boden. Im Untersuchungszeitraum zeigt sich ein solch ausgedehntes und kompaktes Trockengebiet nur am 3. August. Wie die Satellitenbilder (Abb. 5.3) zeigen, findet über diesem trockenen Gebiet keine hochreichende Konvektion statt.

Am Vortag ist ein MCS über das südliche Burkina Faso hinweg nach Westen gezogen. Im Laufe der zweiten Nachthälfte löst sich die Bewölkung über Burkina Faso auf und am Tag bildet sich flache Cumulusbewölkung in einer Umgebung mit geringer latenter Instabilität. Ein weiterer MCS entsteht um 0:45 UTC am 3. August bei 8° Ost und 14° Nord. Dieser ist sowohl in der WASA um 6 UTC bei 6° Ost und 13° Nord und um 18 UTC über dem westlichen Niger bis in

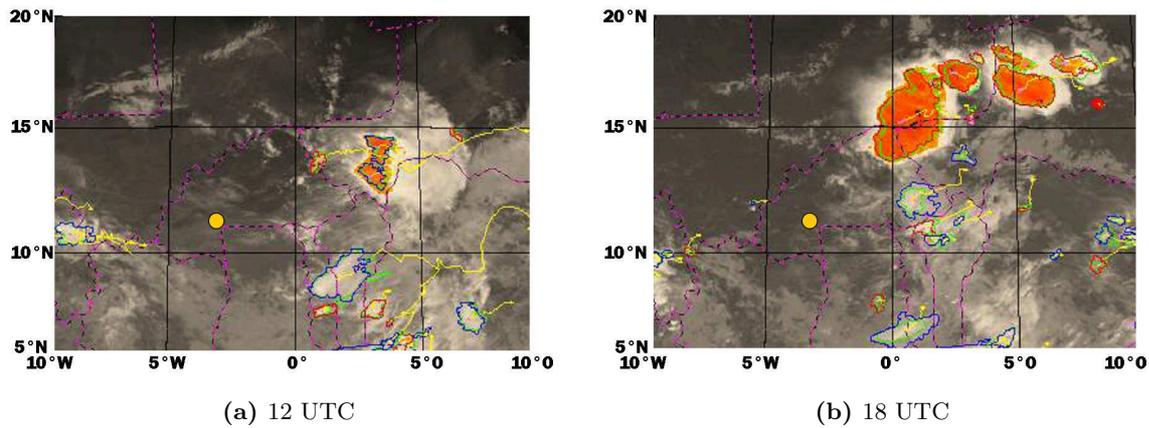


Abbildung 5.3: Satellitenbilder des IR Kanals am 3. August, (a) um 12 UTC und (b) um 18 UTC. Gelb gekennzeichnet ist Dano.

den Norden Burkina Fasos analysiert (Abb. 5.1), als auch in den Satellitenbildern um 12 UTC bei 3 Ost und 13 °Nord und um 18 UTC in dem im WASA beschriebenen Gebiet zu sehen (Abb. 5.3). Der MCS intensiviert sich rasch und erreicht um 14:30 UTC den Osten Burkina Fasos. In den nachfolgenden Stunden spaltet sich der MCS in zwei Zellen auf. Der südliche Teil zerfällt in weitere kleine Zellen und schwächt sich ab. Der Niederschlag des abschwächenden Teils des MCS bringt zwischen 2 - 8°Ost zwischen dem 11. und 14. Breitengrad maximale Regenmengen bis

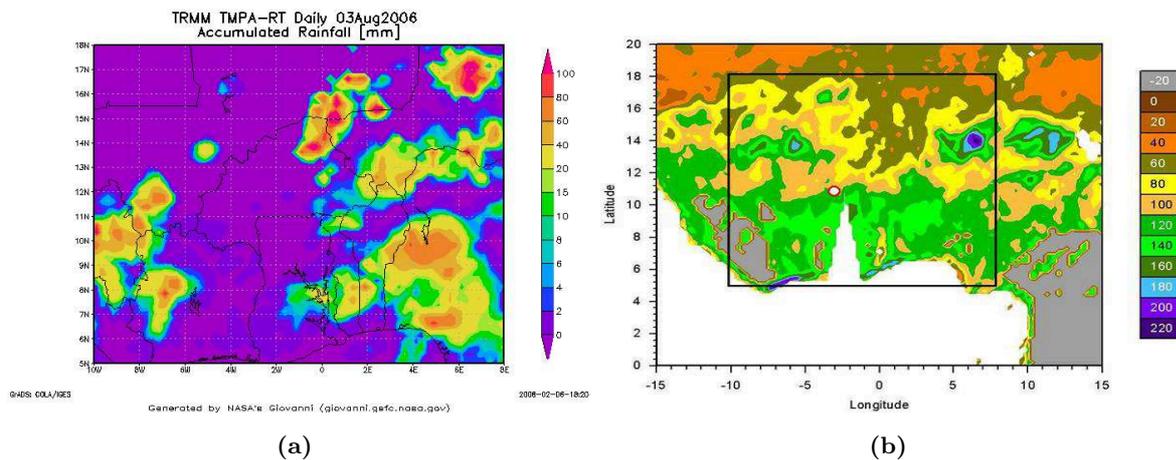


Abbildung 5.4: (a) 24h akkumulierter Niederschlag von 6 UTC am 3.8. bis 6 UTC am 4.8.06 aus TRMM-TMPA Satellitendaten, (b) Bodenfeuchte (vol. Wassergehalt in %) aus AMSR-E Satellitendaten am 3.8.06. In den negativen Wertebereichen kann aufgrund von zu hoher Vegetation keine Bodenfeuchte bestimmt werden, Wasserflächen in weißer Farbe und Bereiche wo keine Daten vorliegen in grauer Farbe. Der schwarze Kasten markiert den Ausschnitt des Niederschlagsgebietes.

60 mm (Abb. 5.4a). Dies führt bereits in der Nacht zu einer Erhöhung der Bodenfeuchte auf einen Wassergehalt von 22 % im Gebiet von 4 °Ost bis 7 °Ost bei 14 °Nord (Abb. 5.4b). Der nördliche Teil des MCS intensiviert sich rasch und zieht am Abend und in der Nacht über die Mitte und den Norden Burkina Fasos hinweg. Der Wolkenschirm im Nachlauf des MCS erreicht die Region um Dano um 5 UTC des 4. August. Der sich erneut intensivierende MCS bringt im Norden Burkina Fasos in der Region um den 15. Breitengrad bei 0 °West hohe Niederschlagsmengen mit Maxima von über 100 mm (Abb. 5.4a). Dieser Niederschlag zeigt sich am 4. August in der Bodenfeuchte (Abb. 5.7b). In der Nähe von Dano bringt eine moderate Zelle geringen Niederschlag (2 mm). Dies stimmt größenordnungsmäßig mit den Werten in Dano überein, wo 6 mm Niederschlag gemessen wurden. Der Niederschlag im Westen Malis zwischen 13 und 14 °Nord und 5 °West stammt vom MCS des Vortages. Um den 14. Breitengrad sind östlich und westlich des ausgedehnten trockenen Gebietes durch Niederschläge mesoskalige Gebiete mit erhöhter Bodenfeuchte entstanden (Abb. 5.4).

5.3 Die synoptische Situation am 4. und 5. August 2006

Die ITD verlagert sich von der südlichen Position am 3. August langsam nach Norden. Am 4. August dringt die Monsunströmung um 6 UTC bis 23 °Nord und um 18 UTC bis 24 °Nord in den Kontinent vor. Am 5. August ist ein stärkerer Vorstoß nach Norden zu erkennen. Die ITD hat eine maximale Ausdehnung bis 26 °Nord (Abbildung 5.5). Der AEJ liegt in der Zeit von 6 UTC am 4. August bis 6 UTC am 5. August mäandrierend zwischen dem 12. und 15. Breitengrad westlich von 7 °West (Abb. 5.5). Eine Trogachse des AEW erstreckt sich über Mali bis in den Norden Mauretaniens. Nach Durchzug des MCS kommt es am 4. August in Burkina Faso zu keiner Entwicklung von hochreichender Konvektion, dies zeigt sich auch in der geringen latenten Instabilität (4.8). Der abziehende Wolkenschirm bestimmt die Verhältnisse über Burkina Faso (Abb. 5.6a und 5.6b). Erst am Abend geht der kompakte Wolkenschirm langsam in geringe flache und unstrukturierte Wolkenbedeckung über.

In einem ausgedehnten Gebiet von 5 °West nach 5 °Ost bildet sich am 5. August um 12 UTC in der energiearmen Troposphäre flache Cumulusbewölkung (Abb. 5.6c). Um 15:30 UTC (Abb. 5.6d) sind im Westen Burkina Fasos vereinzelt hochreichende Konvektionszellen zu sehen. Diese konvektive Entwicklung findet im Übergang vom Gebiet mit erhöhter Bodenfeuchte zum Gebiet mit geringerer Bodenfeuchte zwischen 4 °West und 5 °West statt (Abb. 5.7d). Stärkere konvektive Tätigkeit findet im Norden Togos und Benins um 2 Ost, zwischen dem 9. und 12. Breitengrad, statt. Die Konvektion in dieser Region wird durch orographische Hebung ab 13 UTC an der

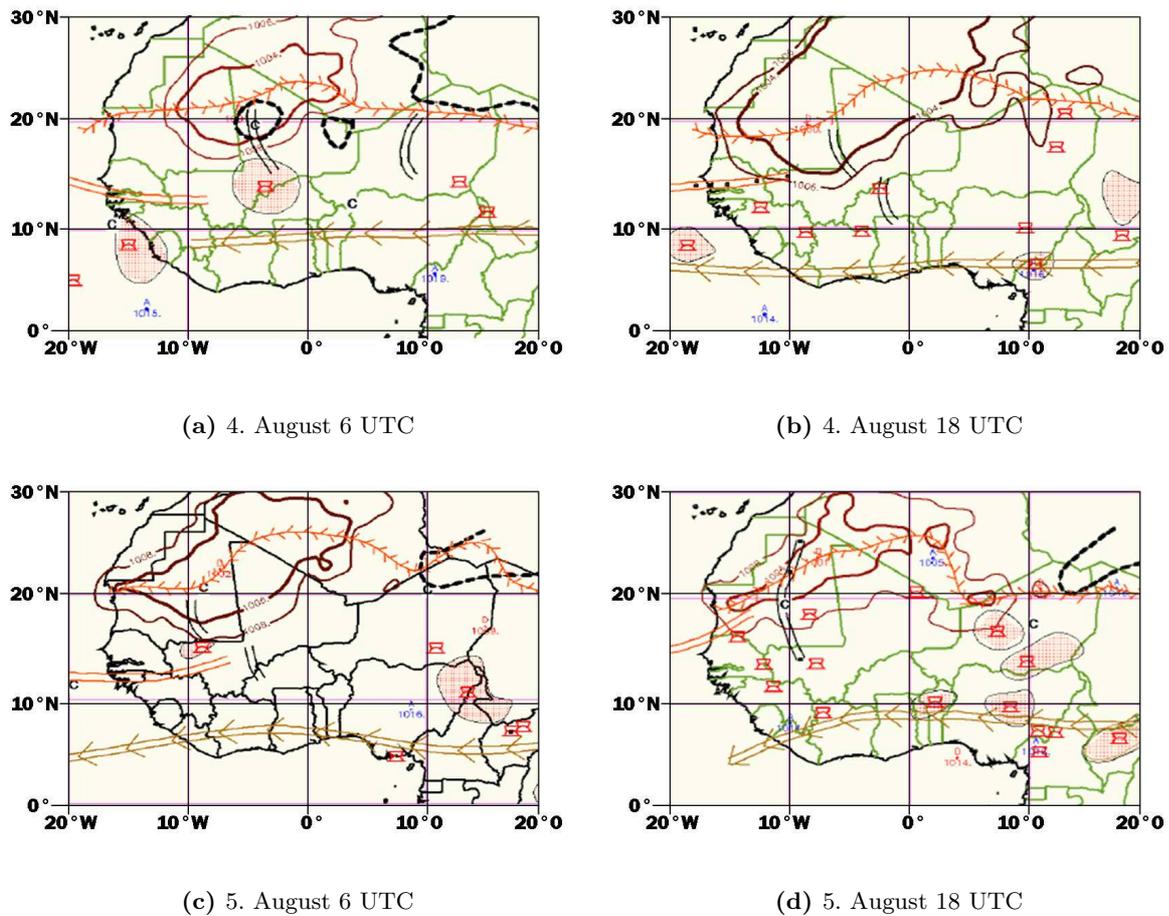


Abbildung 5.5: Synoptische Situation in der WASA, Symbolerklärung siehe Abbildung 5.1. (a) um 6 UTC und (b) um 18 UTC am 4. August. (c) um 6 UTC und (d) um 18 UTC am 5. August.

Atakora-Gebirgskette ausgelöst, die von Nordosten in Benin nach Südwesten bis nach Ghana verläuft.

Der Radiosondenaufstieg am 4. August um 12 UTC zeigt die Verhältnisse in der Atmosphäre nach Durchzug des zerfallenden MCS. Im Vertikalprofil der Windgeschwindigkeit ist kein AEJ vorhanden (Abb. 5.8a). Vielmehr liegt ein Windmaximum in 800 hPa von knapp 8 m/s vor. Die Atmosphäre ist am 4. August bis in eine Höhe von 700 hPa deutlich trockener als am 5. August (Abb. 5.8c). Zwar nimmt die Feuchte zum Oberrand der Grenzschicht zu, in der freien Atmosphäre erfolgt jedoch wieder eine Abnahme. So weisen die beiden Aufstiege einen Feuchteunterschied von 5 g/kg in 850 hPa auf. Auch die Temperatur ist am 4. August oberhalb der ausgeprägten Inversion bis 650 hPa um bis zu 3 K höher als am Folgetag. Offensichtlich

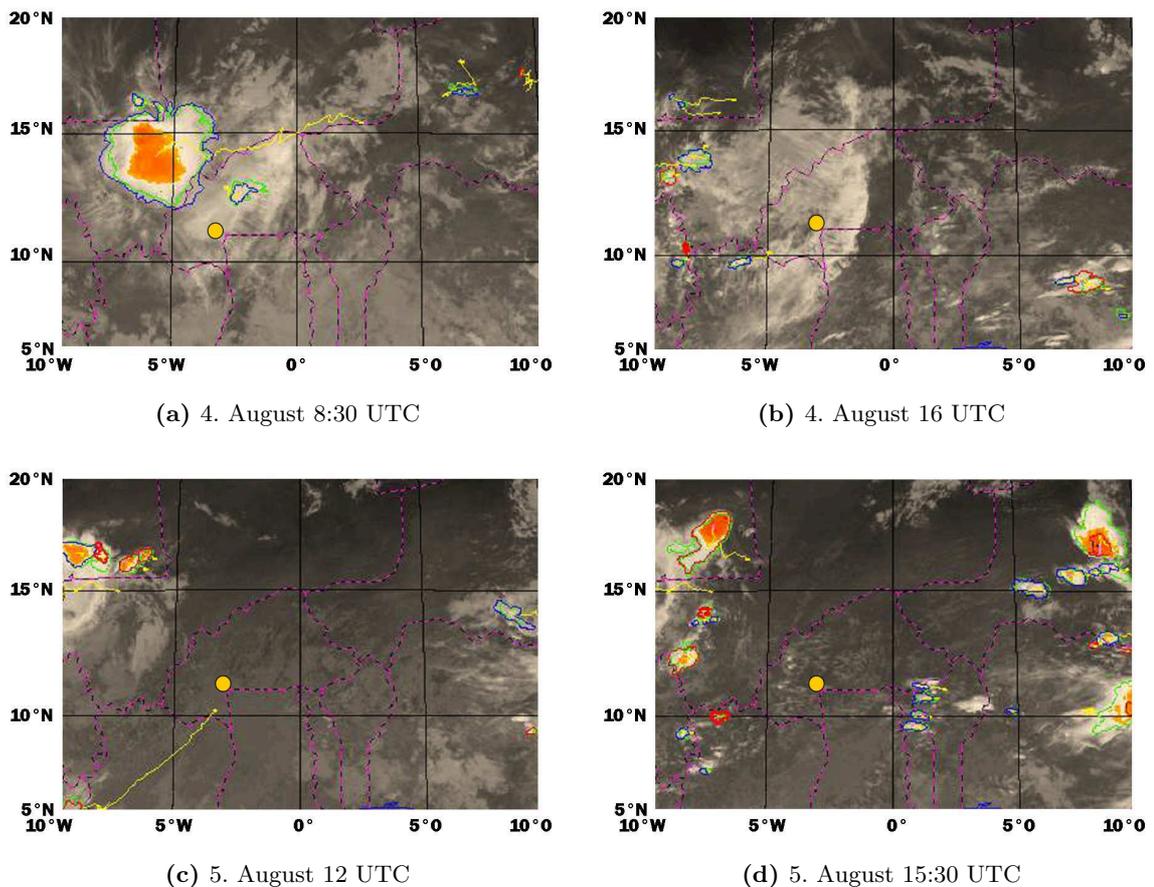


Abbildung 5.6: Satellitenbilder des IR Kanals am 4. August um a) 8:30 UTC und um b) 16 UTC und am 5. August um a) 12 UTC und b) um 15:30 UTC. Gelb gekennzeichnet ist Dano.

kommt es auf der Rückseite des MCS zu einem Vorstoß warmer und trockener Luft aus dem Norden (Abb. 5.8c und 5.8d). In der WASA ist um 6 UTC eine 'dry intrusion' im Nordosten von Mali nordöstlich von 20 °Nord und 10 °Ost analysiert, und auch das Hitzetief verlagert sich um 18 UTC weit nach Süden bis zum 13. Breitengrad (Abb. 5.5). Es ist zu vermuten, daß die Adevektion von trockener und warmer Luft, wie im Radiosondenprofil gesehen, von dieser 'dry intrusion' aus der Sahara stammt.

Am Nachmittag liegt der Westen Burkina Fasos noch unter einem Cirrusschirm, der langsam nach Westen abzieht (Abb. 5.6b). In einer Höhe von 800 hPa erfolgt oberhalb der Grenzschicht mit Zunahme der Windgeschwindigkeit auch eine Winddrehung über Nord auf Ostnordost. In dieser gestörten Atmosphäre erfolgt eine weitere Winddrehung über Nord oberhalb von 600 hPa (Abb. 5.8a und 5.8b). Die am 4. August dominierende nördliche Strömung mit erhöhter Windgeschwindigkeit stützt die Vermutung einer 'dry intrusion' aus der Sahara. Im Gegensatz dazu dreht der Wind im Sondenaufstieg am 5. August oberhalb der Grenzschicht über Süd auf östliche Richtungen, wie auch am ungestörten Tag, dem 3. August. Bis zum 5. August haben sich wieder

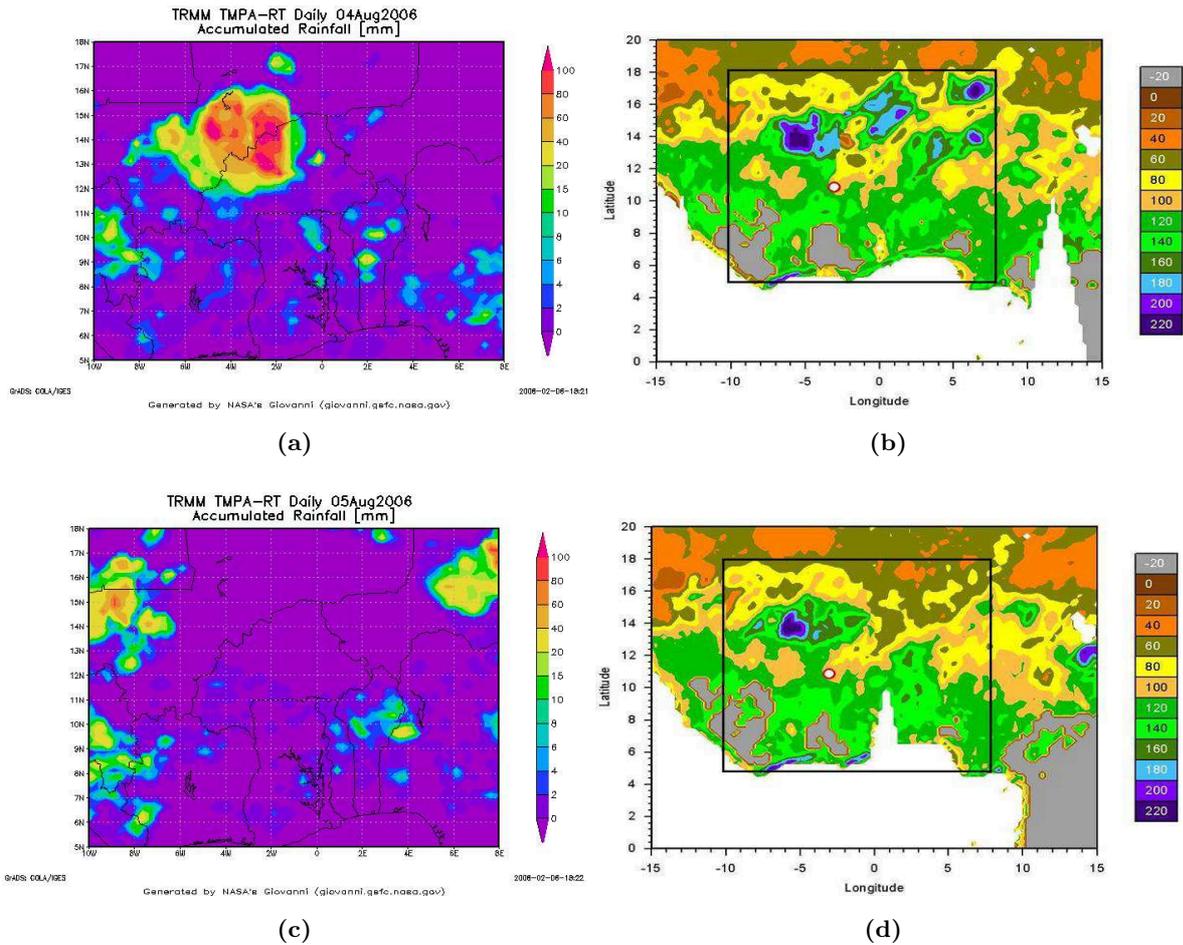


Abbildung 5.7: 24h akkumulierter Niederschlag (a) am 4. August 2006 von 6 UTC bis 6 UTC des Folgetags und (c) am 5. August 2006 von 6 UTC bis 6 UTC des Folgetages aus TRMM-TMPA Satellitendaten. Bodenfeuchte (vol. Wassergehalt in %) aus AMSR-E Satellitendaten am (b) 4. August 2006 und (d) am 5. August 2006. Erklärungen siehe Abb. 5.4b.

Verhältnisse wie vor dem Durchzug des MCS eingestellt und ein AEJ mit Maxima um 12 m/s kann sich wieder etablieren (Abb. 5.8a). Die Strömung in der Grenzschicht kommt an beiden Tagen aus südwestlicher Richtung. Auch ist keine Inversion wie am 4. August vorhanden. Die instabile Schichtung in Bodennähe ist schwach und führt zur Auslösung von moderater Konvektion, die an der Station Bontioli 7.6 mm Niederschlag zwischen 16 und 17 UTC bringt. Die hohen und räumlich weit ausgedehnten Niederschläge des MCS mit über 100 mm von der Mitte Burkina Fasos bis Mali bestimmen das Niederschlagsmuster und somit auch die Bodenfeuchteverteilung (Abb. 5.7). Die Zugbahn des MCS ist anhand der erhöhten Bodenfeuchte entlang einer von 17° Nord / 7° Ost nach Südwesten gerichteten Linie bis 14° Nord / 5° West klar ersichtlich (Abb. 5.7b). Der Niederschlag am 5. August beschränkt sich in Burkina Faso aufgrund der nur geringen Ausbildung von moderaten und hochreichenden Zellen auf den Südwesten mit 2 - 8 mm. Eine Niederschlagsmenge von knapp über 1 mm wurde auch an der Station Bontioli gemessen

(Abb. 4.1d). Höhere Niederschläge gibt es aufgrund der stärkeren konvektiven Tätigkeit in Benin und Togo. In der Bodenfeuchte ist auch 24 Stunden später ein mesoskaliges Gebiet mit höherer Feuchte bei 14 °Nord und 5 °West zu erkennen. Die älteren Gebiete mit höherer Bodenfeuchte, die durch Niederschlag bis 6 UTC am 4. August verursacht wurden, sind bereits durch die starke Verdunstung ausgetrocknet. Im Vergleich zum Bodenfeuchtemuster am 3. August erstreckt sich nunmehr eine deutlich schmalere trockene Insel aus Nordost bis nach Dano.

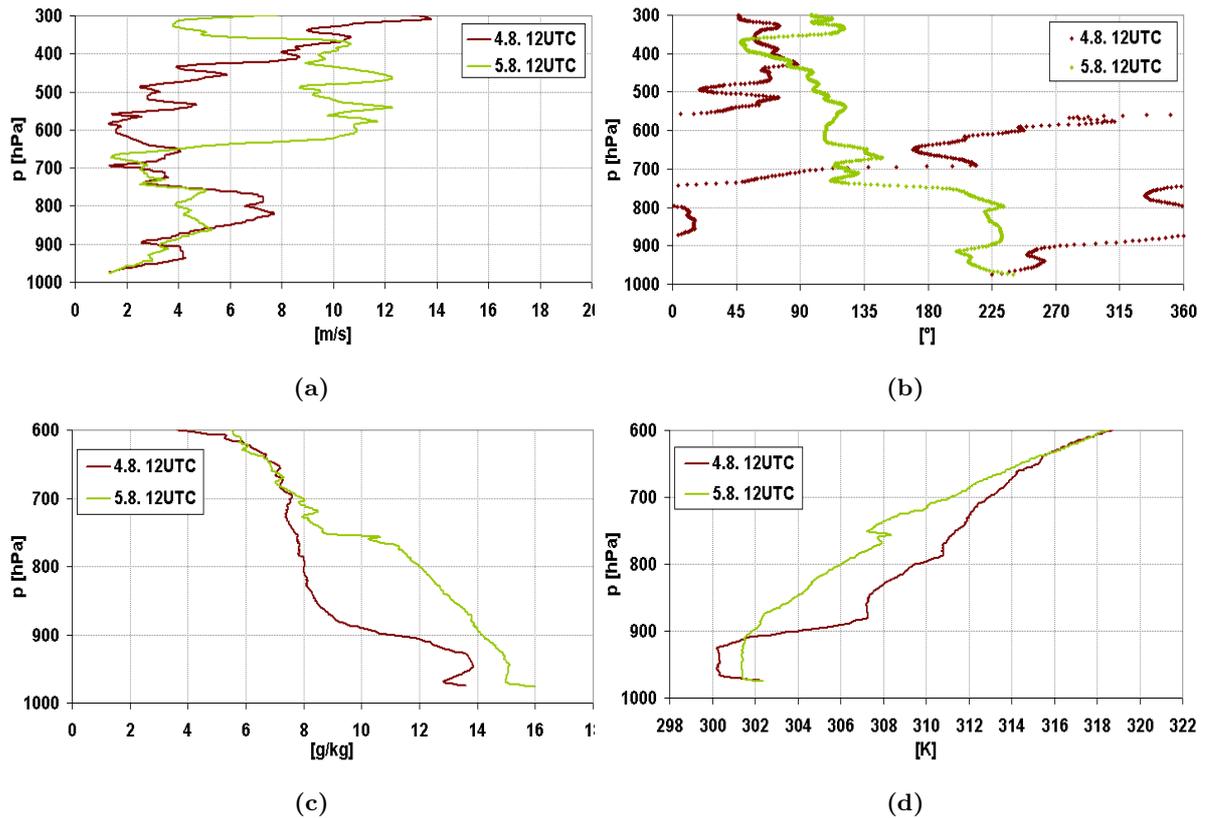


Abbildung 5.8: Radiosondenmessungen über Dano am 4. August um 12 UTC in rot und am 5. August um 12 UTC in grün, für (a) Windgeschwindigkeit, (b) Windrichtung, (c) spezifische Feuchte und (d) potentielle Temperatur.

5.4 Die synoptische Situation am 6. August 2006

Die Monsunströmung kommt in der WASA weit nach Norden bis 28 °Nord voran (Abb. 5.9). Sie liegt deutlich weiter im Norden als am 3. August mit flacher Konvektion. Der AEJ erstreckt sich um 6 UTC wellenförmig um den 15. Breitengrad vom Westen Nigers über den Norden von Burkina Fasos Richtung Westküste und verlagert sich geringfügig zum 18 UTC Termin nach Norden. Der TEJ ist zwischen 7 °Nord und 10 °Nord analysiert. Aus der WASA ist ersichtlich, dass sich der MCS, der sich um 6 UTC im Westen Nigers befindet, im Tagesverlauf zwischen

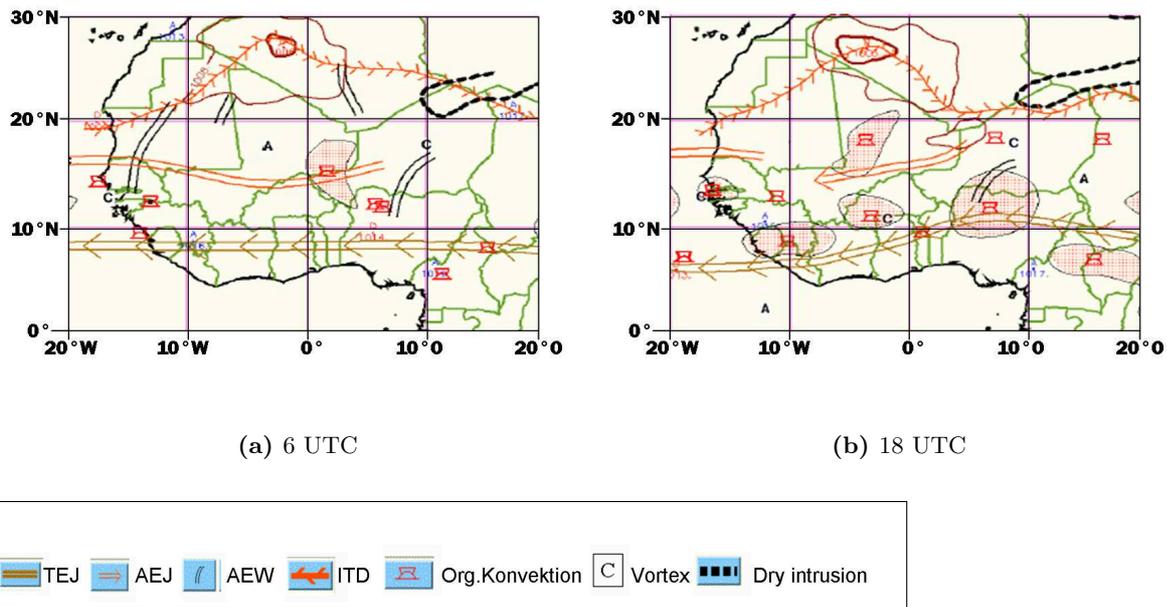


Abbildung 5.9: Synoptische Situation in der WASA, Symbolerklärung siehe Abbildung 5.1. (a) um 6 UTC und (b) um 18 UTC am 6. August 2006.

dem AEJ und TEJ nach Südwesten propagiert.

Der MCS ist bereits am 5. August in den Nachmittagsstunden am Air Gebirge in Niger entstanden. Im Satellitenbild des 5. August um 15:30 UTC ist der MCS in der Entstehungsphase bei 17° Nord / 8° Ost zu sehen (Abb. 5.6d). Er intensiviert sich rasch und propagiert nach Westen. Um 9 UTC erreicht der MCS den Osten Burkina Fasons bei 13° Nord / 2° Ost und zerfällt in mehrere kleine Zellen (Abb. 5.10a). Unter dem bestehenden Cirrusschirm, der sich in der Strömung nach Südwesten verlagert, entwickeln sich immer neue konvektive Zellen. Es herrscht im Vergleich mit dem 3. August eine deutlich höhere latente Instabilität, die CAPE erreicht ihr Maximum um 15 UTC mit 1500 J/kg (Abb. 4.8a). Um 13 UTC entsteht eine erste Zelle in der Umgebung um Dano (Abb. 5.10b). In Dano selbst werden um diese Zeit Cumulus und Stratocumulus beobachtet, die sich in der labilen Luftschicht bilden. Die schwache Inversion vom morgendlichen Sondenaufstieg am Oberrand der Grenzschicht ist um 13 UTC nicht mehr vorhanden. Die konvektive Tätigkeit nimmt am Nachmittag entlang dieser nach Südwest ausgerichteten 'Konvektionslinie' zu (Abb. 5.10c und 5.10d). So wird in Dano um 16 UTC und um 19 UTC starke Konvektion mit der Ausbildung von Cumulus cappilatus beobachtet.

Vergleicht man die Entwicklung der Konvektion mit der Verteilung der Bodenfeuchte (Abb. 5.11b) wird deutlich, dass neben diesen Konvektionszellen weitere konvektive Tätigkeit entlang einer Linie südöstlich davon stattfindet. Dort liegt eine starke horizontale Variation in der Bodenfeuchte vor. Die Auslösung der konvektiven Zellen findet am Übergang vom feuchten Boden

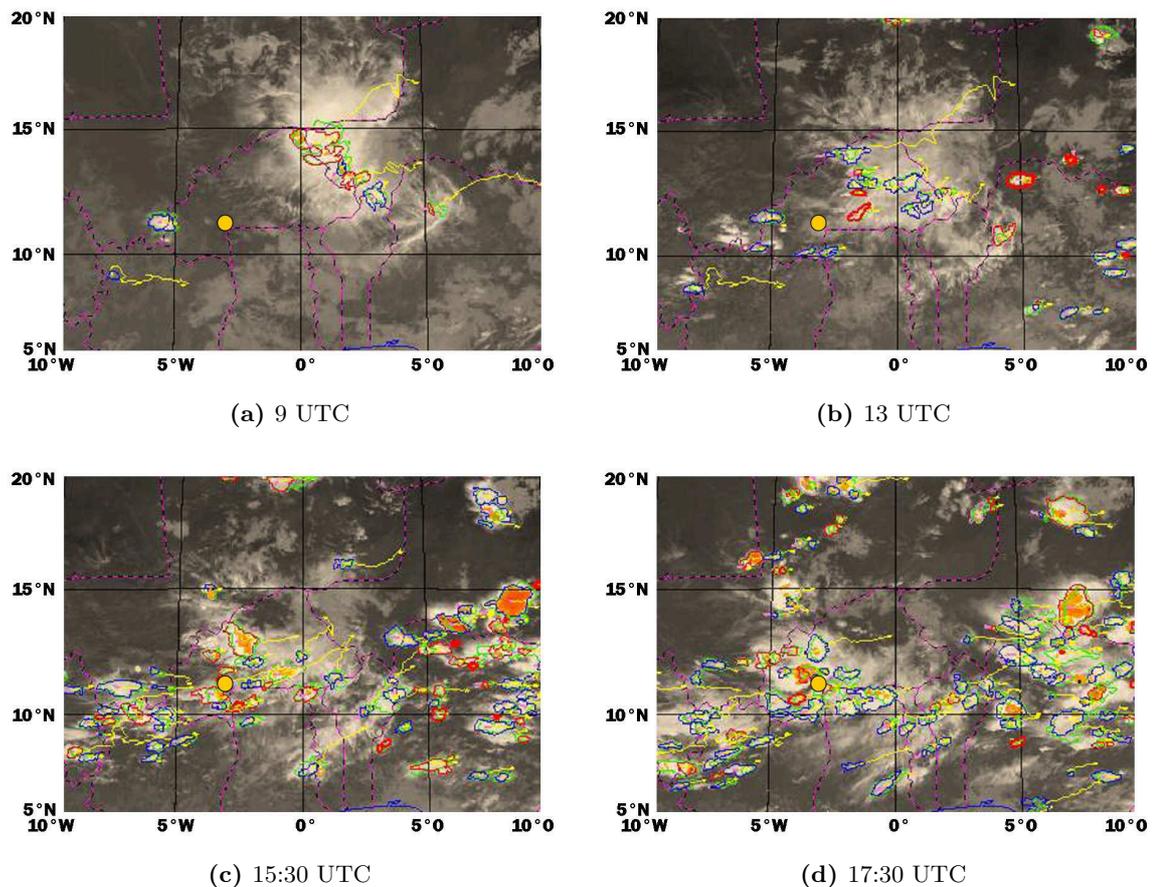


Abbildung 5.10: Satellitenbilder des IR Kanals am 6. August 2006, um (a) 9 UTC, (b) 13 UTC, (c) 15:30 UTC und (d) 17:30 UTC. Gelb gekennzeichnet ist Dano.

auf die trockene 'Insel' statt. An dieser Stelle, an der südöstlichen Flanke des MCS, ist auch in der WASA ein Wirbel ('c') analysiert. In der Region Dano wird bis 21 UTC Konvektion ausgelöst, über der Mitte Burkina Fasos entwickelt sich in der energiegeladenen Atmosphäre gegen 22:30 UTC ein weiterer MCS aus einer kleinen sich rapide verstärkenden Zelle, der im weiteren über Südmali Richtung Südwestküste propagiert (ohne Abbildung).

Aus den Radiosondendaten geht in 700 hPa eine kontinuierliche Zunahme der Windgeschwindigkeit hervor. Die größte Zunahme findet zwischen 13 UTC von 5.5 m/s auf 9 m/s um 16 UTC statt. In diesem Zeitfenster entstehen erste Konvektionszellen im Raum Dano. Diese Zunahme der Windgeschwindigkeit ist mit den WASA Daten nicht zu erklären, da sich das Zentrum des AEJ etwas nach Norden verlagert. Es kann also davon ausgegangen werden, dass sich der AEJ insgesamt intensiviert, was aufgrund seiner meridionalen Ausdehnung von mehreren Breitengraden (Fink, 2006) bis in den Bereich von Dano auswirkt. In der Grenzschicht ist die Windgeschwindigkeit den ganzen Tag über gering (Abb. 5.12a). Dies ist die schwächste Monsunströmung im Untersuchungszeitraum. Die Maximalgeschwindigkeit von 4 m/s wird um 13 UTC erreicht,

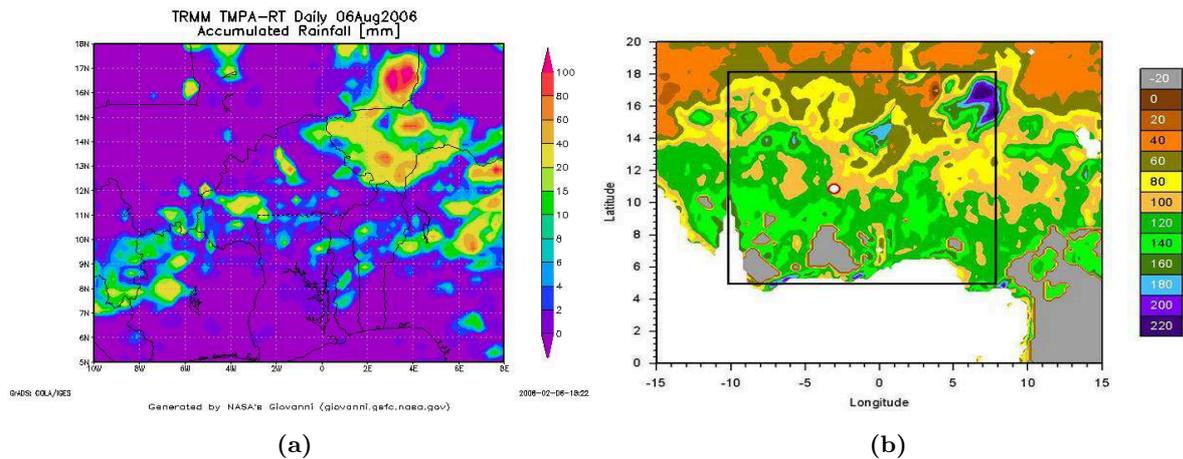


Abbildung 5.11: (a) 24h akkumulierter Niederschlag von 6 UTC am 6.8. bis 6 UTC am 7. August 2006 aus TRMM-TMPA Satellitendaten. (b) Bodenfeuchte (vol. Wassergehalt in %) aus AMSR-E Satellitendaten am 6. August 2006. Erklärungen siehe Abb. 5.4b.

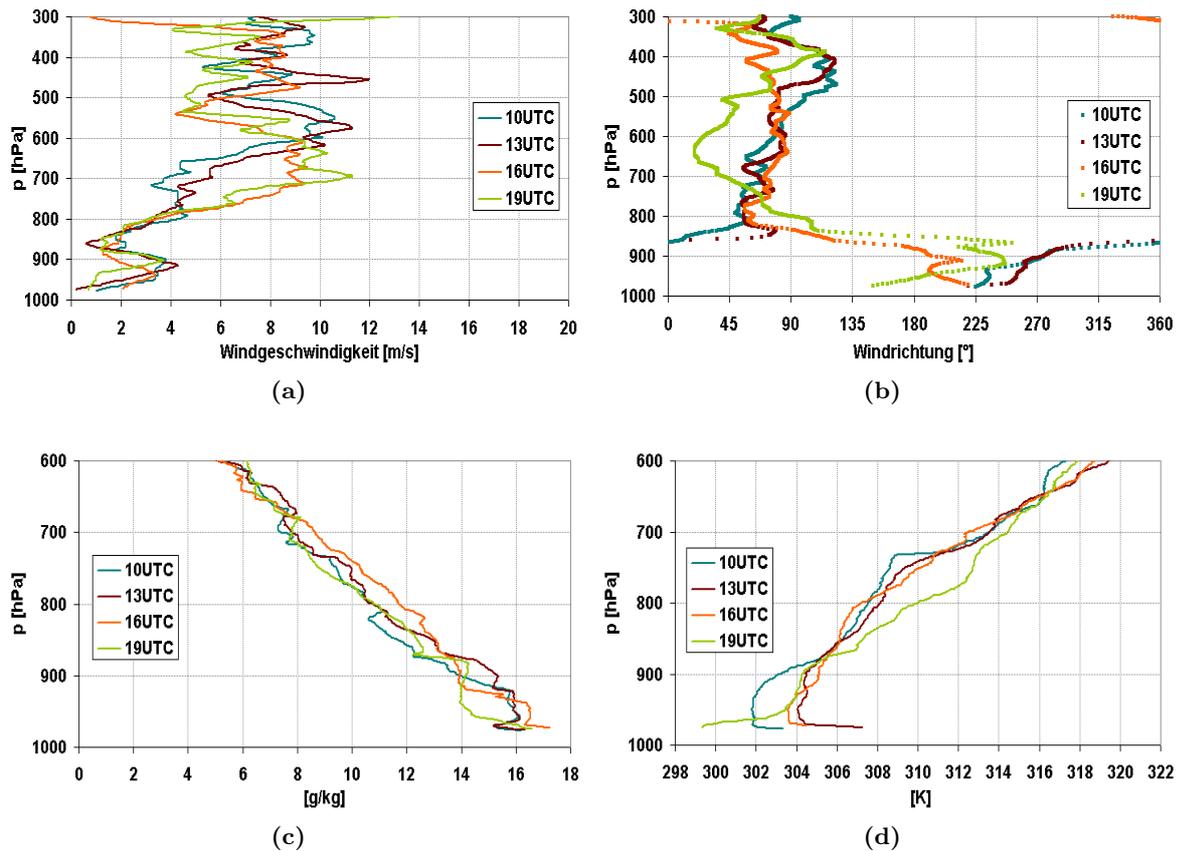


Abbildung 5.12: Radiosondenmessungen über Dano am 6. August 2006, (a) Windgeschwindigkeit (m/s), (b) Windrichtung (°), (c) spezifische Feuchte (g/kg) und (d) potentielle Temperatur (K). Der Aufstieg um 10 UTC in blau, um 13 UTC in rot, um 16 UTC in orange und um 19 UTC in grün.

die im Tagesverlauf weiter zurückgeht. Interessant ist die Winddrehung oberhalb der Grenzschicht (Abb. 5.12b). Wie am 3. August in Abb. 5.2b zu sehen, kommt die Monsunströmung in der Grenzschicht aus südwestlichen Richtungen und dreht in der freien Atmosphäre über Süd auf östliche Richtungen. Hier zeigen die Aufstiege um 10 UTC und um 13 UTC in der Grenzschicht eine Strömung aus südwestlicher Richtung, und die Drehung oberhalb der Grenzschicht erfolgt jedoch über Nord auf östliche Richtung. Diese Aufstiege liegen noch vor dem Einsetzen starker Konvektion, wie das Satellitenbild um 13 UTC zeigt (Abb. 5.10b). Die maximale potentielle Temperatur wird um 13 UTC mit 307 K in Bodennähe vor Einsetzen des ersten Niederschlags erreicht (Abb. 5.12d). Nach Ankunft des konvektiven Komplexes (nach 13 UTC) zeigt sich mit dem Sondenaufstieg um 16 UTC und 19 UTC oberhalb der Grenzschicht eine Winddrehung über Süd (Abb. 5.12b). Nach Durchzug mehrerer Konvektionszellen nimmt die Feuchte in der Grenzschicht um 19 UTC ab (Abb. 5.12c). Auch unterscheidet sich der Verlauf der potentiellen Temperatur um 19 UTC mit einer Bodeninversion von den Profilen in den Aufstiegen vorher mit einer instabilen Schichtung in Bodennähe und einer Inversion an der Obergrenze der Grenzschicht.

Der Niederschlag des MCS (Abb. 5.11a) verursacht in der Bodenfeuchte im Norden Burkina Fasos und im Westen Nigers mesoskalige Feuchteänderungen, die im Folgenden zur Auflösung der trockenen Zunge führen (Abb. 5.11b und 5.15b). Auch im Entstehungsgebiet des MCS bei 17 °Nord und 8 °Ost entsteht durch hohe Niederschläge ein Gebiet mit deutlich erhöhter Bodenfeuchte. Die geringeren Niederschläge aus den kleinskaligeren Zellen, die über die trockene Zunge propagieren, führen nur zu einer schwachen Änderung im Bodenfeuchtemuster, wie die Bodenfeuchte (Abb. 5.15b) am nächsten Tag zeigt.

5.5 Die synoptische Situation am 7. August 2006

Die ITD befindet sich in der WASA etwas südlicher als am 6. August. Die feuchte Monsunströmung dringt in größerer Ost-West-Ausdehnung als am Vortag nach Norden voran. Die maximale Ausdehnung im Bereich des Hitzetiefs wird um 6 UTC bei 26 °Nord erreicht (Abb. 5.13). In der mittleren Atmosphäre erstreckt sich der AEJ um 6 UTC schwach mäandrierend von Niger am 18. Breitengrad über Mali an die Westküste bei 15 °Nord. In den AEJ eingelagert ist eine AEW im Westen Nigers. Bis 18 UTC schwächt sich der AEJ im Osten ab und erstreckt sich etwas südlicher zonal um den 14. Breitengrad vom Norden Burkina Fasos bis an die Westküste. Die mit den Radiosonden in Dano gemessene Windgeschwindigkeit zeigt um 12 UTC ein Maximum im AEJ Niveau in 620 hPa von 11 m/s und um 15 UTC und 18 UTC eine Abschwächung der

Windgeschwindigkeit auf 8-9 m/s (Abb. 5.16a). So ist davon auszugehen, dass der AEJ sich insgesamt etwas abschwächt.

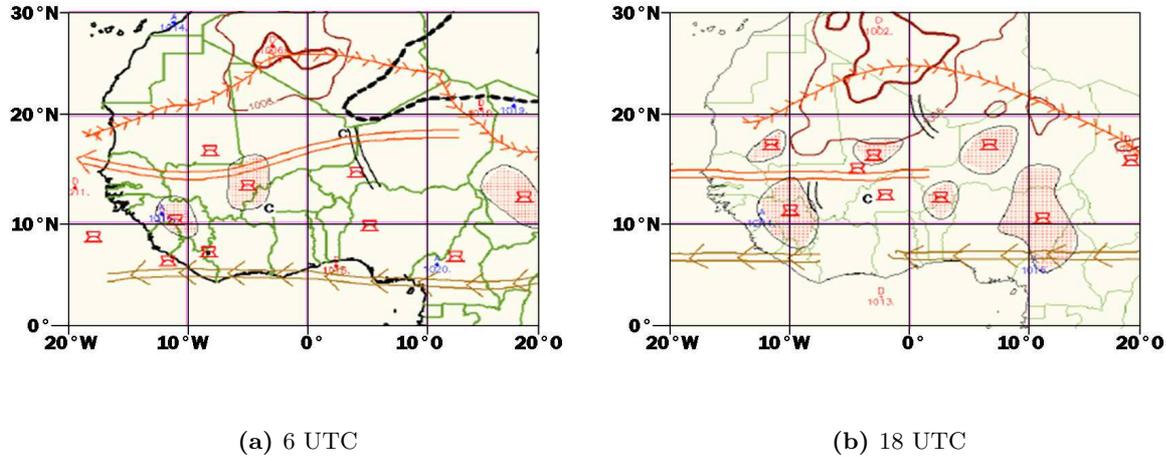


Abbildung 5.13: Synoptische Situation in der WASA, Symbolerklärungen wie Abbildung 5.1. (a) um 6 UTC und (b) um 18 UTC am 7. August.

Im Vergleich mit den Radiosondenaufstiegen am 3. August, als sich der Jet direkt über Dano befand und eine maximale Geschwindigkeit von 19 m/s gemessen wurde, zeigt sich am 7. August eine deutlich geringere Windgeschwindigkeit im AEJ Niveau. Der TEJ verläuft schwach mäandrierend bei 4 - 6 °Nord durchgehend, von tief im afrikanischen Kontinent bis an die Südwestküste (Abb. 5.13). Wie auch der AEJ weist der TEJ zum 18 UTC Termin eine zonale Lage entlang des 7. Breitengrades auf. In den Radiosondenaufstiegen liegt der TEJ mit einer maximalen Windgeschwindigkeit von 25 - 27 m/s in einer Höhe zwischen 200 hPa und 50 hPa. Dies stellt im Vergleich mit dem 3. August und dem 6. August eine geringere Windgeschwindigkeit dar, wobei die Ursache der Abnahme in der etwas südlicheren Lage des TEJ am 7. August liegt. Der MCS vom Vorabend, der sich über Burkina Faso gebildet hat, ist am Morgen noch über Mali bei 6 °West / 14 °Nord zu erkennen (Abb. 5.14a). Burkina Faso ist um diese Zeit weitgehend wolkenfrei. Das Bodenfeuchtemuster (Abb. 5.15b) ist in Mali durch den Niederschlag dieses MCS modifiziert, auch findet am Vorabend nördlich davon weitere Konvektion mit Niederschlag statt, die zur Erhöhung der Bodenfeuchte bis zum 19. Breitengrad führt. Das bis zum 16. Breitengrad zwischen 2 °Ost und 5 °Ost reichende, durchgehende Gebiet mit erhöhter Bodenfeuchte östlich von Burkina Faso hat sich durch den Zusammenschluss mehrerer Niederschlagsgebiete über Westniger, Benin und Togo in der Nacht und am Morgen des 7. August gebildet. Dazwi-

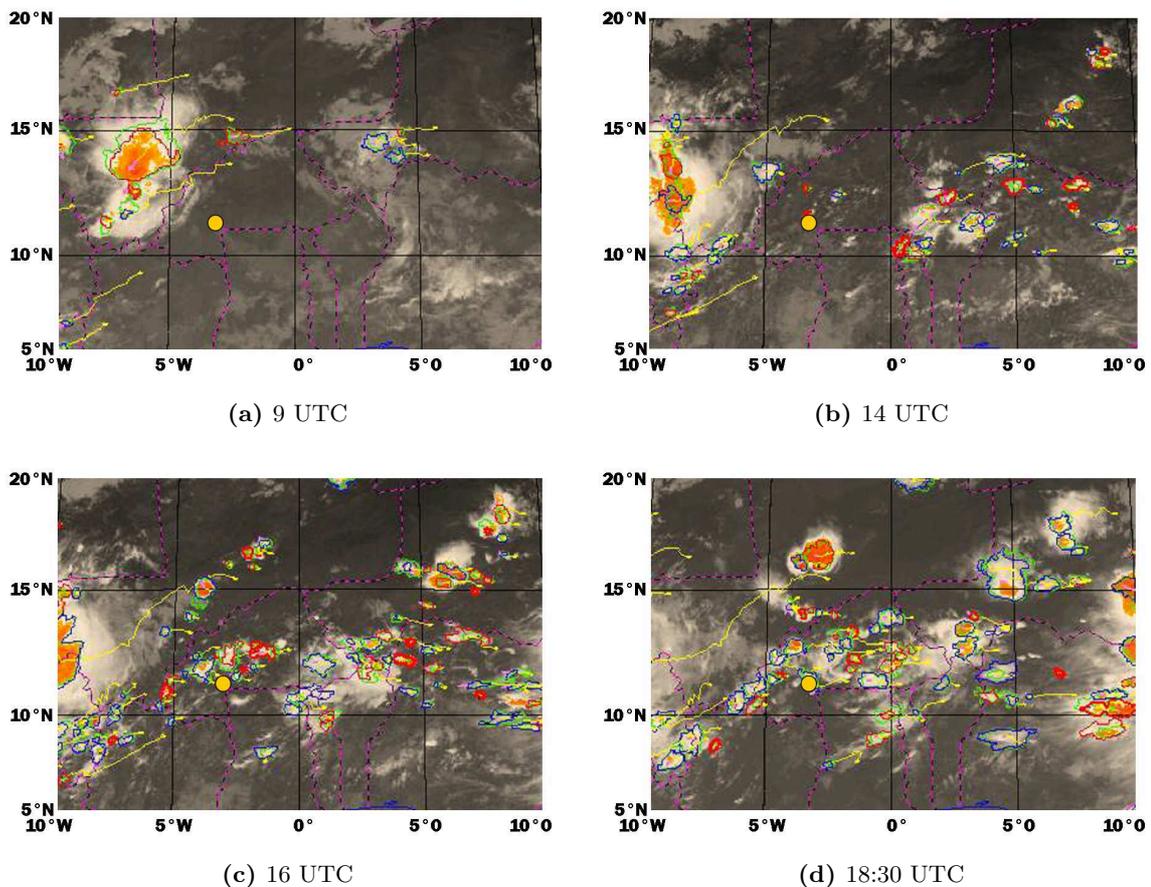


Abbildung 5.14: Satellitenbilder des IR Kanals am 7. August, (a) um 9 UTC, (b) um 14 UTC, (c) um 16 UTC und (d) um 18:30 UTC. Gelb gekennzeichnet ist Dano.

schen erstreckt sich über der Mitte Burkina Fasos und Malis (10 - 13 °Nord) zwischen 10 °West und 2 °Ost ein zonal verlaufendes Gebiet mit geringer Bodenfeuchte. Weiter dehnt es sich nach Nordosten bis 14 °Nord / 2° Ost aus. Dano befindet sich an dessen Südseite mit einer geringen Bodenfeuchte von 10 %. Die Messdaten liefern für Dano eine Bodenfeuchte mit einem volumetrischen Wassergehalt von 15 %, was im Vergleich mit anderen Tagen der SOP2 ein geringerer Wert der Bodenfeuchte ist. Nordwestlich von Dano ist durch Niederschlag am Vortag ein kleines Gebiet mit erhöhter Bodenfeuchte entstanden und das feuchte Gebiet bei 13.5 °Nord / 3 °West hat sich ausgeweitet.

In der Grenzschicht hat sich die Strömungsgeschwindigkeit im Vergleich zum Vortag wieder erhöht. Die Maxima werden in einer Höhe zwischen 925 hPa und 900 hPa erreicht (Abb. 5.16a). Morgens liegt die maximale Geschwindigkeit bei 9 m/s. Zwischen 850 hPa und 800 hPa, im Bereich der Winddrehung, werden oberhalb der Grenzschicht die geringsten Geschwindigkeiten zwischen 2 - 4 m/s gemessen. Der Tag ist innerhalb der Grenzschicht geprägt von einer konstanten Südsüdwestströmung, in der freien Atmosphäre dreht der Wind auf ost-südöstliche bis östliche

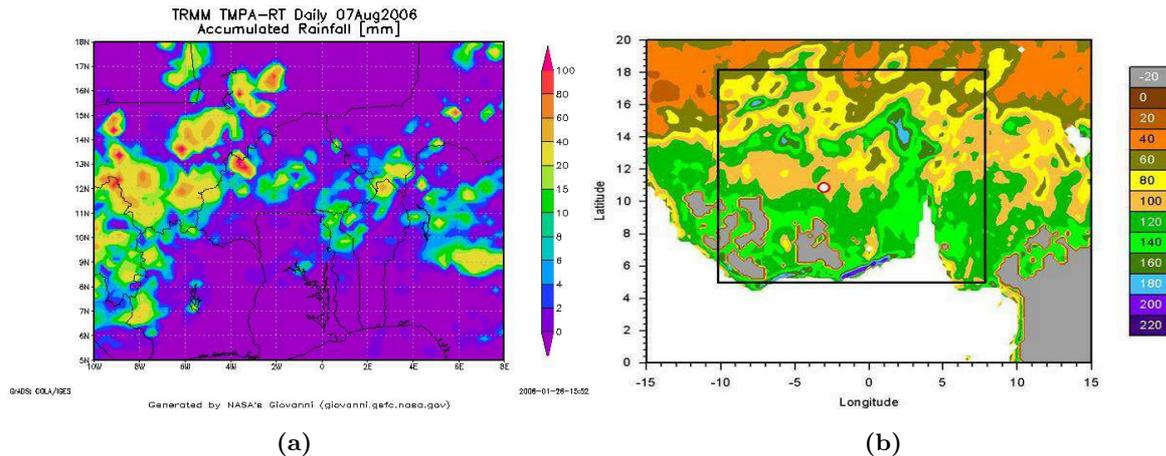


Abbildung 5.15: (a) 24h akkumulierter Niederschlag von 6 UTC am 7.8. bis 6 UTC am 8.8.06 aus TRMM-TMPA Satellitendaten. (b) Bodenfeuchte (vol. Wassergehalt in %) aus AMSR-E Satellitendaten am 7. August 2006. Erklärungen siehe Abb. 5.4b.

Richtungen (Abb. 5.16b).

Eine erste Konvektionszelle entsteht etwa um 10:45 UTC über dem Norden Benins, in der Region zwischen $0 - 3^\circ$ Ost / $10 - 13^\circ$ Nord. Stärkere konvektive Tätigkeit setzt dort ab 14 UTC ein (Abb. 5.14b). Der Vergleich mit der Bodenfeuchte (Abb. 5.15b) zeigt, dass die Auslösung der ersten Konvektionszellen am Übergang vom feuchten zum trockenen Boden stattfindet. Zur gleichen Zeit entwickeln sich auch erste Zellen über der Mitte Burkina Fasos nördlich und nordöstlich von Dano. Diese Zellen entstehen ebenfalls am vorgenannten Übergang von einem feuchten auf ein trockenes Gebiet. Sie intensivieren sich rasch und verlagern sich westwärts, sodass eine von Osten nach Westen ausgerichtete 'Konvektionslinie' entsteht. Mit fortschreitender Konvektionstätigkeit sind nun auch Konvektionszellen zu erkennen, die sich im gesamten Bereich des trocken - feucht - trockenen Übergangsbereiches zwischen 0° Ost und 5° Ost ausbilden. Diese Ausbildung von Konvektion über feuchtem Boden ist konträr zu den Beobachtungen von Taylor (Taylor und Ellis, 2006). Hier spielt anscheinend nicht ein feucht - trockener Übergang alleine, sondern die hohe räumliche Variation in der Bodenfeuchte eine Rolle für die Auslösung der Konvektion. Die Abbildung 5.14c zeigt die starke konvektive Tätigkeit um 16 UTC. Dabei fällt ein nahezu wolkenfreies Gebiet auf, das sich von 2° West und 11° Nord nach Nordosten bis 2° Ost und 14° Nord erstreckt und in dem keine Konvektion stattfindet. Bei näherer Betrachtung zeigt sich, dass dies das trockene Gebiet ist, das seit Beginn des Untersuchungszeitraums vorhanden ist (Abb. 5.15b). Es ist zu vermuten, dass hier aufgrund der räumlichen Ausdehnung des trockenen Gebietes ohne Variation in der Bodenfeuchte feuchte Konvektion unterdrückt wird.

Nach 12 UTC nimmt die Feuchte in der Grenzschicht ab, während eine Feuchtezunahme bis in

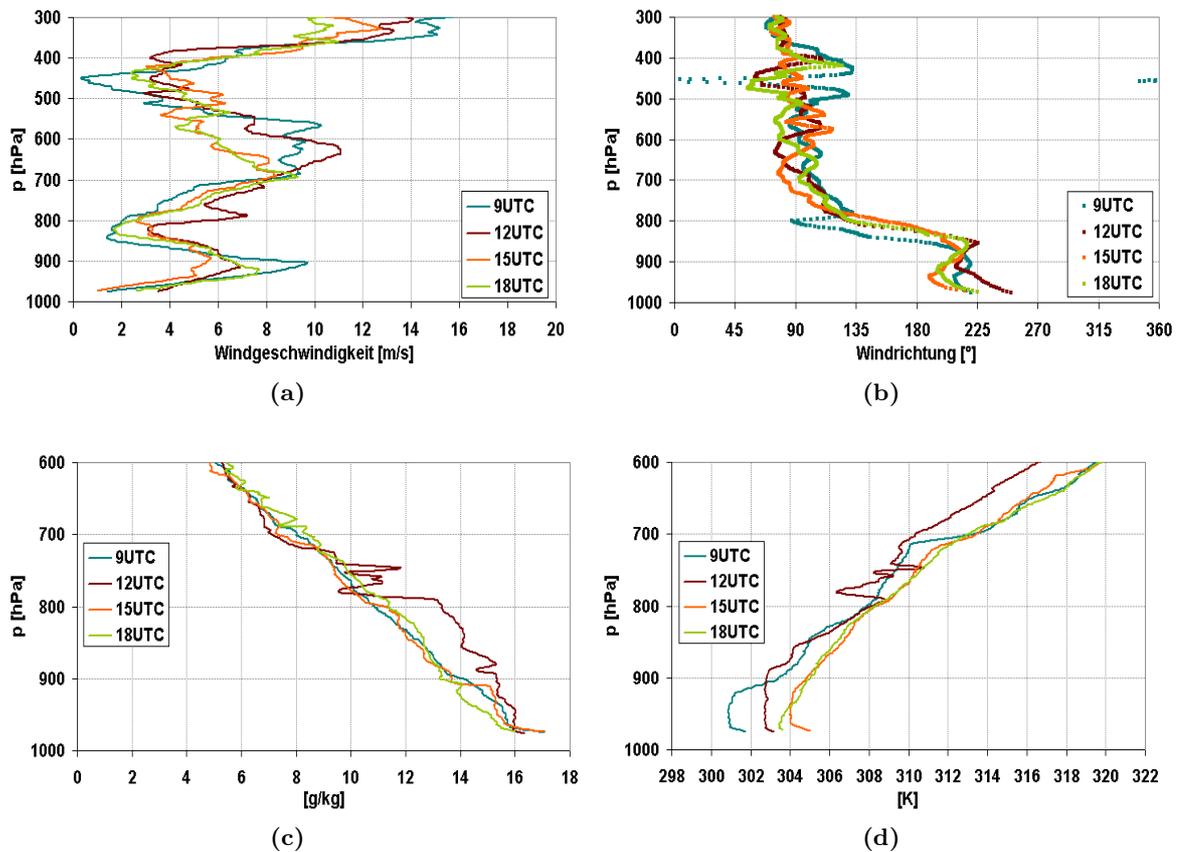


Abbildung 5.16: Radiosondenmessungen über Dano am 7. August, Erklärungen siehe Abbildung 5.1.

ein Niveau von 790 hPa zu beobachten ist (Abb. 5.16c). Die relative Feuchte (ohne Abbildung) liegt in diesem Bereich bei 93 %. Diese Wolkenbildung deckt sich mit den Beobachtungen vor Ort. Dort wurden um 12 UTC die Ausbildung von Stratocumulus und Altopcumulus castellanus beobachtet. Nach den Beobachtungen sind um 15 UTC Cumulonimbus calvus vorhanden, was sich auch im Satellitenbild um 16 UTC zeigt (Abb. 5.14c). Die potentielle Temperatur weist bis 15 UTC einen Temperaturanstieg auf 304 K am Boden auf. Zu diesem Zeitpunkt hat sich die Inversion an der Obergrenze der Grenzschicht, die im Sondaufstieg von 9 UTC und 12 UTC noch vorhanden war, mit Einsetzen der Konvektion aufgelöst. Mit Zunahme der Niederschlagsstätigkeit, die zu einer weiteren Verkleinerung des trockenen Gebietes führen, sind ab 18:30 UTC (Abb. 5.14d) auch über der trockenen 'Insel' Konvektionszellen zu beobachten. Der Niederschlag und die beginnende nächtliche Austrahlung zeigt sich im Temperaturrückgang um 18 UTC (Abb. 5.16d). Details zur Feuchte- und Temperaturänderung in der Grenzschicht sind in Kapitel 4.5 zu finden. Die mit den konvektiven Zellen verbundenen Niederschläge weisen über Burkina Faso erwartungsgemäß eine sehr heterogene Verteilung auf. Die einzelnen Niederschlagsgebiete sind räumlich stark begrenzt. In Burkina Faso liegen die Regenmengen bei maximal 30 mm, im Wes-

ten Burkina Faso und in Mali sind Niederschlagsmengen von über 100 mm gefallen, die jedoch noch in Verbindung mit dem MCS vom 6. August stehen.

Der Vergleich der Bodenfeuchte mit der Entstehung der Konvektionszellen zeigt, dass die Auslösung der ersten Konvektionszellen im Übergang von einem Gebiet mit hoher Bodenfeuchte auf ein Gebiet mit trockenerem Boden stattfindet. Die Konvektionszellen entstehen im weiteren Verlauf des Nachmittags im Bereich mit starker Variation in der Bodenfeuchte in einem trocken - feucht - trockenen Übergangsbereich. Hier ist nun auch Konvektion über feuchtem Boden zu beobachten. Zudem wurde eine Unterdrückung von Konvektion im zentralen Bereich der trockenen 'Insel' festgestellt, wo die Bodenfeuchte gering und ohne räumliche Variation ist.

Aus den Abbildungen der Bodenfeuchte zu allen Tagen des Untersuchungszeitraums kann man erkennen, dass sich durch Niederschläge von MCS mesoskalige Bodenfeuchtemuster entwickeln, die meist für 24 Stunden bestehen bleiben. Bei starken Niederschlägen mit großer räumlicher Ausdehnung ist die Modifikation auch noch nach mehr als 48 und sogar 72 Stunden zu sehen. Die Messungen in Dano zeigen ebenfalls eine Erhöhung in der Bodenfeuchte für drei Tage nach einem starken Niederschlagsereignis (Abb. 4.2). So verursachen Regenmengen von über 100 mm des MCS am 4. August über Mali in einer Ausdehnung von mehr als 400 x 400 km auch noch am 7. August eine erkennbare Modifikation in der Bodenfeuchte, dagegen ist die Bodenfeuchteerhöhung im Norden Burkina Faso durch geringere Niederschläge nur 24 Stunden vorhanden.

5.6 Auswahl des Tages zur Simulation mit dem COSMO Model

Zur Modellierung von hochreichender Konvektion mit dem COSMO Modell stehen der 6. August und der 7. August zur Auswahl. Der grundlegende Unterschied der beiden Tage liegt in der Entstehungsbedingung der Konvektion. Am 6. August ist die Entstehung von Konvektion größtenteils auf die Umgebung eines zerfallenden MCS beschränkt, wo ein Antrieb auf größerer Skala vorhanden ist. Dagegen entwickeln sich am 7. August lokal geprägte, kleinskaligere Konvektionszellen, bei deren Entstehung Zustand und Entwicklung der Grenzschicht von entscheidender Bedeutung sein sollten. An dieser Stelle soll einmal die typische Skala der 'kleinskaligeren' Konvektionszellen genannt werden. Diese reicht von einigen Dekametern bis 100 km. Im Vergleich mit der Ausdehnung eines MCS bis über 500 km ist dies tatsächlich kleinskalig, im Vergleich mit mitteleuropäischen Systemen sind die Ausmaße jedoch groß. Am 7. August besteht zudem eine deutliche Variation in der Bodenfeuchte, es zeigt sich ein interessantes Bodenfeuchtemuster. Burkina Faso ist nahezu komplett von Gebieten mit erhöhter Bodenfeuchte umgeben. Nach Norden, Osten und Süden hin sind die Bodenfeuchtwerte deutlich höher als auf der trockenen

'Insel'. Auch nach Westen liegen räumliche Feuchteänderungen vor (Abb. 5.15b). Am Vortag ist dieses Feuchtemuster noch nicht so ausgeprägt vorhanden (Abb. 5.11b). Räumliche Variation in der Bodenfeuchte begünstigt die Auslösung von Konvektion, so dass man bei einer Modellierung unter diesen Bedingungen eine Entstehung von Konvektion erwarten kann. Wie aus anderen Beobachtungen bekannt ist (Taylor und Ellis, 2006) findet Konvektionsentwicklung bevorzugt in trockenen Gebieten statt, die an Gebiete mit hoher Bodenfeuchte angrenzen. Zur Modellierung der hochreichenden Konvektion mit dem COSMO Modell wird somit der 7. August ausgewählt.

Kapitel 6

Die synoptische Situation anhand von ECMWF und GME Daten

Nachfolgend wird die synoptische Situation am 7. August anhand von ECMWF und GME Daten dargestellt. Ziel der Analyse ist es, die geeigneten Antriebsdaten für die Modellierung der hochreichenden Konvektion mit dem COSMO Modell zu finden.

6.1 ECMWF Daten vom 7. August 2006

Für die Beschreibung der Verhältnisse in der mittleren Troposphäre wird das Windfeld in 700 hPa analysiert, da der AEJ zwischen 700 hPa und 600 hPa seine maximale Stärke erreicht (siehe Kapitel 3.2) und nur der 700 hPa Level in den ECMWF Daten vorhanden ist. Um 6 UTC ist der AEJ am stärksten ausgeprägt und erstreckt sich mit Maxima von 18 m/s von 9 °Ost und 12 °Nord in westnordwestlicher Richtung bis an Westküste Mauretaniens (18 °Nord und 15 °West) und streift dabei den Norden Burkina Fasos bei 1 °West / 14 °Nord (Abb. 6.1a). Die Stärke des AEJ nimmt nach 6 UTC im Tagesverlauf ab und der Jet verlagert sich nach Westen (Abb. 6.1b). Hierbei liegt um 12 UTC ein Maximum des AEJ mit einer Windgeschwindigkeit von 16 m/s zwischen 0 - 7 °West und 12 - 15 °Nord über der Mitte und dem Norden Burkina Fasos. Die Windgeschwindigkeit in Dano von 8 m/s entspricht der Radiosondenmessung zum gleichen Termin (siehe 5.16a). Die Abschwächung des AEJ und die Verlagerung nach Westen um 18 UTC stimmt mit der WASA überein (Abb. 5.13).

In der oberen Troposphäre in 200 hPa erstreckt sich der TEJ um 6 UTC von 0 bis 9 °Nord und verlagert sich zum 18 UTC Termin nach Norden bis 13 °Nord (Abb. 6.1). Diese Verlagerung nach Norden am Abend stimmt ebenfalls mit der WASA überein (Abb. 5.13). An dieser Stelle soll nochmals neben der großen zonalen Erstreckung auf die große meridionale Breite des

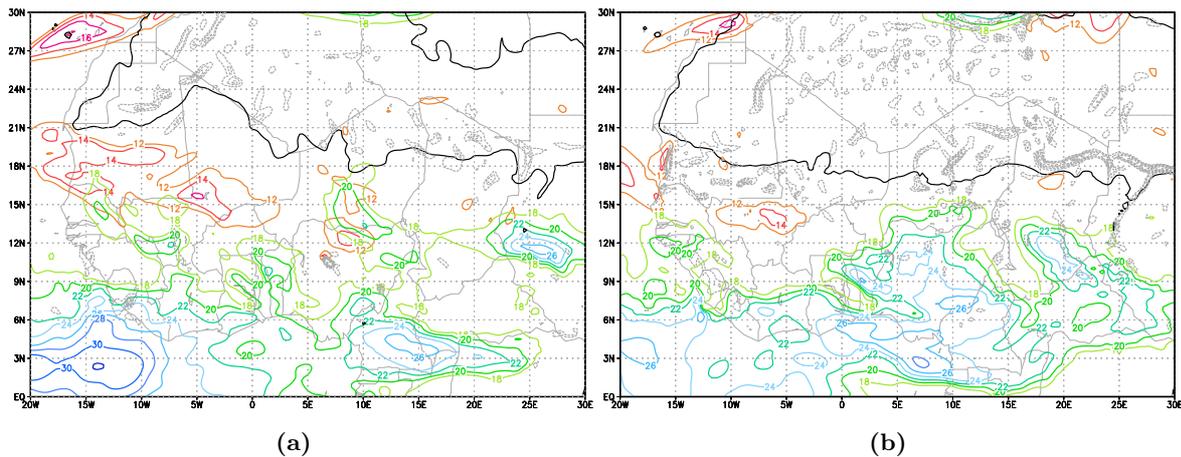


Abbildung 6.1: Lage des AEJ in 700 hPa (rot und orange Kontur) mit einer Windgeschwindigkeit von mindestens 12 m/s, des TEJ in 200 hPa (blaue und grüne Kontur) mit einer Windgeschwindigkeit von mindestens 18 m/s und der ITD (15°C Isodrosotherme in 2 m Höhe) (schwarze Linie) in den ECMWF Daten. Die graue Kontur zeigt eine Vertikalgeschwindigkeit stärker als -0.5 hPa/s an. (a) um 6 UTC (b) um 18 UTC.

TEJ hingewiesen werden. Aus dem Vertikalschnitt der Windgeschwindigkeit vom Äquator bis 20 °Nord bei verschiedenen Längengraden wird die meridionale Ausdehnung des TEJ ersichtlich (Abb. 6.2a). Im östlichen Teil Westafrikas dehnt sich der TEJ über 10 bis 15 Breitengrade aus, mit Maxima bis über 4 Breitengrade. Westlich des Meridians schwächt sich der TEJ ab und wird schmaler mit einer Nord - Süd Ausdehnung von 5 bis 10 Breitengraden. Aus den Radiosondenaufstiegen an diesem Tag ergibt sich eine geringe Zunahme der Windgeschwindigkeit von 15 m/s am Vormittag auf konstante 18 m/s über den Tag, was der Windgeschwindigkeit im ECMWF von 18 m/s entspricht.

Aus der Abbildung 6.1 ist weiter ersichtlich, dass im wesentlichen keine großräumigen Hebungsprozesse in der Region Burkina Faso (10 - 15 °Nord und 5 °West bis 5 °Ost) stattfinden.

Die Verhältnisse in der Grenzschicht werden in einer Höhe von 925 hPa und 850 hPa dargestellt. In der Feuchte ist ein ausgeprägter Gradient zwischen 18 und 24 °Nord zu erkennen, der die Lage der ITD markiert (Abb. 6.3). Die genaue Lage und der Verlauf der ITD geht aus der Abbildung 6.1 hervor. Diese 15° Isodrosotherme dehnt sich um 6 UTC bis 24° Nord aus und verlagert sich um 18 UTC nach Süden, wo sie sich dann zwischen dem 17. und 18. Breitengrades über den gesamten Kontinent erstreckt. Diese zonale Ausrichtung der ITD und die sehr südliche Position um 18 UTC ist nicht in Übereinstimmung mit der WASA.

Die Monsunströmung kommt in 925 hPa und 850 hPa aus südwestlicher Richtung und dringt hauptsächlich östlich von 6 °West in den westafrikanischen Kontinent ein. In 925 hPa ist die Monsunströmung um 6 UTC am stärksten. In Burkina Faso, im Bereich zwischen 0 - 4 °West

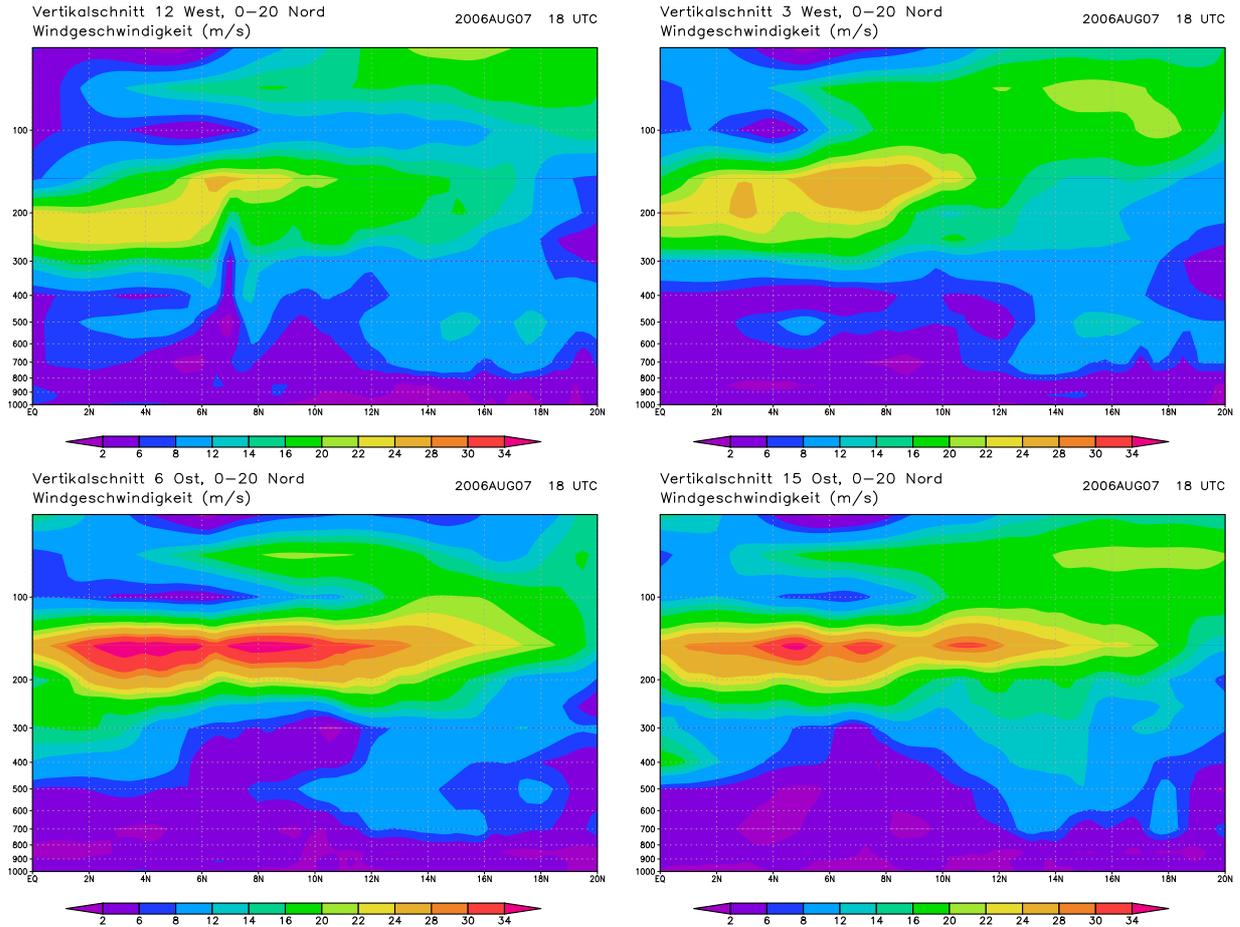


Abbildung 6.2: Vertikalschnitte aus ECMWF Daten vom Äquator bis 20 °Nord am 7. August um 18 UTC. In Farbe dargestellt ist die Windgeschwindigkeit bei 12 °West (links oben), bei 3 °West (rechts oben), bei 6 °Ost (links unten) und bei 15 °Ost (rechts unten).

und 11 - 14 °Nord, liegt die Windgeschwindigkeit bei 8 - 10 m/s (ohne Abbildung). Ab 12 UTC schwächt sich die Monsunströmung ab und über Burkina Faso herrscht eine Windgeschwindigkeit um 6 m/s. In dieser Region dreht die Monsunströmung auf eine südsüdwestliche Strömung, die bis zum 18. Breitengrad voran kommt.

An der Südwestküste zwischen 6 °Nord und 12 °Nord, westlich von 9 °West, konvergiert die westliche Monsunströmung mit der südwestlichen Monsunströmung. Dies resultiert in starken Vertikalbewegungen (ohne Abbildung) und hohen Niederschlägen (Abb. 6.4a).

Ins Landesinnere, im Gebiet von 10 - 14 °Nord und 9 - 12 °West, dringt dadurch um 12 UTC (Abb. 6.3a) nur eine schwach ausgeprägte Monsunströmung mit einer Windgeschwindigkeit von unter 3 m/s vor. Der Harmattan dringt über die Lage der ITD hinaus nach Süden voran, was in 925 hPa und ausgeprägter in 850 hPa zu sehen ist (Abb. 6.3c). Dadurch herrscht westlich von 6 °West von Norden her bis zum 10. Breitengrad eine nördliche Strömungsrichtung vor. Diese beiden entgegengesetzten Strömungen, die Harmattanströmung aus dem Norden im westlichen

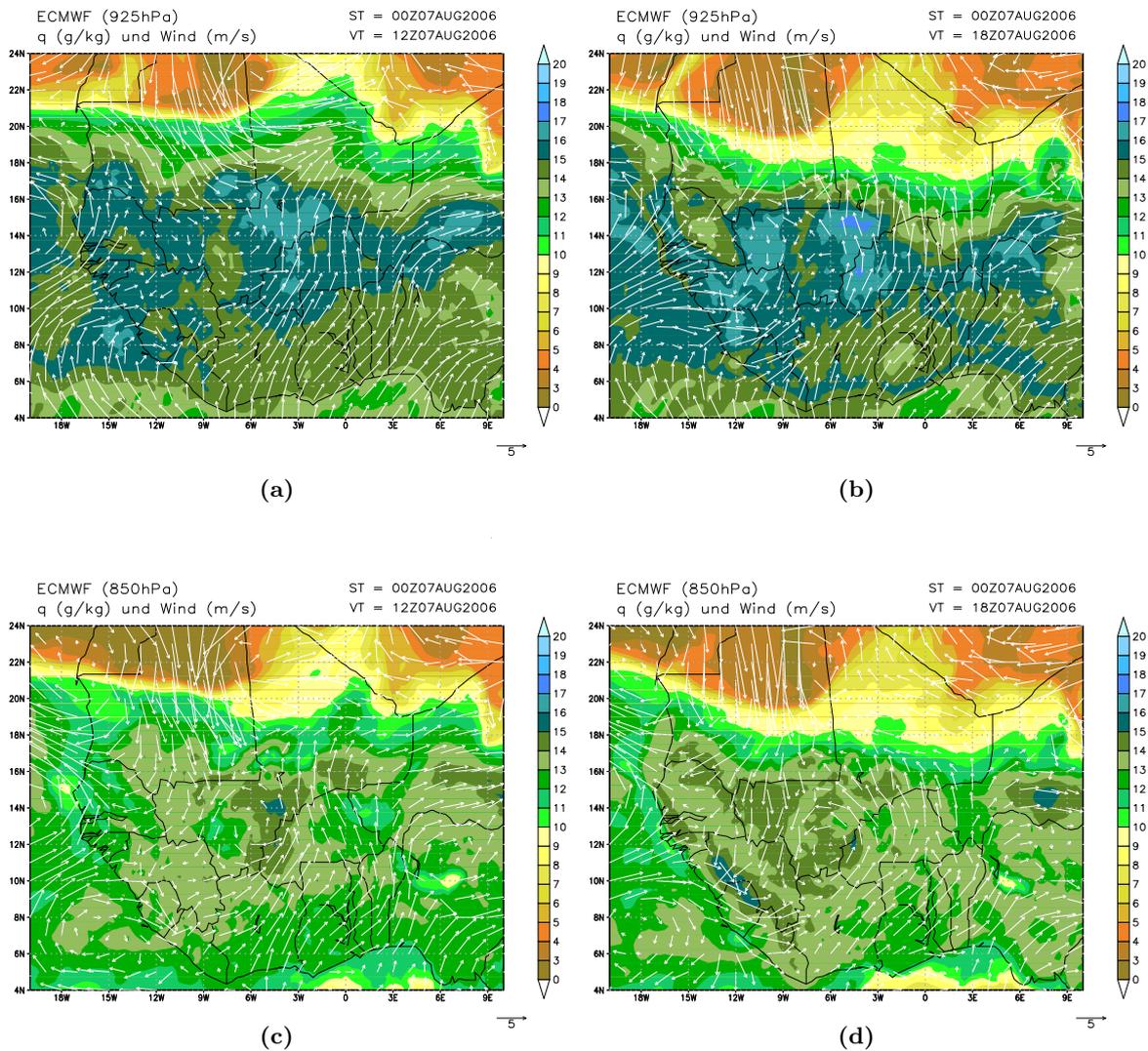


Abbildung 6.3: Spezifische Feuchte (g/kg) in Farbe, Windgeschwindigkeit und -richtung als Pfeile am 7. August in (a) 925 hPa um 12 UTC, (b) in 925 hPa um 18 UTC, (c) in 850 hPa um 12 UTC und (d) in 850 hPa um 18 UTC in den ECMWF Daten.

Teil Westafrikas und die südliche Monsunströmung im östlichen Teil, sind in der Grenzschicht stark ausgeprägt und führen in 850 hPa zur Ausbildung eines zyklonalen Wirbels im Süden Malis und dem westlichen Burkina Fasos im Bereich von 10 - 15 °Nord und 4 - 9 °West. Um 18 UTC verstärkt sich diese nördliche Hamattanströmung mit der Verlagerung der ITD nach Süden weiter (Abb. 6.3b) und 6.3d) und intensiviert so auch den zyklonalen Wirbel (Abb. 6.3d).

Die Radiosondenmessung um 12 UTC zeigt in 925 hPa eine Windgeschwindigkeit von 6.5 m/s und um 18 UTC Werte von 7.5 m/s (Abb. 5.16), was geringfügig höher als in den ECMWF Daten ist. Die südsüdwestliche Windrichtung im ECMWF stimmt ganz gut mit den Sondenmessungen

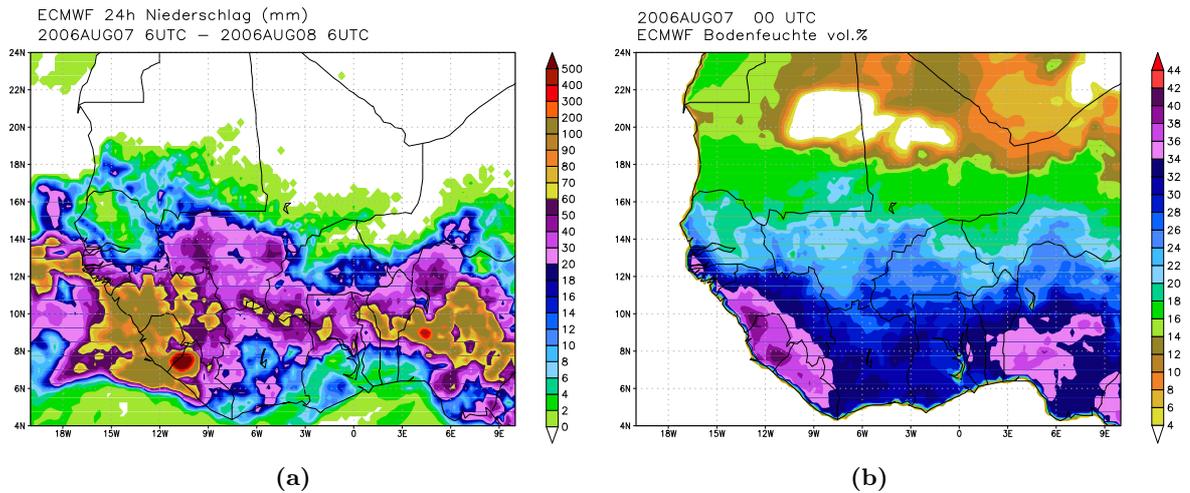


Abbildung 6.4: a) 24h akkumulierter Niederschlag (mm, 6 UTC - 6 UTC), b) Bodenfeuchte (vol. Wassergehalt in %) am 7. August 2006 in den ECMWF Daten.

überein. In 850 hPa liegt die Windgeschwindigkeit laut Radiosondenmessung um 12 UTC und 18 UTC bei 4 m/s. In den ECMWF Daten nimmt die Windgeschwindigkeit über Dano von 6 m/s um 12 UTC auf 4 m/s um 18 UTC ab, was ebenfalls gut mit der Messung übereinstimmt. Bei diesem Vergleich ist allerdings auch zu beachten, dass die Daten von Dano in die ECMWF-Datenassimilation einfließen.

Bezüglich der Feuchte kommt es in 925 hPa wie auch in 850 hPa zu einer Überschätzung in den ECMWF Daten. Die Feuchte nimmt in 925 hPa in den Radiosondendaten bis 12 UTC auf maximal 15.5 g/kg zu und um 18 UTC auf 14 g/kg ab. Im ECMWF zeigt sich eine Zunahme bis 12 UTC auf 17 g/kg, danach bleibt der Feuchtegehalt jedoch gleich. In 850 hPa ist laut der Radiosondenmessung der Feuchtegehalt um 12 UTC mit 14 g/kg maximal und somit feuchter als im Aufstieg um 18 UTC mit 12.7 g/kg (Abb. 5.16). Dieser Tagesgang, der in Verbindung mit Konvektion zu sehen ist, ist in den ECMWF Daten nicht enthalten. Laut ECMWF liegt die Feuchte konstant bei 14 g/kg in 850 hPa.

Die potentielle Temperatur nimmt in den Radiosondendaten in 925 hPa bis 18 UTC auf 304.5 K zu (Abb. 5.16). In 850 hPa wird eine Zunahme der Temperatur bis 15 UTC auf 306.7 K gemessen. Mit maximalen Werten im ECMWF von 303 K in 925 hPa und 306 K in 850 hPa ist noch eine relative Übereinstimmung mit den Messdaten vorhanden, auch wenn der Tagesgang nicht ganz korrekt wiedergegeben wird (ohne Abbildung).

Der Niederschlag wird im ECMWF deutlich überschätzt, sowohl in räumlicher Ausdehnung als auch in der Niederschlagsmenge. Der Vergleich des ECMWF Niederschlags (Abb. 6.4a) mit den TRMM-TMPA Daten (Abb. 5.15a) zeigt dies deutlich über ganz Westafrika. In den ECMWF

Daten erstreckt sich ein zonal ausgerichtetes Niederschlagsband über ganz Westafrika, das vom 8. bis 16. Breitengrad reicht (Abb. 6.4a). Im Gebiet von 12 - 15 °Nord und 5 °West bis 3 °Ost, das den Norden und die Mitte Burkina Faso abdeckt, gibt es nur geringe Niederschläge bis zu 20 mm bis hin zu einem niederschlagsfreien Gebiet. Südlich von 12 °Nord, im Süden Burkina Faso, nimmt die Niederschlagsmenge deutlich zu mit Niederschlägen bis 80 mm. Eine heterogene Verteilung der Niederschlagsgebiete durch konvektive Zellen ist im ECMWF nicht zu erkennen. Neben dem ausgeprägten Niederschlagsgebiet bei 6 - 12 °Nord und westlich von 9 °West, wo die Monsunströmungen konvergieren, führen mehrere kleinere Konvergenzzonen östlich von 6 °Ost zwischen dem 7. und 11. Breitengrad ebenfalls zu starker Hebung (ohne Abbildung) und nachfolgenden hohen Niederschlagsmengen.

Die Bodenfeuchteverteilung wird durch die Lage und die Höhe der Niederschläge maßgeblich bestimmt. Die Niederschläge sind im ECMWF meist südlich von 14 °Nord konzentriert und weisen eine stark zonale Ausrichtung auf. So sind die Niederschlagsmuster der vorangegangenen Tage ähnlich wie am 7. August, was sich in der ebenfalls recht zonal ausgerichteten Bodenfeuchteverteilung widerspiegelt (Abb. 6.4b).

Zwischen 2 °West und 4 °Ost erstreckt sich von Norden her bis zum 11. Breitengrad ein Boden mit etwas geringerer Feuchte. Der volumetrische Wassergehalt reicht von 20 bis 24 %. In der Umgebung von Dano herrscht im ECMWF mit einem vol. Wassergehalt von 28 % eine hohe Bodenfeuchte. Die Satellitendaten weisen für dieses Gebiet eine Bodenfeuchte von 10 % aus. Die prozentuale Abweichung zwischen der Bodenfeuchte aus ECMWF Daten und aus den AMSR-E Satellitendaten wird wie folgt berechnet:

$$\text{prozentuale Abweichung}(\%) = \frac{(\text{Messwert} - \text{Modellwert})}{\text{Messwert}} \cdot 100 \quad (6.1)$$

Somit ergibt sich bezüglich der Bodenfeuchte im ECMWF Modell eine Abweichung von 180 %. Als eine Ursache für diese große Differenz kann die starke Überschätzung des Niederschlags im ECMWF angenommen werden.

6.2 GME Daten vom 7. August 2006

In der mittleren Troposphäre in 700 hPa weist das GME ein höheres Maximum des Jets von über 20 m/s als in den ECMWF Daten auf. Das Starkwindband mäandriert stark und erstreckt sich um 6 UTC (Abb. 6.5a) zwischen dem 15. und dem 21. Breitengrad. Dies ist eine nördlichere Lage als im ECMWF (Abb. 6.1). Hier bildet sich auch bei 13 °Nord / 8 °West ein lokales Windmaximum, das sich zum 12 UTC Termin weiter verstärkt (Abb. 6.6a). Es liegt in der

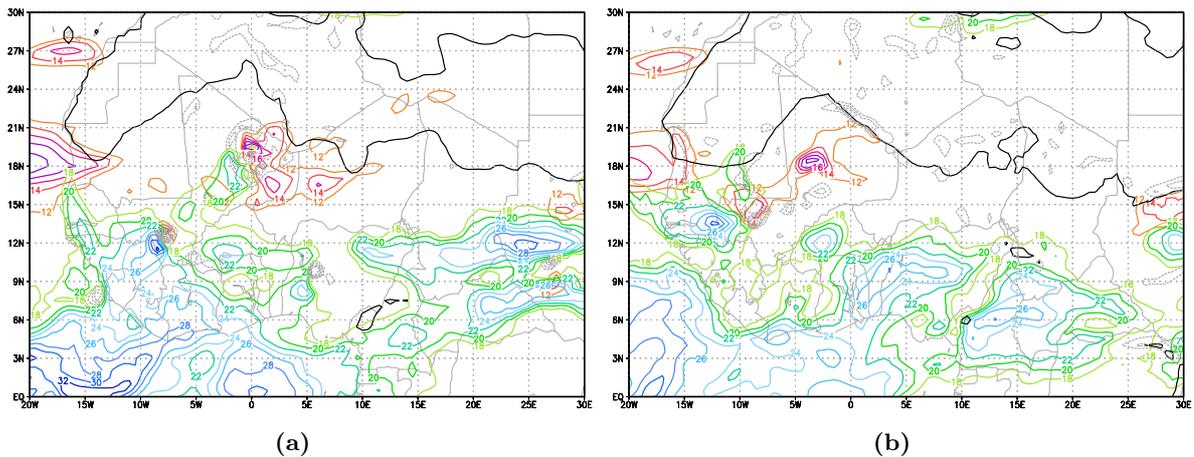


Abbildung 6.5: Lage des AEJ, des TEJ, der ITD und Angabe der Vertikalschwindigkeit (Beschreibung wie Abb. 6.1), (a) um 6 UTC, (b) um 18 UTC im GME Modell.

Konvergenzzone zwischen dem mäandrierenden Jet und einer zyklonal gekrümmten Strömung aus Südosten. Bis 18 UTC (Abb. 6.5b) erfolgt eine geringe Verlagerung des Jetmaximums nach Westen ohne Abschwächung. Die zyklonal gekrümmte Strömung verstärkt sich zu einem Wirbel (0 - 16 °Nord / 3 - 12 °West). Das AEJ Muster ist modifiziert und der Jet mäandriert stärker (Abb. 6.6b). Dieser Wirbel ist auch schon in den unteren Atmosphärenschichten vorhanden, wie Abbildung 6.7 zeigt und später noch diskutiert wird. Die Windgeschwindigkeit beträgt über Dano um 12 UTC als auch um 18 UTC 8 m/s, was sich mit den Radiosondenmessungen (Abb. 5.16) deckt.

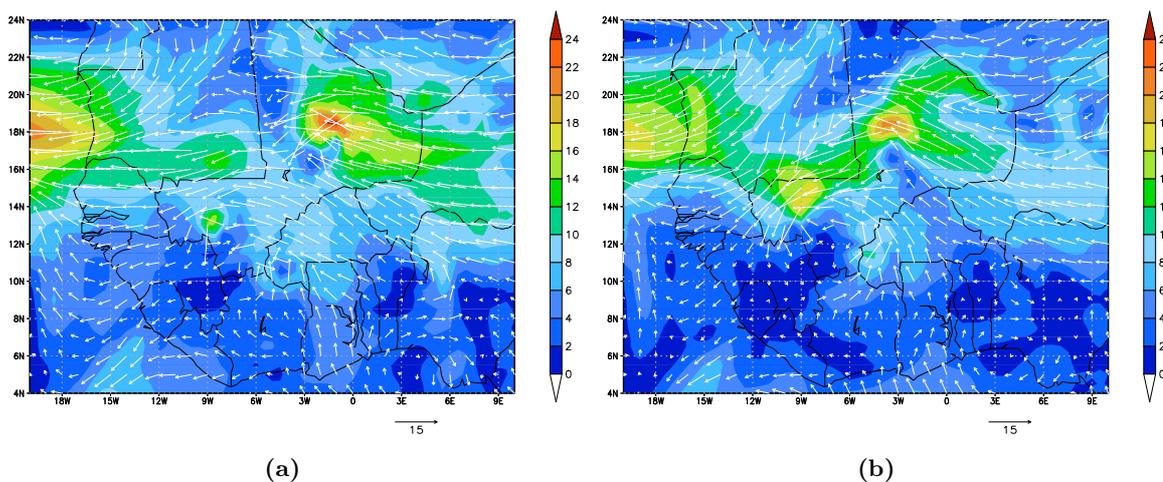


Abbildung 6.6: Windgeschwindigkeit und Windrichtung in 700 hPa am 7. August, a) um 12 UTC und b) um 18 UTC in den GME Daten. In Farbe ist der Betrag der Windgeschwindigkeit dargestellt, die Pfeile zeigen Windrichtung und Windgeschwindigkeit an, die Länge des Pfeils am unteren rechten Bildrand zeigt die Referenzlänge für eine Geschwindigkeit von 10 m/s.

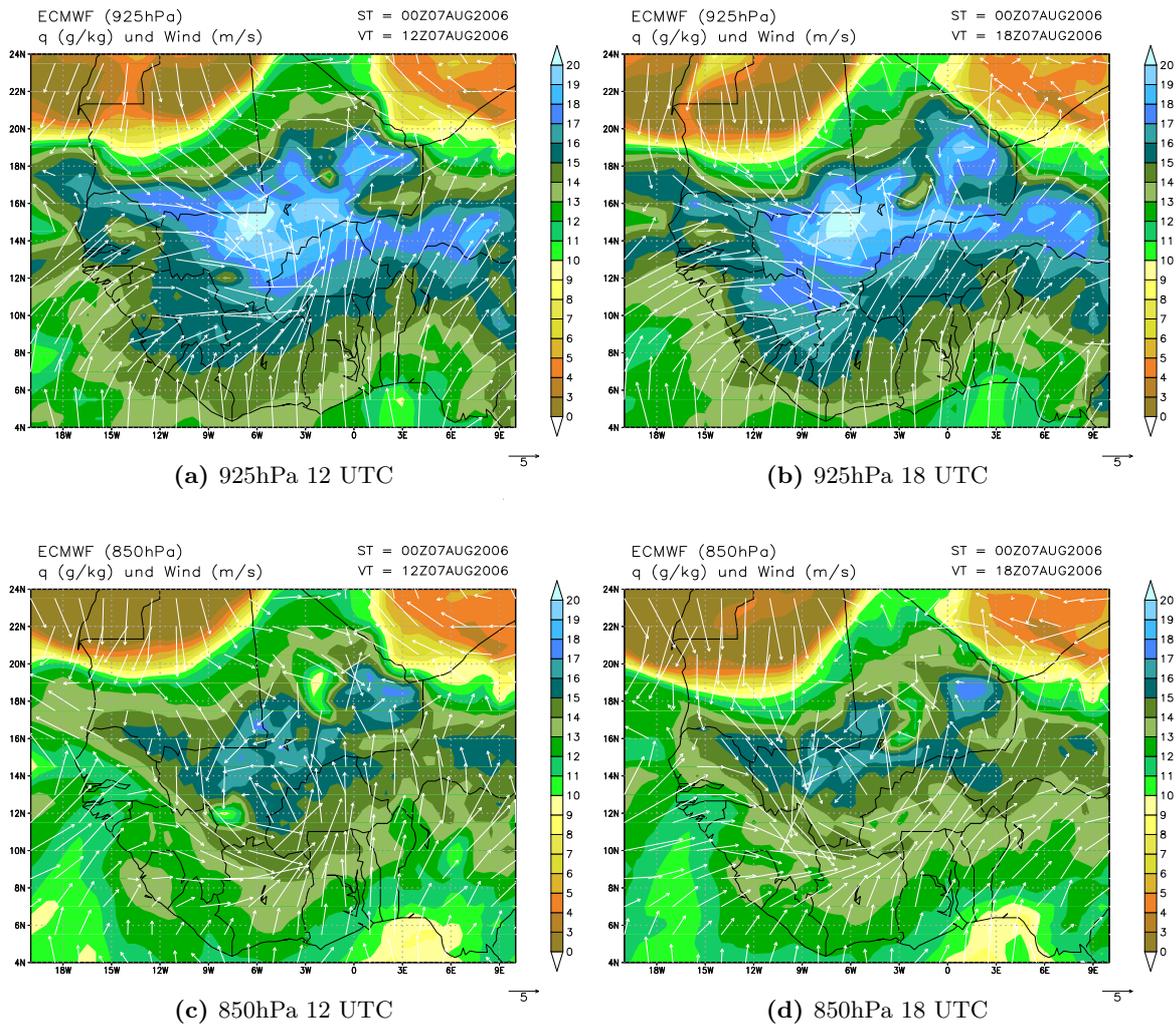


Abbildung 6.7: Spezifische Feuchte (g/kg) in Farbe, Windgeschwindigkeit und -richtung (Pfeile) am 7. August in a) 925hPa um 12 UTC, b) in 925hPa um 18 UTC, c) in 850hPa um 12 UTC und d) in 850hPa um 18 UTC in den GME Daten.

Wie der AEJ, so weist der TEJ im GME ebenfalls höhere Maxima und eine stärkere Ausdehnung nach Norden auf als im ECMWF und in der WASA. Wie weiter in Abb. 6.5 zu sehen ist, liegt ein lokales Windmaximum im Bereich von 10 - 14 °Nord und 0 - 5 °West über dem Süden und der Mitte Burkina Fasos, was zu einer um 4 - 7 m/s höheren Windgeschwindigkeit als in den Radiosondenwerten führt.

In der Grenzschicht wird die Stärke der Monsunströmung und der Feuchtegehalt stark überschätzt. Die Monsunströmung dringt um 6 UTC bis 26 °Nord und um 18 UTC etwas schwächer bis 24 °Nord nach Norden voran (Abb. 6.5). Die Lage der ITD stimmt mit der WASA überein, allerdings ist östlich des Hitzetiefs ein stärkerer Vorstoß von trockener Saharaluft gegeben als in der WASA analysiert. In der Abbildung 6.7a ist um 12 UTC in 925 hPa ein weit ausgedehntes

Gebiet mit einem hohen Feuchtegehalt über 19 g/kg zu sehen, das sich vom 10. bis zum 20. Breitengrad erstreckt und nahezu ganz Westafrika bedeckt. Dieses Gebiet mit hoher Feuchte besteht bereits seit mehreren Tagen und wird durch starke Niederschläge weiter verstärkt. Die Monsunströmung dringt von Südwesten und aus Süden in dieses Gebiet mit hoher Feuchte vor. Von Norden her strömt der trockene Harmattan zum feuchten Gebiet hin, was in einer Konvergenzzone resultiert. Es ist zu vermuten, dass die Lage der ITD durch dieses feuchte Gebiet nördlicher verläuft.

Die Monsunströmung ist stärker als im ECMWF und kommt in 925 hPa von der Südwestküste her weiter ins Landesinnere bis zum feuchten Gebiet voran (Abb. 6.7a und 6.7b). Westlich von 6 °West dominiert in 850 hPa aber auch hier die nördliche Harmattanströmung bis zum 10. Breitengrad (Abb. 6.7c und 6.7d). Östlich von 6 °West dringt die Monsunströmung in beiden Niveaus von der Südküste her bis zum 20. Breitengrad nach Norden vor. Diese generelle Verteilung weist keine signifikante Entwicklung von 12 UTC bis 18 UTC auf. Durch diese entgegengesetzten Strömungen kommt es wiederum in 850 hPa zur Ausbildung eines zyklonalen Wirbels in der Region vom 10. und 16. Breitengrad zwischen 1 °West und 10 °West, der, wie in 700 hPa bereits gesehen (Abb. 6.6) bis in die mittlere Troposphäre reicht. Dagegen beschränkt sich der zyklonale Wirbel im ECMWF auf die unteren Troposphärenschichten.

Die Windgeschwindigkeit im GME ist im Vergleich mit den ECMWF Daten und den Radiosondendaten erhöht. In 925 hPa herrscht besonders im Südwesten des feuchten Gebietes ein zu hoher Betrag der Windgeschwindigkeit mit bis 18 m/s vor (ohne Abbildung). In der Umgebung von Dano werden maximale Werte bis 14 m/s erreicht. Zum einen übersteigt die Windgeschwindigkeit mit 10 m/s in 850 hPa die Messdaten um mehr als das Doppelte, zum anderen ist auch der Tagesgang nicht richtig wiedergegeben. In 925 hPa als auch in 850 hPa (Abb. 6.7) erfolgt eine Feuchteabnahme von 12 bis 18 UTC um 1 g/kg. Dies ist vom Tagesgang her in Übereinstimmung mit den Messdaten, allerdings werden, wie im ECMWF auch, um 2 g/kg in 925 Pa und um 1 g/kg in 850 hPa zu hohe Feuchtwerte simuliert. Berücksichtigt man den gesamten Modellausschnitt, so ist im GME zum einen die Feuchte höher und zum anderen auch die räumliche Ausdehnung des feuchten Gebietes größer als im ECMWF.

Von 8 °Nord / 13 °West findet in nordöstlicher Richtung bis 18 °Nord / 0 °West starke Hebung statt (ohne Abbildung). Diese sind deutlich stärker und räumlich weiter ausgedehnt als im ECMWF. Diese unterschiedliche Lage der Konvergenzonen sowie die unterschiedliche Intensität der Vertikalbewegungen korreliert mit der Ausdehnung der Niederschlagsgebiete. So ist das Niederschlagsband im GME in nordöstlicher Erstreckung von 8 °Nord / 13 °West und 20 °Nord und 0 °West zu finden. Die Konvergenzonen sind im GME aufgrund der höheren Strömungs-

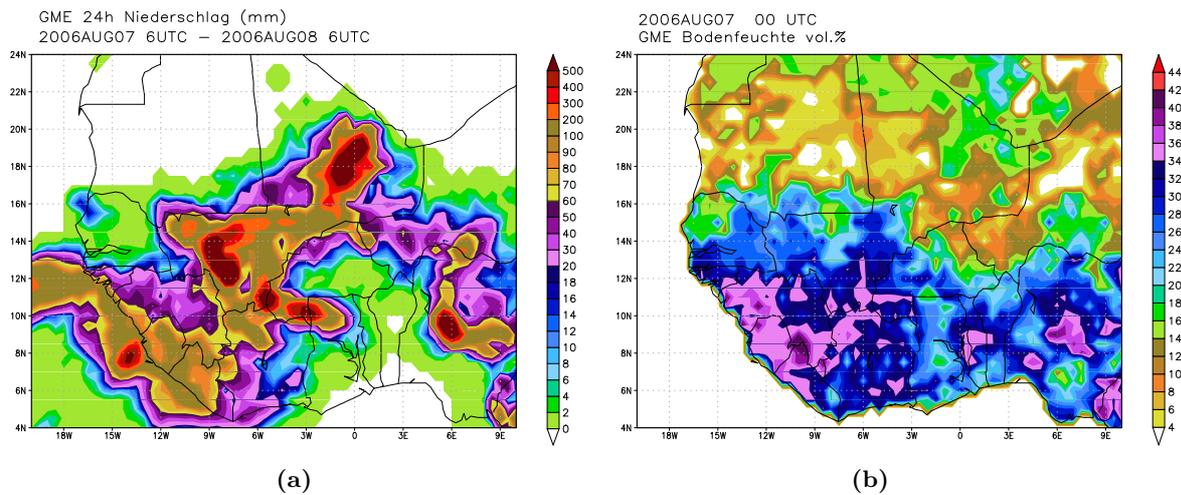


Abbildung 6.8: a) 24h akkumulierter Niederschlag (mm, 6 UTC - 6 UTC), b) Bodenfeuchte (vol. Wassergehalt in %) am 7. August 2006 in den GME Daten.

geschwindigkeit stärker ausgeprägt und somit wird der Niederschlag im GME noch stärker als im ECMWF überschätzt. Hier ergibt sich eine maximale Niederschlagsmenge von über 500 mm (Abb. 6.8a). Die TRMM-TMPA Daten zeigen im Vergleich räumlich begrenzte Niederschlagsmengen von maximal 100 mm (Abb. 5.15a). Burkina Faso, 6 °West bis 3 °Ost und 10 - 15 °Nord, ist von einem fast geschlossenen Ring von Niederschlagsgebieten umgeben, in der Mitte Burkina Fasos gibt es moderate Niederschlagsmengen bis zu 20 mm.

Die sehr hohen Niederschlagsmengen entlang der genannten Konvergenz- und Hebungszone von der Südwestküste bis in den Süden Malis, die auch schon am Vortag gefallen sind, spiegeln sich in einer überhöhten Bodenfeuchte wieder. In diesem Gebiet liegt ein vol. Wassergehalt des Bodens von 30 - 40 % vor (Abb. 6.8b). In Dano beträgt die Bodenfeuchte 34 %, was nach Gleichung 6.1 mit 240 % im Vergleich mit den Satellitendaten zu einer noch höheren Überschätzung als im ECMWF (180 %) führt. Von Norden her reicht zwischen 3 °West und 5 °Ost ein Gebiet mit niedriger Bodenfeuchte bis zum 12. Breitengrad. Dieses Gebiet mit niedriger Bodenfeuchte liegt, wie auch im ECMWF, im Vergleich mit Satellitendaten zu weit östlich.

6.3 Wahl der Antriebsdaten zur Simulation mit dem COSMO Modell

Die Analyse des 700 hPa Niveaus hat gezeigt, dass das ECMWF in Stärke, Lage und Verlagerung des AEJ mit den Radiosondendaten und der WASA gut übereinstimmt. Das GME produziert einen zu starken Jet in einer zu nördlichen Lage. Die Schlussfolgerungen bezüglich

der oberen Troposphäre in 200 hPa gestalten sich entsprechend. Die ECMWF Daten stimmen mit den Messdaten und der WASA besser überein, während das GME erneut eine zu hohe Windgeschwindigkeit und eine größere Ausdehnung des TEJ nach Norden aufweist. Auch sind die Grenzschichtbedingungen im ECMWF realitätsnaher. Hier ist es zum einen die Stärke der Monsunströmung, die im GME überschätzt wird. Zum anderen ist es die deutlich zu hohe Feuchte und die große räumliche Ausdehnung des feuchten Gebietes im GME, die für die ECMWF Daten als Antrieb für das COSMO sprechen. In beiden Modellen kommt es zu einer starken Überschätzung des Niederschlags. Insbesondere überschätzt das GME die Niederschlagsmenge und die räumliche Ausdehnung der Niederschlagsgebiete. Diese hohen Regenmengen verursachen eine deutlich erhöhte Bodenfeuchte. Insbesondere im Hinblick auf die Modellierung im Bereich des südlichen Burkina Faso zeigen sich im GME höhere Bodenfeuchtwerte als im ECMWF. Zusammenfassend kann somit gesagt werden, dass die Charakteristika des westafrikanischen Monsuns durch das ECMWF realitätsnaher simuliert werden. Diese werden deshalb im Folgenden als Antriebsdaten für die Modellierung mit dem COSMO Modell verwendet.

Kapitel 7

Das COSMO-Modell 4.0

7.1 Allgemeine Bemerkungen

Das COSMO Modell ist ein regionales, nicht-hydrostatisches, kompressibles Vorhersagemodell, das in der operationellen numerischen Wettervorhersage und zu weiteren wissenschaftlichen Anwendungen auf der meso- β und der meso- γ Skala verwendet wird. Das LM basiert auf den primitiven thermo-hydrodynamischen Gleichungen, die ein kompressibles Fluid in einer feuchten Atmosphäre beschreiben. Eine Vielzahl von physikalischen Prozessen werden anhand von Parametrisierungsschemata berücksichtigt. In einem nicht-hydrostatischen Modell ist die dritte Bewegungsgleichung prognostisch (Doms und Schättler, 2002). Insbesondere bei der Simulation von Konvektion können Vertikalbewegungen nicht mehr gegenüber der Druckgradient- und Schwerkraft vernachlässigt werden, da diese Werte 5 - 20 m/s oder mehr annehmen können (Liljequist und Cehak, 1984). Die Grundgleichungen sind in Kugelkoordinaten formuliert, da die räumliche Ausdehnung der Modellgebiete die Berücksichtigung der Krümmung der Erdoberfläche nötig macht. Dabei wird das Koordinatensystem je nach Ausschnitt immer so gedreht, dass die Pole des gedrehten Systems außerhalb des Modellgebiets zu liegen kommen. Die Verzerrung der Koordinatenlinien wird durch die Lage des Bezugspunktes des rotierten Koordinatensystems in der Mitte des Gebietes minimiert (Steppeler et al., 2002). In der Vertikalen wird eine generalisierte geländefolgende Höhenkoordinate verwendet.

Das COSMO Modell verwendet die dynamischen Grundgleichungen (Eulersche Gleichungen) ohne skalenabhängige Näherungen (Doms und Schättler, 2002):

$$\rho \frac{d\mathbf{v}}{dt} = -\nabla p + \rho \mathbf{g} - 2\boldsymbol{\Omega} \times (\rho \mathbf{v}) - \nabla \cdot (\underline{\mathbf{T}}) \quad \text{Impulsbilanzgleichung} \quad (7.1)$$

$$\frac{dp}{dt} = -(c_{pd}/c_{vd})p\nabla \cdot \mathbf{v} + (c_{pd}/c_{vd} - 1)Q_h \quad \text{Drucktendenzgleichung} \quad (7.2)$$

$$\rho c_{pd} \frac{dT}{dt} = \frac{dp}{dt} + Q_h \quad \text{Temperaturgleichung} \quad (7.3)$$

$$\rho \frac{dq^v}{dt} = -\nabla \cdot \mathbf{F}^v - (I^l + I^f) \quad \text{Bilanzgleichung für Wasserdampf} \quad (7.4)$$

$$\rho \frac{dq^{l,f}}{dt} = -\nabla \cdot (\mathbf{P}^{l,f} + \mathbf{F}^{l,f}) + I^{l,f} \quad \text{Bilanzgleichung für Wolkenwasser} \quad (7.5)$$

$$\rho = p\{R_d(1 + (R_v/R_d - 1)q^v - q^l - q^f)T\}^{-1} \quad \text{Hydrostatische Grundgleichung} \quad (7.6)$$

$$Q_h = L_v I^l + L_S I^f - \nabla \cdot (\mathbf{H} + \mathbf{R}) \quad \text{Diabatische Wärmeproduktion} \quad (7.7)$$

Hierbei sind die verwendeten Variablen:

t	Zeit
p	Druck
g	Gravitationsbeschleunigung
T	Temperatur
ρ^x	Partialdichte des Bestandteils x im Gemisch
$\rho = \sum_x \rho^x$	Dichte des Luftgemischs
$x = l, v, d, f$	Flüssigwasser, Wasserdampf, trockene Luft, Eis
c_{pd}	Spezifische Wärme bei konstantem Druck
c_{vd}	Spezifische Wärme bei konstantem Volumen
Q_h	Diabatische Wärmeproduktion
R_d	Gaskonstante für trockene Luft
R_v	Gaskonstante für feuchte Luft
$q^x = \rho^x / \rho$	spezifischer Massenbruch des Bestandteils x
$v = \rho^{-1}$	spezifisches Volumen
e	spezifische innere Energie
$h = e + pv$	spezifische Enthalpie
$\boldsymbol{\Omega}$	Winkelgeschwindigkeit der rotierenden Erde
\mathbf{v}	baryzentrische Geschwindigkeit relativ zur rotierenden Erde
$\underline{\mathbf{T}} = \overline{\rho \mathbf{v}'' \mathbf{v}''}$	Turbulenter Impulsfluss (Reynoldsscher Spannungstensor)
$\mathbf{F}^x = \overline{\rho \mathbf{v}'' \mathbf{q}^x}$	Turbulenter Fluss des Bestandteils x
$\mathbf{P}^{l,f}$	Niederschlagsfluss von Wasser und Eis

H	Turbulenter Fluss fühlbarer Wärme H
R	Fluss der solaren und thermischen Strahlung
I^x	Quellen / Senken des Bestandteils x
J^x	Phasenfluss des Bestandteils x
L_V	Verdampfungswärme
L_S	Sublimationswärme

Die Modellgleichungen werden numerisch mit der Finite Differenzen Methode gelöst. Die Modellvariablen sind auf einem Arakawa-C / Lorenz Gitter versetzt angeordnet, die Abbildung 7.1 zeigt ein Gitterboxvolumen mit den Modellvariablen. Skalare wie Temperatur, Druck und Feuchte sind im Zentrum der Gitterbox angeordnet. Die Geschwindigkeitskomponenten u, v, w befinden sich in der Mitte auf den jeweiligen Würfel­flächen.

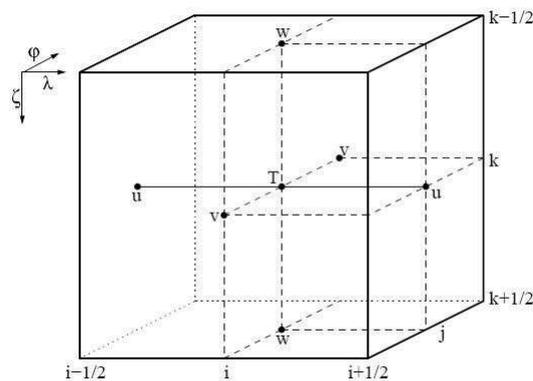


Abbildung 7.1: Das Gitterboxvolumen $\Delta V = \Delta x \Delta \lambda \Delta \phi$ im Arakawa-C / Lorenz - Gitter mit den Modellvariablen. Skalare wie Temperatur T, Druck und Feuchte sind im Zentrum des Gitters angeordnet, die Windkomponenten in der Mitte der jeweiligen Aussenfläche (Schättler et al., 2005).

Die synoptische Analyse zeigt konvektive Tätigkeit am 7. August 2006 in einem Gebiet von 8 - 18 °Nord zwischen 8° West und 10° Ost. Das Modellgebiet wird auf eine räumliche Ausdehnung von 5 °West bis 5 °Ost und von 8 - 17 °Nord beschränkt, in der die höchste konvektive Tätigkeit stattfindet und auch eine deutliche Variation in der Bodenfeuchte vorhanden ist. Die Antriebsdaten stammen, wie in Kapitel 6 diskutiert, aus ECMWF Analysedaten. Diese haben eine Auflösung von 0.25°, der Initialisierungszeitpunkt ist 0 UTC am 7. August. Der Modelllauf wird mit einer horizontalen Auflösung von 2.8 km durchgeführt, was einer Auflösung von ca. 0.025° entspricht. Die ECMWF Daten werden auf diese Gitterauflösung interpoliert. Das verwendete Gitter besitzt 401 Punkte in Ost-West-Richtung, 361 Punkte in Nord-Süd-Richtung und in

der Vertikalen werden 50 Schichten verwendet. Da der Modelllauf in den Tropen stattfindet, ist die Modellhöhe mit 28.5 km an diese Verhältnisse angepasst. Es erfolgt keine Parametrisierung von feuchter Konvektion, lediglich flache Konvektion wird nach Tiedke parametrisiert.

7.2 Das Boden- und Vegetationsmodell TERRA

Die Kopplung zwischen der Atmosphäre und der Erdoberfläche wird durch eine Formulierung der Oberflächenflüsse modelliert, die von Stabilität und Rauigkeitslänge abhängig sind. Diese Oberflächenflüsse bestimmen für den atmosphärischen Teil des Modells die Verhältnisse am unteren Rand. Die Berechnung der Oberflächenflüsse setzt die Kenntnis der Temperatur und der spezifischen Feuchte am Boden voraus. Die Aufgabe des Bodenmodells ist es nun, diese durch simultane Lösung eines separaten Gleichungssystems vorherzusagen, das verschiedene thermische und hydrologische Prozesse innerhalb des Bodens beschreibt. Bei zusätzlicher Berücksichtigung der Vegetation müssen noch weitere Austauschprozesse zwischen Pflanzen, Boden und der Atmosphäre einbezogen werden (Doms et al., 2005).

Der hydrologische Teil des Bodenmodells berechnet den Flüssigwassergehalt an der Oberfläche und im Boden. Im einzelnen sind dies der Interzeptionsspeicher, der das Oberflächenwasser zusammen mit dem Tau auf Pflanzen und Boden enthält, der Schneespeicher und die Anzahl der Bodenschichten. Die Austausch- und Transportprozesse, die zur Berechnung der Massenflüsse berücksichtigt werden sind in Abbildung 7.2 schematisch dargestellt. Eine ausführliche Beschreibung der entsprechenden Modellgleichungen ist in der Dokumentation zum COSMO Modell enthalten (Doms et al., 2005). Der Bodenwassergehalt wird mittels der Richardsgleichung

$$\frac{\partial w_{Boden}}{\partial t} = -\frac{\partial F_w}{\partial z} \quad (7.8)$$

berechnet, mit w_{Boden} = Wassergehalt des Bodens (kg/m^3), mit dem vertikalen Wassertransport $F_w = -D \frac{\partial w_{Boden}}{\partial z} - \rho_w K$, mit D = hydraulische Diffusivität, K = hydraulische Leitfähigkeit und ρ_w , der Dichte von Wasser (Heise, 2002). Ein erhebliches Problem ergibt sich durch die Festlegung der Parameter D und K , da diese in Abhängigkeit vom Wassergehalt über mehrere Größenordnungen schwanken. Am Oberrand ist der vertikale Wassertransport durch Infiltration von Niederschlagswasser und Taubildung als Quellen und durch Verdunstung und Transpiration als Senken gegeben. Am unteren Rand des hydrologisch aktiven Bodens in derzeit 1 m Tiefe wird der vertikale Wassertransport zu Null gesetzt (Heise, 2002). Evaporation von Landoberflächen und Transpiration durch Pflanzen sind Funktionen des Bodenwassergehalts, und für die Transpiration zusätzlich Funktionen der Strahlung und Temperatur (Doms et al., 2005).

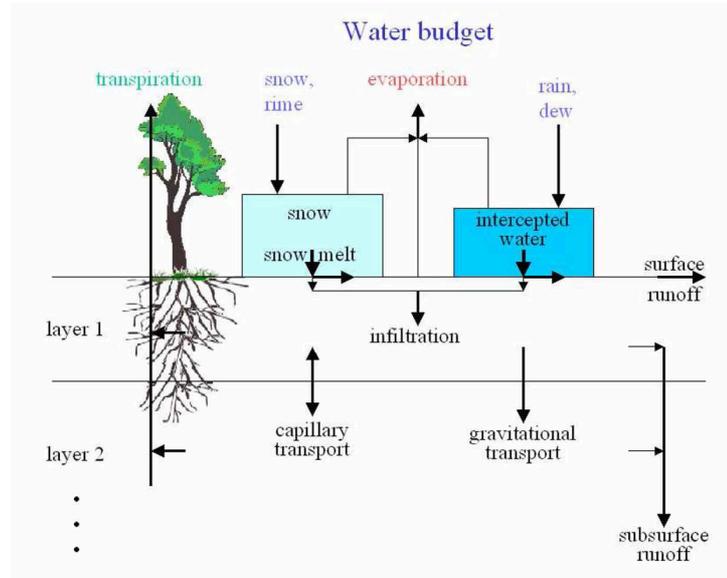


Abbildung 7.2: Hydrologische Prozesse im TERRA Bodenmodell. Aus Doms et al. (2005).

Die Bodentemperatur wird mittels der Wärmeleitungsgleichung

$$\rho c \frac{\partial T_{\text{Boden}}}{\partial t} = -\frac{\partial G}{\partial z} + L_f \frac{\partial w_i}{\partial t} \quad (7.9)$$

berechnet, mit ρc = Wärmekapazität des Bodens und $G = -\lambda \partial T_{\text{Boden}} / \partial z$ dem Bodenwärmestrom mit der vom Bodenwassergehalt abhängenden Wärmeleitfähigkeit λ . Der letzte Term mit w_i = Eisgehalt und L_f = Gefrierwärme ist für das Modellgebiet in den Tropen nicht relevant. Als oberer Randwert geht die Energiebilanz an der Erdoberfläche in die Lösung der Wärmeleitungsgleichung ein. Am unteren Rand kann eine zeitlich konstante Temperatur oder ein Bodenwärmestrom von Null angesetzt werden (Heise, 2002).

Die Parameter des Bodenmodells wie insbesondere die Wasserspeicherkapazität und die Wärmekapazität sind stark von der Bodenart abhängig (Doms und Schättler, 2002). Im gewählten Modellgebiet gibt es 5 verschiedene Bodenarten: Sand, sandiger Lehm, Lehm, lehmiger Ton, Ton und Torf. Wie sich später in der Auswertung der Modellrechnung zeigen wird, spielt die Bodenart eine wichtige Rolle für die Energiebilanzkomponenten, die Bodenfeuchte, die Oberflächentemperatur und somit auch für die Auslösung von Konvektion. In der Tabelle 7.1 sind die hydraulischen und thermischen Parameter der unterschiedlichen Bodenarten aufgeführt. Im Folgenden werden die Parameter Porenvolumen, die Wasserleitfähigkeit sowie die Wärmekapazität herausgegriffen und kurz erläutert.

Ein Boden besteht aus Körnern verschiedener Größe und Form, die ein gegebenes Volumen mit ihrer Masse nicht vollständig ausfüllen können. Der Ausfüllungsgrad kann durch den Anteil an Hohlräumen (Poren) beschrieben werden. Das Porenvolumen ist das Volumen der Poren auf

	Sand	sand. Lehm	Lehm	lehm. Ton	Ton	Torf
Porenvolumen [%]	36.4	44.5	44.5	47.5	50.7	86.3
Feldkapazität [%]	19.6	26.0	34.0	37.0	46.3	76.3
perm. Welkepunkt [%]	4.2	10.0	11.0	18.5	25.7	26.5
Wärmekapazität [$10^6 J/m^3 K$]	1.28	1.35	1.42	1.50	1.63	0.58
Wärmeleitfähigkeit λ_0 [W/(Km)]	0.30	0.28	0.25	0.21	0.18	0.06
$\Delta\lambda$ [W/(Km)]	2.40	2.40	1.58	1.55	1.30	0.50
hydr. Diffusivität [$10^{-9} m^2/s$]	18400	3460	3570	1180	442	106
Wasserleitfähigkeit [$10^{-9} m/s$]	47900	9430	5310	764	17	58

Tabelle 7.1: Hydraulische und thermische Parameter der verschiedenen Bodenarten im COSMO Modell. Aus Doms et al. (2005)

das Gesamtvolumen bezogen (Schachtschabel et al., 1992). Im Allgemeinen findet man eine Zunahme des Porenvolumens mit abnehmender Korngröße. Dies gilt vor allem für die feinste Korngrößenfraktion Ton, da die Tonminerale unregelmäßig und kartenhausähnlich gelagert sind, deren Oberflächenkräfte die massenbedingten Kräfte überwiegen (Schachtschabel et al., 1992). So besitzt Sand auch im TERRA Modell das geringste Porenvolumen während Ton (neben Torf) das höchste Porenvolumen aufweist.

Die Wasserleitfähigkeit wird durch die Anzahl, Größe und Form der Poren gesteuert, durch die das Wasser fließt. Jedoch ist die Wasserleitfähigkeit stark vom Wassergehalt abhängig (Schachtschabel et al., 1992). Dieser Zusammenhang ist auch in den Werten der Wasserleitfähigkeit in den TERRA Daten zu sehen, die sich über mehrere Größenordnungen ändert. Sand weist eine besonders hohe hydraulische Diffusivität von $18400 \cdot 10^{-9} m^2/s$ und eine hydraulische Leitfähigkeit von $47900 \cdot 10^{-9} m/s$ auf. Die hydraulische Diffusivität und Leitfähigkeit von Lehm ist

mit $D = 3570 \cdot 10^{-9} \text{m}^2/\text{s}$ bzw. mit $K = 5310 \cdot 10^{-9} \text{m}/\text{s}$ bereits eine Größenordnung kleiner. Ton weist die geringste hydraulische Leitfähigkeit mit $K = 17 \cdot 10^{-9} \text{m}/\text{s}$ und Diffusivität mit $D = 442 \cdot 10^{-9} \text{m}^2/\text{s}$ auf. Bei gleichem Wassergehalt steigt die Bindungsstärke des Bodenwassers je nach Bodenart an, wobei die Reihenfolge Sandboden < Schluffboden < Tonboden gilt. So fühlt sich ein Sandboden bei einem Wassergehalt von 20 % nass, ein Lehmboden feucht und ein Tonboden trocken an. Diese unterschiedliche Bindungsstärke des Wassers in Abhängigkeit von der Körnung steht in Zusammenhang mit der Zunahme der Oberfläche und der Abnahme des Porendurchmessers (Schachtschabel et al., 1992).

Die Wärmekapazität ist das Produkt aus spezifischer Wärme und Dichte und gibt die Wärmemenge an, die benötigt wird, um eine Volumeneinheit Boden um eine Wärmeeinheit zu erwärmen. Die verschiedenen Komponenten des Bodens steuern die spezifische Wärmekapazität, jedoch ist insbesondere der Wassergehalt durch die große spezifische Wärmekapazität von Wasser ausschlaggebend (Schachtschabel et al., 1992). So spielt auch im Vergleich mit den hydraulischen Parametern (siehe Tabelle 7.1) die Wärmekapazität und die Wärmeleitfähigkeit eine geringere Rolle.

Bei der Auswertung der COSMO Simulation im nächsten Kapitel wird die Auslösung von Konvektion in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte untersucht. Wie sich herausstellen wird, ist neben der Bodenfeuchte die Bodenart entscheidend für die Energieumsetzungen an der Oberfläche. Ist nur ein Boden vorhanden, ist eine strikte Zuordnung einer bestimmten Feuchte zu einer bestimmten Verdunstung möglich. Bei Betrachtung mehrerer Bodenarten, wie es im Modellgebiet der Fall ist, ist dieser Zusammenhang nicht notwendigerweise gegeben. So verdunstet z.B. ein Sandboden mit einer Bodenfeuchte von 15% aufgrund seiner hohen Wasserleitfähigkeit stärker als z.B. ein Tonboden mit einer Bodenfeuchte von 20%, da hier die Wasserleitfähigkeit um einige Größenordnungen geringer ist.

Kapitel 8

Simulation des 7. August 2006 mit dem COSMO Modell

8.1 Auswertung der Modellsimulation für den 7. August 2006

Am 7. August liegt in 925 hPa den ganzen Tag hinweg eine konstante Monsunströmung mit etwa 5 m/s aus südwestlicher Richtung vor. Um 12 UTC bildet sich ein relativ trockenes und warmes Gebiet im Osten Burkina Fasos aus, das sich in nordöstliche Richtung von 11 °Nord / 1 °West bis 13 °Nord / 2 °Ost erstreckt (Abb. 8.1a). Ab 13 UTC beginnt sich eine Konvergenzzone in diesem warmen und trockenen Gebiet auszubilden, die sich im Verlauf des Nachmittags, von 15 UTC bis 18 UTC noch verstärkt (Abb. 8.1). Ein weiteres Gebiet mit Konvergenz in der Grenzschicht bildet sich in der Umgebung von Dano (11° Nord / 3° West). Auch dieses Gebiet zeichnet sich durch geringere Feuchte und höhere potentielle Temperatur als in der Umgebung aus. Noch deutlicher als in 925 hPa sind diese trockenen und warmen Zonen in einer Höhe von 2 m sichtbar (Abb. 8.2). Während das trockene und warme Gebiet im östlichen Burkina Faso bereits um 7 UTC entsteht und bis 22 UTC vorhanden ist, entwickelt sich das trockene Gebiet in der Umgebung von Dano erst später am Nachmittag, um 15 UTC.

Nun stellt sich die Frage nach den Ursachen der räumlichen Unterschiede der Feuchte und Temperatur in den simulierten Modellfeldern. Die Bodenfeuchte weist eine starke Abhängigkeit von der Bodenart auf. Neben mehreren kleineren Gebieten existieren zwei räumlich ausgedehnte Gebiete mit Sandboden. Zum einen ist dies ein Gebiet, das sich grob von 3 °West bis 1 °West vom nördlichen Rand des Modellgebietes bis 10.5 °Nord in den Süden über die Mitte Burkina Fasos bis nach Nordghana erstreckt. Zum anderen liegt ein großes sandiges Gebiet im Nordosten des Modellgebietes, das sich von etwa 17 °Nord und dem Meridian über Niger bis nach

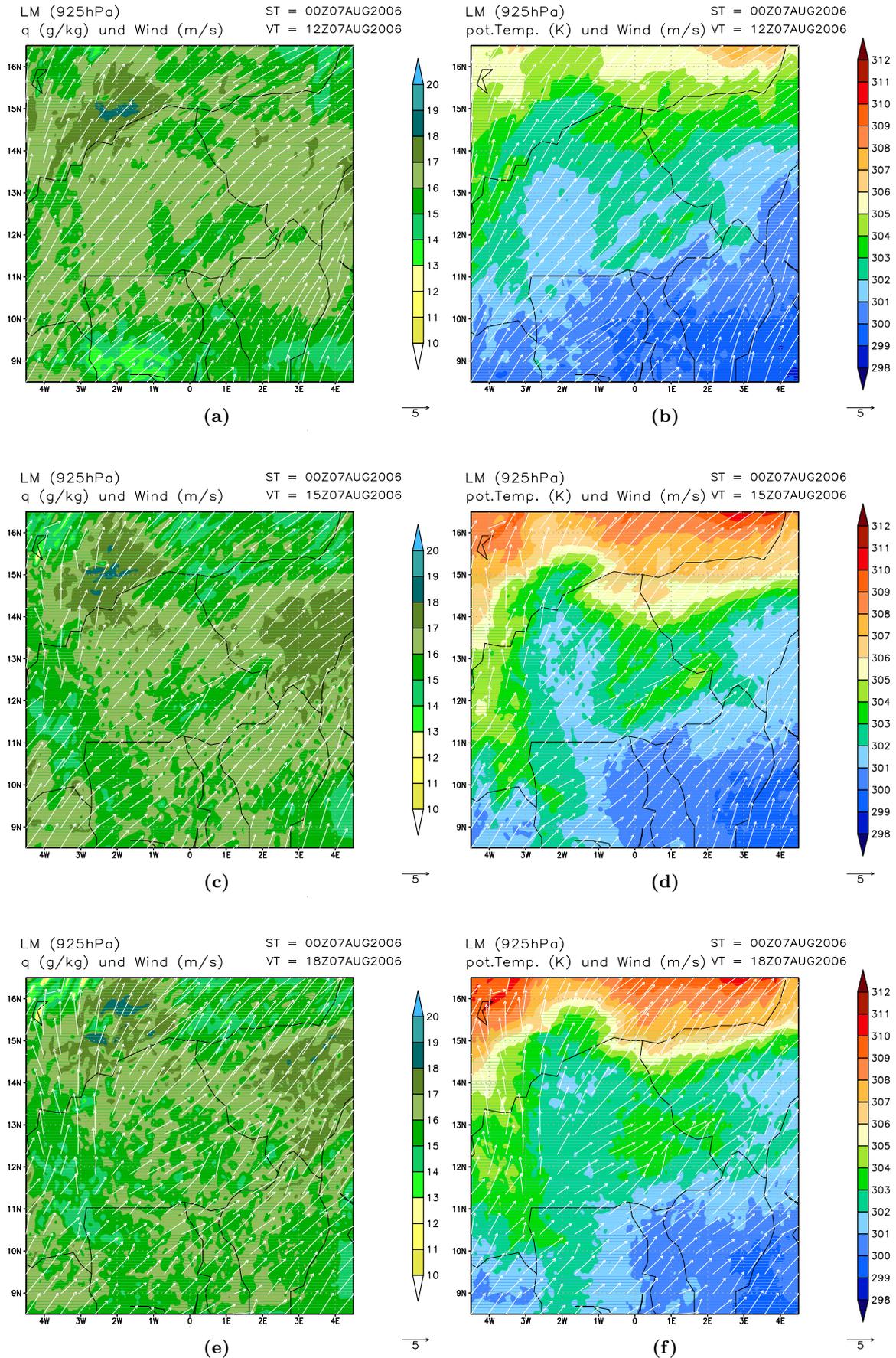


Abbildung 8.1: Spezifische Feuchte (g/kg) um (a) 12 UTC, (c) 15 UTC, (e) 18 UTC. Potentielle Temperatur (K) um (b) 12 UTC, (d) 15 UTC, (f) 18 UTC in 925 hPa. Windvektoren, Referenzpfeil in der rechten unteren Ecke mit 5 m/s im COSMO Modell.

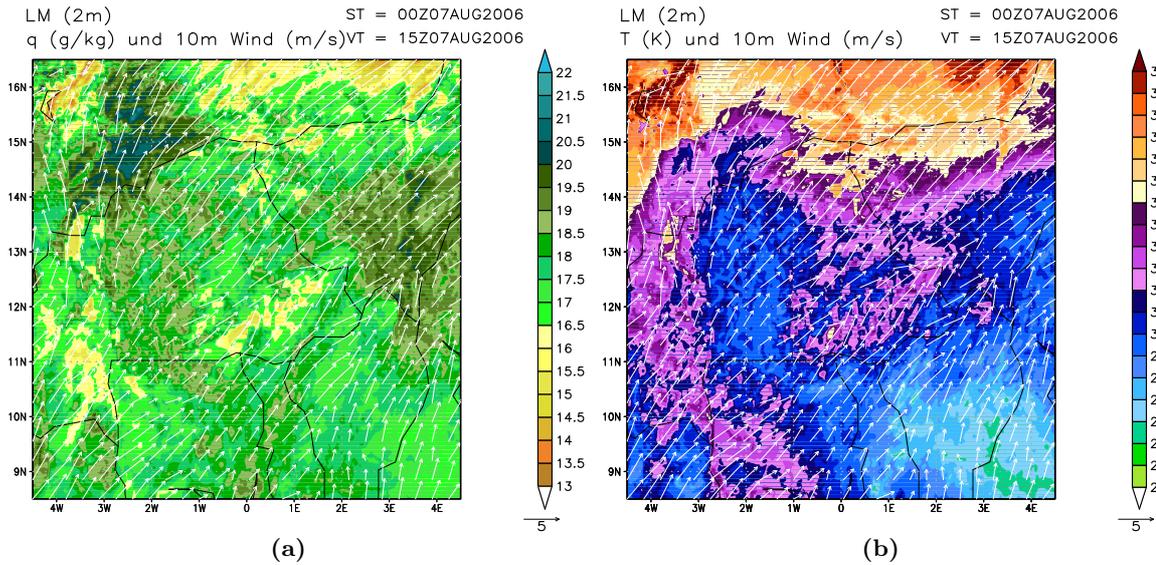


Abbildung 8.2: a) Spezifische Feuchte (g/kg) und b) potentielle Temperatur (K) in 2 m Höhe um 15 UTC im COSMO Modell.

10.5 °Nord und 4 °Ost ausdehnt. In diesen Gebieten ist der Boden um 0 UTC eher trocken mit einem volumetrischen Wassergehalt von 14 - 20 %. Ein großer Anteil im Modellgebiet hat die Bodenart Lehm, die besonders im Süden des Modellgebiets, südlich von 11 °Nord, sowie im Westen des Modellgebietes bei 3 - 5 °West dominiert. Bei dieser Bodenart ist die Bodenfeuchte mit 20 - 36 % deutlich höher, in Abhängigkeit vom Breitengrad. Im Unterschied zu den Gebieten mit Sandboden bilden sich beim Lehm Boden nicht die genauen Umrisse der Bodenart in der Bodenfeuchte ab. Gebiete mit Tonboden sind in geringerer räumlicher Ausdehnung vorhanden, jedoch findet sich eine Häufung von Tongebieten im Südosten Burkina Fasos von 11 °Nord / 1 °West in nordöstlicher Erstreckung bis 12.3 °Nord / 1.5 °Ost. Bei der Tonfraktion ist ebenfalls

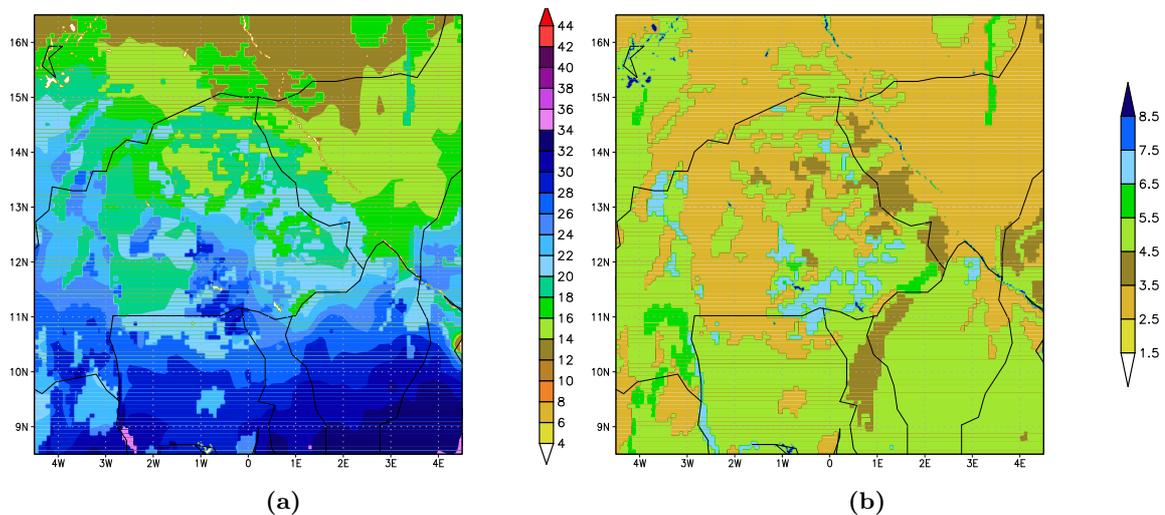


Abbildung 8.3: a) Bodenfeuchte (vol. Wassergehalt in %) am 7. August um 0 UTC, b) Bodenart mit 3=Sand, 4=Lehmiger Sand, 5=Lehm, 6=Lehmiger Ton, 7=Ton und 8=Torf im COSMO Modell.

keine direkte Zuordnung zu einer Bodenfeuchte zu machen. Generell ist die Bodenfeuchte bei Tonboden etwas höher als bei Sandböden. Hauptsächlich über diesem Gebiet mit einer Häufung von tonigem Boden von 11 °Nord / 1 °West bis 12.3 °Nord / 1.5 °Ost bildet sich das vorgenannte trockene und warme Gebiet im Südosten Burkinas aus (Abb. 8.2). In der Umgebung von Dano, bei 11.1 °Nord und 3 °West, ist ein lehmiger Tonboden zu finden, in der Nähe sind jedoch auch Sand und Lehm vorhanden. Ein Gebiet mit sehr hoher Bodenfeuchte findet sich im Südosten des Modellgebietes von 8 °Nord / 1 °Ost bis 10 °Nord / 5 °West mit einem Bodenwassergehalt von bis zu 36 %.

Diese Verteilung der Bodenart und Bodenfeuchte hat deutliche Auswirkungen auf die Wärmeflüsse im Modellgebiet. Der mittlere latente Wärmefluss (Abb. 8.4a) über Sandboden (im Gebiet von 10.5 - 17 °Nord und 3 - 1 °West sowie von 17 °Nord / 0 °Ost und 10.5 °Nord / 4 °Ost) liegt zwischen -60 und -130 W/m^2 . Insbesondere wird ein hoher latenter Wärmefluss bis über -120 W/m^2 in sandigen Gebieten erreicht, an die andere Bodenarten in der Umgebung angrenzen. Hier sei bereits als Beispiel die Umgebung von 11.4 °Nord und 0.7 °West angeführt, in der sandiger Boden vorliegt, in der nahen Umgebung jedoch auch Lehm- und Tonböden vorkommen und ein mittlerer latenter Wärmefluss von -120 W/m^2 erreicht wird. Aus den angrenzenden Gebieten mit einem höherem fühlbaren Wärmefluss wird trockene und warme Luft über das Gebiet mit hohem latenten Wärmefluss advehiert und so der Verdunstungsprozess verstärkt. In den ausgedehnten Gebieten mit Sandboden ist der mittlere latente Wärmefluss hingegen eher bei $60 - 100 \text{ W/m}^2$ und nur stellenweise höher als -100 W/m^2 . Die geringste Verdunstung findet über Tonboden statt. So liegt in den Tongebieten von 11 °Nord / 1 °West bis 12.3 °Nord / 1.5 °Ost eine mittlere Verdunstung von -30 W/m^2 vor.

Bei dieser Betrachtung zeigt sich deutlich die Steuerung der bodenphysikalischen Parameter der Bodenart, insbesondere mit der hohen Wasserleitfähigkeit eines sandigen Bodens und einer geringen Wasserleitfähigkeit eines Tonbodens. In wenigen, räumlich eng begrenzten Gebieten mit Tonboden liegt sogar ein positiver Wärmefluss vor, d.h. der latente Wärmestrom ist von der Atmosphäre zur Oberfläche gerichtet. Der Lehm Boden liegt in Bezug auf die Verdunstung zwischen den Eigenschaften des Sand- und des Tonbodens. Auffällig ist auch die geringe Verdunstung südwestlich von Dano (11.1 °Nord / 3 °West). Dort besteht der Untergrund aus lehmigem Ton. Die Region im Südosten des Modellgebietes fällt durch geringe Wärmeflüsse auf. Dieses Gebiet liegt während der ganzen Simulationszeit unter einer Wolkendecke mit durchgehendem Niederschlag, der bereits eine Stunde nach Initialisierung einsetzt (Abb. 8.9).

Beim fühlbaren Wärmefluss sind die Verhältnisse umgekehrt (Abb. 8.4b). Über dem Sandboden ist eine geringe Erwärmung zu sehen, der fühlbare Wärmestrom liegt bei -10 bis -30 W/m^2 .

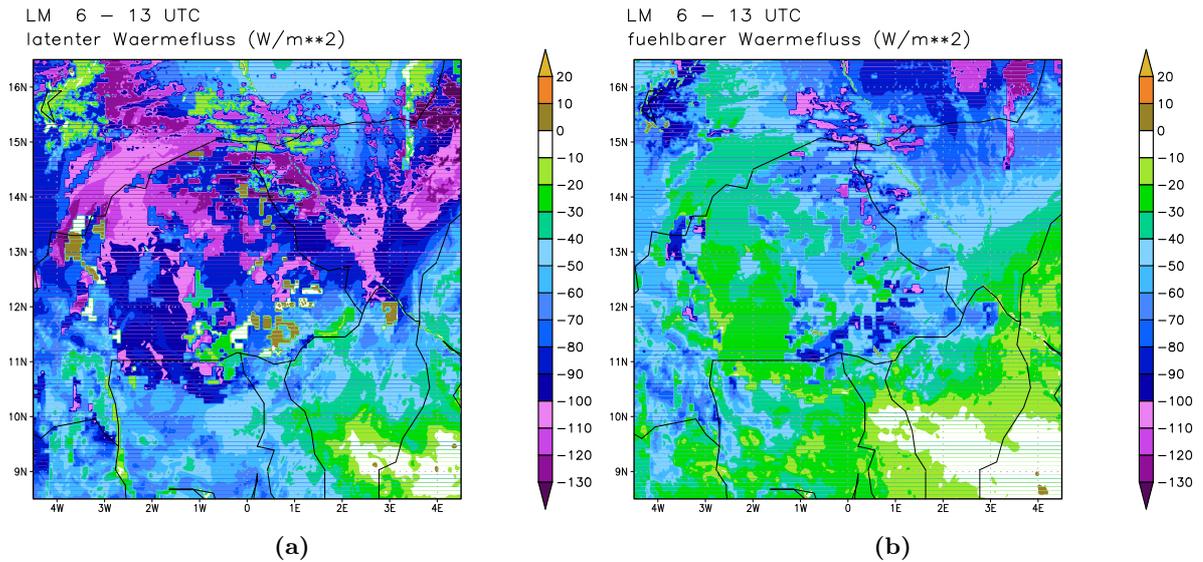


Abbildung 8.4: (a) mittlerer latenter Wärmestrom (W/m^2), b) mittlerer fühlbarer Wärmestrom (W/m^2) von 6 - 13 UTC im COSMO Modell.

Nach Norden, in Richtung Sahara, ab 13.5° Nord und zwischen 1° West und 2° Ost, nimmt der fühlbare Wärmestrom hauptsächlich über lehmigem Boden bis auf $-70 W/m^2$ zu. Der höchste mittlere fühlbare Wärmestrom zeigt sich mit bis zu $-130 W/m^2$ über dem Tonboden.

Die unterschiedliche Energieumsetzung der verschiedenen Bodenarten macht sich deutlich in der Oberflächentemperatur bemerkbar. Eine maximale Aufheizung ist um 12 UTC über dem tonigen Gebiet im Südosten Burkina Fasos (11° Nord / 1° West bis 12.3° Nord / 1.5° Ost) festzustellen (Abb. 8.5), wo eine maximale Temperatur von 315 K erreicht wird. Der Sandboden erwärmt sich mit Werten um 300 - 306 K weniger stark. Um 18 UTC geht die Temperatur mit nachlassender Sonneneinstrahlung zurück, wobei die positive Temperaturanomalie über dem Tonboden auch noch nach 18 UTC bestehen bleibt (Abb. 8.5b). Der lehmige Tonboden unterscheidet sich in den Werten des fühlbaren Wärmestroms kaum vom Lehm Boden. In der Oberflächentemperatur zeigt sich jedoch eine etwas stärkere Erwärmung des lehmigen Tonbodens im Vergleich zum Lehm Boden in der Region südwestlich von Dano (11.1° Nord / 3° West) (Abb. 8.5).

Die räumlich stark variierenden Wärmeflüsse führen, wie in Abb. 8.1 und 8.2 gezeigt, zu unterschiedlichen Bedingungen in der Grenzschicht und somit zu räumlichen Unterschieden in der Konvektion. Die Abbildung 8.6 zeigt die Obergrenze der Schicht trockener Konvektion, die in guter Näherung als Grenzschichthöhe angesehen werden kann. Durch den starken fühlbaren Wärmefluss wächst die Grenzschichthöhe über dem Tongebiet auf über 1600 m um 15 UTC an. Über Sandboden entwickelt sich die Grenzschicht im Tagesgang weniger stark und weist um 15 UTC eine Höhe von 600 - 1000 m auf.

Da die konvektive Instabilität stark von den Grenzschichtbedingungen abhängt, führen die un-

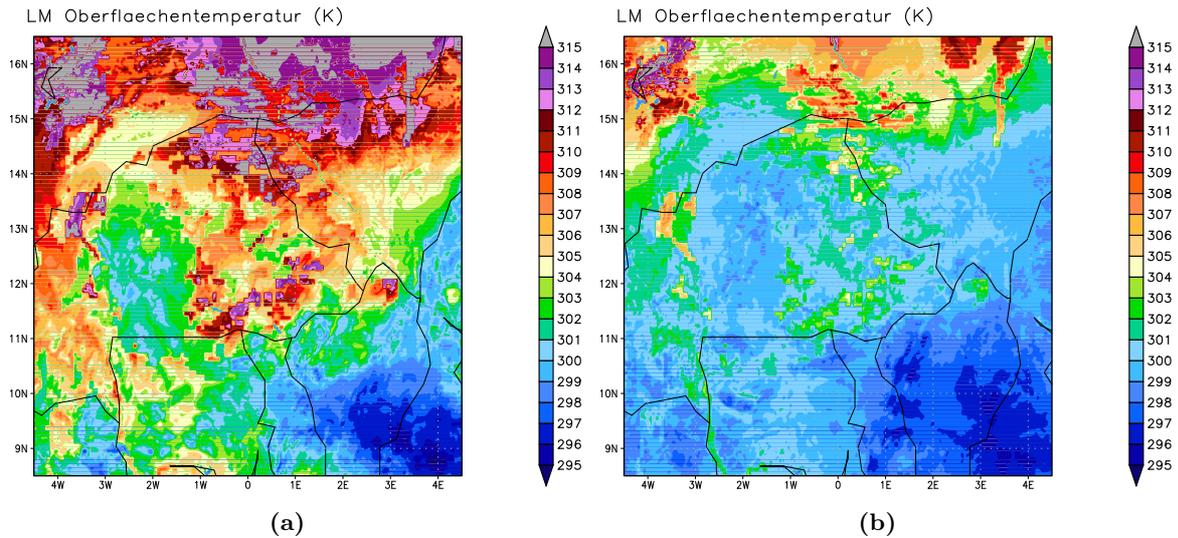


Abbildung 8.5: Oberflächentemperatur in °C um a) 12 UTC und b) 18 UTC im COSMO Modell.

terschiedlichen Bedingungen in der Grenzschicht zu entsprechenden räumlichen Unterschieden in den Konvektionsindizes. Für eine flächige Darstellung wird hier der KO-Index gewählt. Ab 12 UTC wird der KO Index im Bereich des südöstlichen Tongebietes stark negativ (Abb. 8.7a). Auch im Nordwesten von Burkina Faso bei 11.8 - 13.6 °Nord zwischen 3 °West und 4 °West, wo ebenfalls Tonböden vorliegen, entwickelt sich im Vergleich zur Umgebung eine hohe konvektive Labilität. Maximale Werte des KO-Index werden um 14 UTC erreicht (Abb. 8.7b), die über den trockenen, warmen Regionen Werte bis -14 K aufweisen. Über sandigem Boden zeigt der KO-Index nur schwach negative bis positive Werte. Entlang der nordöstlichen und nördlichen Landesgrenze von Burkina Faso sind mehrere kleinräumige Gebiete bei 14.7 °Nord / 1 °West, bei 14.3 °Nord / 0 °Ost, bei 14 °Nord / 1 °Ost und bei 13.5 °Nord und 1.5 °Ost mit stark negativem KO Index vorhanden. Diese Gebiete lassen sich nicht mit nur einer Bodenart in Verbindung bringen, vielmehr ist in der Region eine räumliche Variation von Lehmböden in Verbindung mit

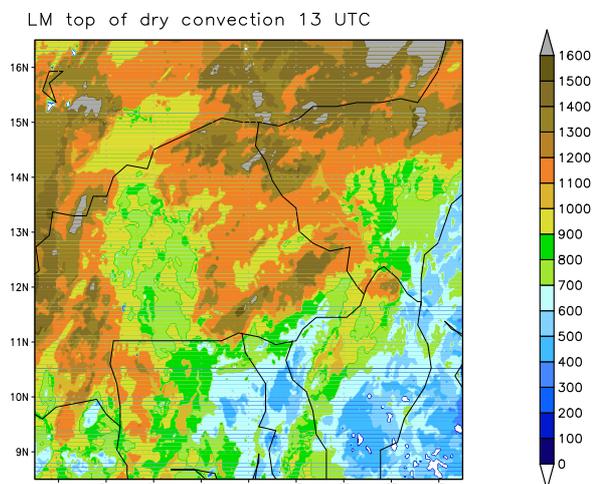


Abbildung 8.6: Obergrenze der Schicht trockener Konvektion (m AGL) um 13 UTC im COSMO Modell.

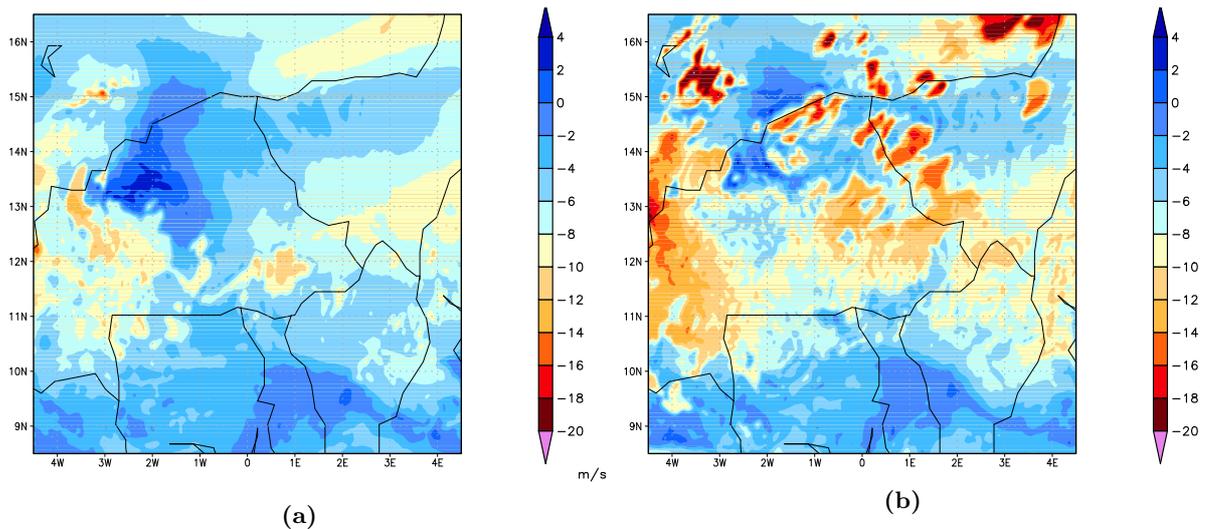


Abbildung 8.7: KO Index (K) um a) 12 UTC und b) um 14 UTC im COSMO Modell.

Sand und Ton vorhanden.

Um festzustellen, ob die Gebiete mit den unterschiedlichen Energieumsetzungen in der Lage sind, Sekundärzirkulationen zu entwickeln, um so die konvektive Instabilität freizusetzen, wurde die Vertikalbewegung in 925 hPa und 850 hPa über den Zeitraum 6 UTC bis 13 UTC gemittelt (Abb. 8.8). Die starke Konvergenz, die über dem Gebiet mit Tonböden im östlichen Burkina Faso (11 °Nord / 1 °West bis 12.3 °Nord / 1.5 °Ost) zu sehen ist (Abb. 8.1 und Abb. 8.2), führt zu deutlichem Aufsteigen. Wie in 925 hPa zu sehen ist (Abb. 8.8a), findet über dem Tongebiet starke Hebung bis zu 25 Pa/min statt. In 850 hPa (Abb. 8.8b) ist dieses Aufsteigen noch deutlicher zu sehen. Zwei weitere Gebiete mit Hebung, zum einen bei 13 - 13.5 °Nord und 3.5 °West im Nordwesten Burkina Fasos an der Grenze zu Mali und zum anderen im Norden Benins bei 12 °Nord und 2.8 °Ost korrespondieren mit den Gebieten, in denen Tonböden vorhanden ist.

In welchen der Regionen mit den unterschiedlichen Energiebilanz- und Grenzschichtbedingungen es nun zu Niederschlag kommt, zeigt der über 24 Stunden akkumulierte Niederschlag (Abb. 8.9). Die Niederschläge sind räumlich stark unterschiedlich, was typisch für konvektive Niederschläge ist. Die Niederschlagsbildung setzt am Nachmittag ab 15 UTC ein und bringt zumeist Niederschlagsmengen von 2 mm. Die meisten Zellen sind kurzlebig und haben eine Lebensdauer von einer Stunde. Einige Zellen existieren bis zu drei Stunden lang und weisen Maxima bis 70 mm auf. Im bereits erwähnten Gebiet mit hoher Feuchte im Südosten des Modellgebiets summieren sich die Niederschläge von 1 UTC bis zum Ende des Tages kontinuierlich auf Maxima von über 80 mm auf.

Bei genauer Betrachtung fallen einige Gebiete auf, in denen es nicht zur Niederschlagsbildung kommt. Insbesondere ist dies im Gebiet mit Tonböden (11 °Nord / 1 °West bis 12.3 °Nord

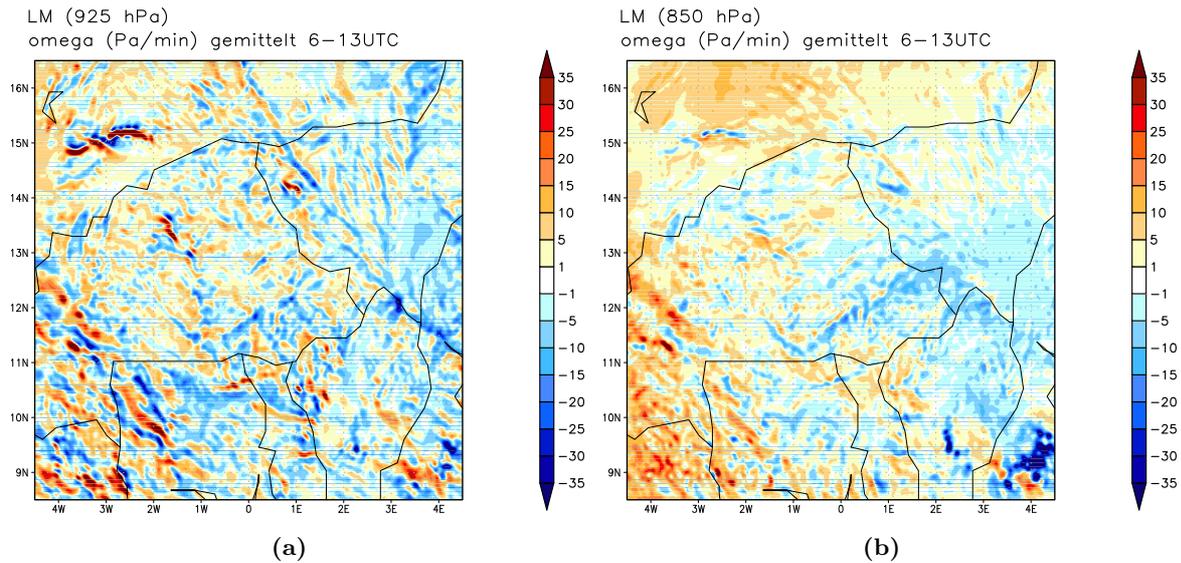


Abbildung 8.8: Zeitlich gemittelte Vertikalgeschwindigkeit Omega (Pa/min) von 6 - 13 UTC in a) 925 hPa und b) in 850 hPa im COSMO Modell.

/ 1.5 °Ost) der Fall, wo sich ein fast niederschlagsfreies Gebiet von Südwesten nach Nordosten erstreckt. Hier ist deutlich zu sehen, dass über dem Tongebiet mit hoher Temperatur zwar starke konvektive Instabilität in Verbindung mit Hebung vorhanden ist, aber erst an der nordwestlichen Seite Niederschlagsbildung einsetzt, wo der Tonboden zu Lehmboden übergeht (Abb. 8.10). Im Gegensatz dazu stellt sich der Übergang vom Tonboden zu Sandboden bei 12 °Nord bis 12.5 °Nord und 0.5 °Ost bis 1 °Ost dar, wo Niederschlagsbildung unterdrückt wird. Über dem weit ausgedehnten Gebiet mit Sandboden bei 10.5 - 17 °Nord und 3 - 1 °West in der Mitte Burkina Fasos fällt ebenfalls kaum Niederschlag. Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die Ausbildung von konvektivem Niederschlag im COSMO keinem eindeutigen Muster

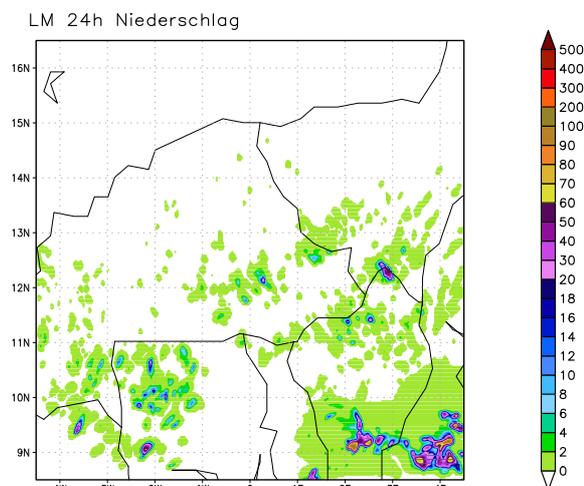


Abbildung 8.9: 24h akkumulierter Niederschlag von 0 UTC am 7. August bis 0 UTC am 8. August im COSMO Modell.

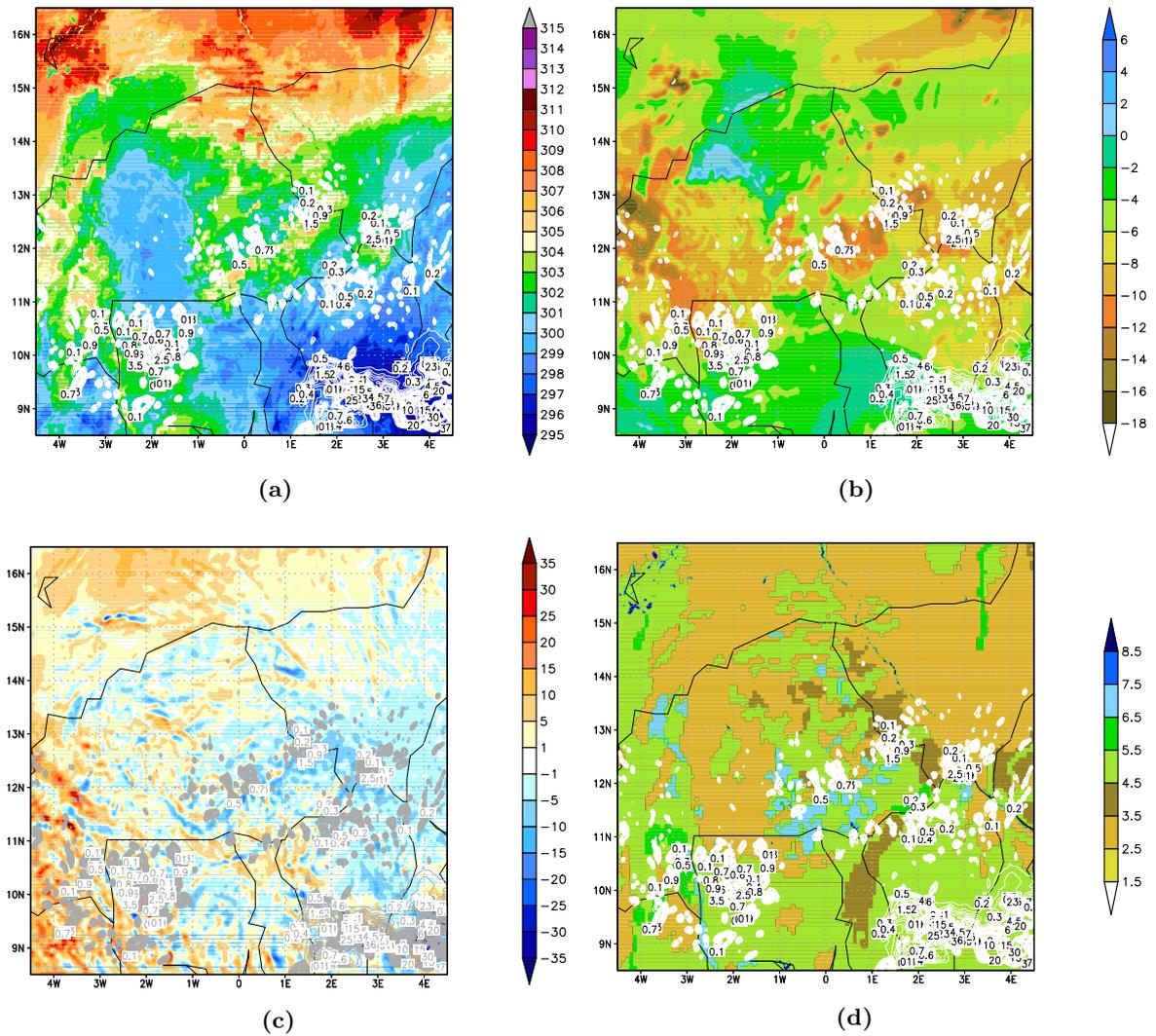


Abbildung 8.10: Tagessummen des Niederschlags (weiße Kontur, in (c) graue Kontur) zusammen mit (a) der Temperatur (K) in 2 m Höhe (farbig) um 13 UTC, (b) dem KO Index (K) (farbig) um 13 UTC, (c) der mittleren Vertikalgeschwindigkeit ω (Pa/min) (farbig) in 850 hPa von 6 - 13 UTC und (d) der Bodenart (3=Sand, 4=sandiger Lehm, 5=Lehm, 6=lehmiger Ton, 7=Ton, 8=Torf) im COSMO Modell.

unterliegt. Es werden allerdings bestimmte Zonen favorisiert, wie z.B. Übergangsregionen der Grenzschichtbedingungen, in denen sich die Temperatur, Feuchte aber auch die Konvektionsindizes stark ändern (Abb. 8.10). So fällt auf, dass konvektive Niederschläge nicht unbedingt in den Gebieten mit den höchsten negativem KO-Index fallen.

8.2 Zonaler Schnitt entlang 11.4 °Nord

Nun sollen Regionen, die sich in Bodenfeuchte und Bodenart unterscheiden, analysiert und die tageszeitliche Entwicklung von Konvektion näher betrachtet werden. Entlang des Breitengrades bei 11.4 °Nord werden an 5 Stellen die Boden- und Grenzschichtbedingungen in Verbindung mit den konvektionsrelevanten Parametern untersucht. Diese 5 Stellen sind in den Karten der Bodenfeuchte, der Oberflächentemperatur, der Bodenart und der geometrischen Höhe markiert (Abb. 8.11).

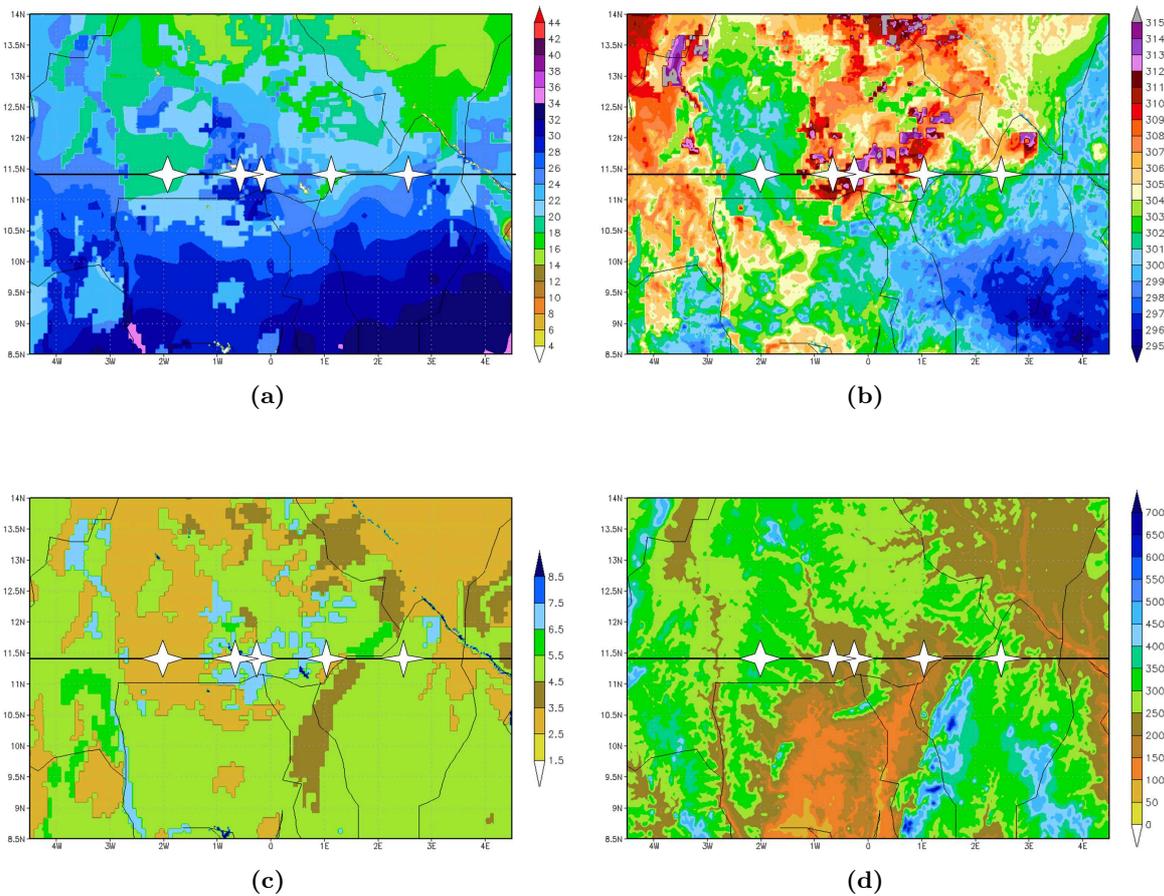


Abbildung 8.11: (a) Bodenfeuchte (vol. Wassergehalt in %), (b) Oberflächentemperatur (K), (c) Bodenart mit 3=Sand, 4=sandiger Lehm, 5=Lehm, 6=lehmiger Ton, 7=Ton und 8=Torf, (d) geometrische Höhe über NN. Markiert sind die Stellen, die entlang des zonalen Schnitts bei 11.4 °Nord im folgenden näher untersucht werden: 2 °West, 0.7 °West, 0.4 °West, 1 °Ost und 2.5 °Ost.

Position 11.4 °Nord und 2 °West

Dieser westlichste Punkt liegt innerhalb eines ausgedehnten sandigen Gebietes mit einer geringen Bodenfeuchte mit einem vol. Wassergehalt von 20 % um 0 UTC. Im Tagesverlauf trocknet der

Boden auf 16 % aus. In der Umgebung ist keine Variation in der Bodenfeuchte und der Bodenart vorhanden, d.h. die Temperatur- und Feuchteadvektion ist gering, wie aus dem Vertikalschnitt der Feuchte (Abb. 8.13) zu ersehen ist. Bei räumlich gering ausgedehnten Gebieten, die sich in ihren Wärmeflüssen und somit im Grenzschichtzustand unterscheiden, können Advektionsprozesse eine Rolle spielen. In diesem Fall hier sind die Bedingungen in einem ausgedehnten Gebiet jedoch homogen. Das gesamte Gebiet weist eine geringe Temperatur auf, die bei 2 °West um 12 UTC 302 K beträgt. Damit verbunden ist ein geringer fühlbarer Wärmestrom und die Höhe der Grenzschicht erstreckt sich um 13 UTC lediglich bis in eine Höhe von 700 - 1000 m (Abb. 8.4b und 8.6). Über diesem Gebiet wird größtenteils Absinken beobachtet (Abb. 8.13), auch fällt in diesem Gebiet kaum Niederschlag (Abb. 8.10b).

Bis 12 UTC nimmt die Temperatur im untersten Modellniveau zu, was mit einer Abnahme des Feuchtegehalts einhergeht (Abb. 8.12b). Ob die Feuchteabnahme durch vertikale Durchmischung in den Morgenstunden oder durch Advektion zustande kommt, kann hier nicht abschließend beurteilt werden. Die Tagesgänge der Temperatur und Feuchte sind zwischen 12 UTC und 18 UTC gering. Die Temperatur nimmt in dieser Zeit nur um 1 K und die Feuchte um 0.5 g/kg zu. Dieser schwach ausgeprägte Tagesgang führt zu einer nur geringen Zunahme der CAPE. Es liegt jedoch bereits am Morgen eine hohe latente Instabilität mit einer CAPE von 1750 J/kg und einem Anstieg auf 2100 J/kg bis 18 UTC vor (Abb. 8.12a). Der Lifted Index weist ebenfalls bereits morgens einen instabilen Wert von -3 K auf, der bis 18 UTC auf -5 K weiter absinkt.

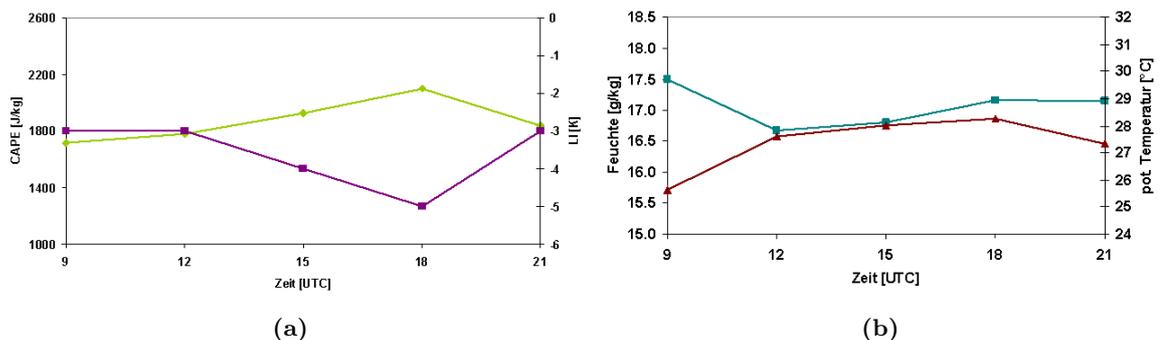


Abbildung 8.12: a) CAPE (J/kg) in grün und Lifted Index (K) in violett, b) spezifische Feuchte (g/kg) in blau und potentielle Temperatur (K) im Tagesgang zwischen 9 UTC und 21 UTC im untersten Modellniveau bei 11.4 °Nord / -2° West.

Trotz der hohen latenten und auch moderat potentiellen Instabilität (Abb. 8.12a und 8.7) kommt es in dieser Region nicht zur Auslösung von hochreichender feuchter Konvektion (Abb. 8.13), da neben großräumigen Hebungsprozessen offensichtlich auch Auslösemechanismen in der Grenzschicht fehlen.

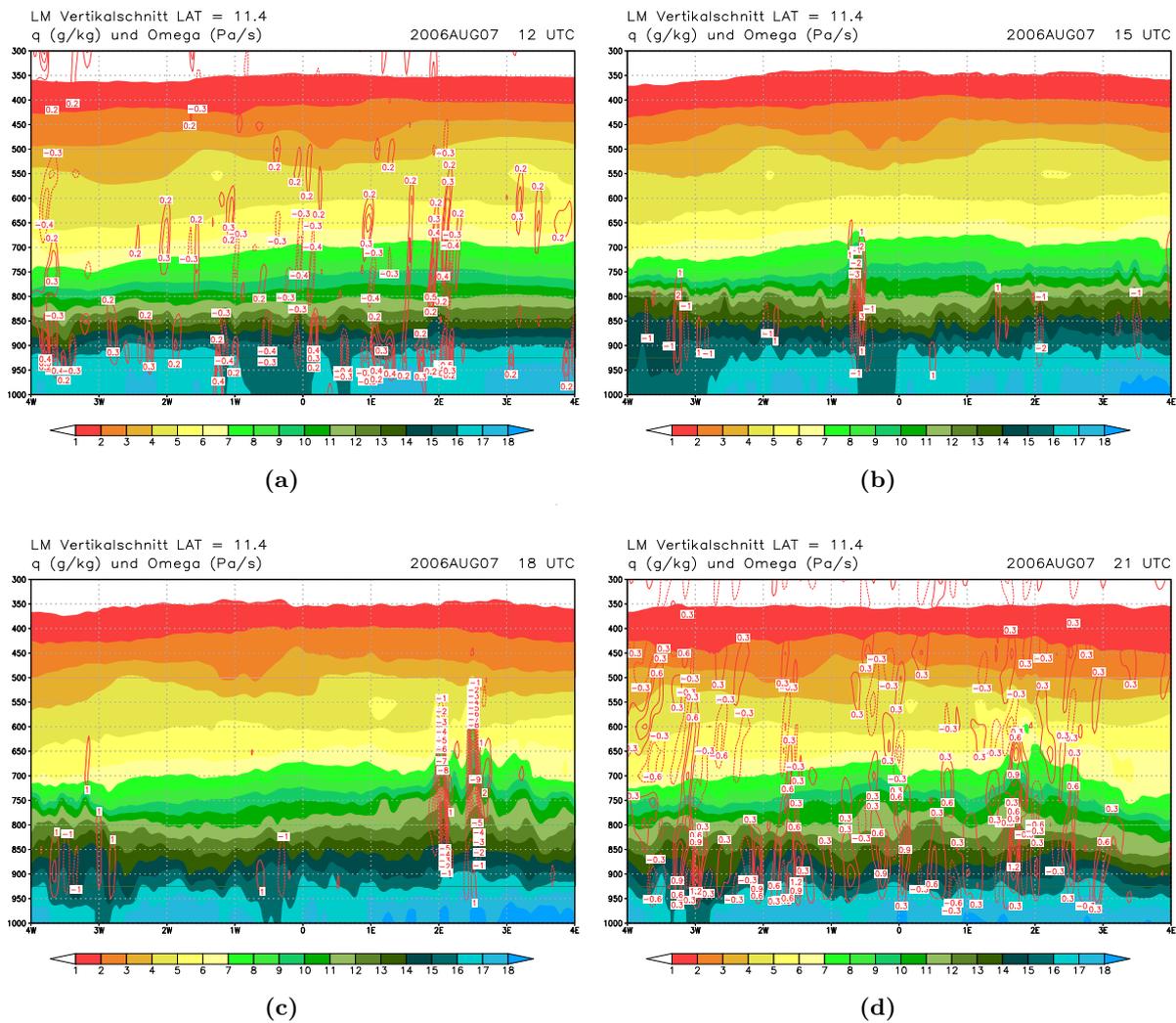


Abbildung 8.13: Vertikalschnitt von 4 °West bis 4 °Ost entlang 11.4 °Nord. In Farbe dargestellt ist die spezifische Feuchte (g/kg), in durchgezogener Kontur Absinken und in gestrichelter Kontur Aufsteigen (Pa/s). (a) um 12 UTC, (b) um 15 UTC, (c) um 18 UTC und (d) um 21 UTC.

Position 11.4 °Nord und 0.7 °West

An der Position bei 0.7 °West ist ebenfalls ein trockener und sandiger Boden mit einem volumetrischen Wassergehalt von 22 % (0 UTC) vorhanden (Abb. 8.11a). Anders als bei 2 °West ist hier eine große räumliche Variation in der Bodenfeuchte, der Bodenart und somit auch den Wärmeflüssen in der Umgebung zu beobachten. Durch die inhomogene Bodenfeuchteverteilung, die unterschiedliche Energiebilanz und somit durch die variierenden Grenzschichteigenschaften, die sich in Tagesverlauf der Feuchte zeigt (Abb. 8.13), ist die Ausbildung von Sekundärzirkulationen möglich, die zur Auslösung von Konvektion führen können. In diesem Gebiet ist der latente Wärmestrom mit über -100 W/m^2 höher als über dem ausgedehnten sandigen Gebiet

bei 2 °West (Abb. 8.4a). Bereits im vorangegangenen Kapitel wurde eine verstärkte Verdunstung über relativ trockenen sandigen Boden festgestellt, wenn sich dieser in einer Umgebung mit hoher Variation in den Wärmeflüssen befindet. Hier sind es Advektionsprozesse, die aus angrenzenden Gebieten mit einem hohen fühlbaren Wärmestrom trockene und wärmere Luft über das Gebiet mit hoher Verdunstung führen und so den Verdunstungsprozess verstärken. Die hohen fühlbaren Wärmeströme in der Umgebung führen bei 0.7 °West trotz eines geringen mittleren fühlbaren Wärmestroms bis -30 W/m^2 zu einer Grenzschichthöhe von 1200 m bis 1300 m (Abb. 8.6). Die Aufheizung des Bodens ist stärker als beim westlicheren Punkt und liegt um 12 UTC bei 306 K (Abb. 8.11b). Besonders stark nimmt die Temperatur in Bodennähe zwischen 9 UTC und 12 UTC mit 3.5 K zu (Abb. 8.14b), was wiederum mit einer Feuchteabnahme um knapp über 1 g/kg gekoppelt ist. Zwischen 12 UTC und 15 UTC nimmt die Feuchte wieder um 1.3 g/kg stark zu. Es ist zu vermuten, dass diese Feuchtezunahme durch advective Prozesse in diesem Gebiet mit starken Gradienten in den Wärmeflüssen verursacht wird (Abb. 8.4).

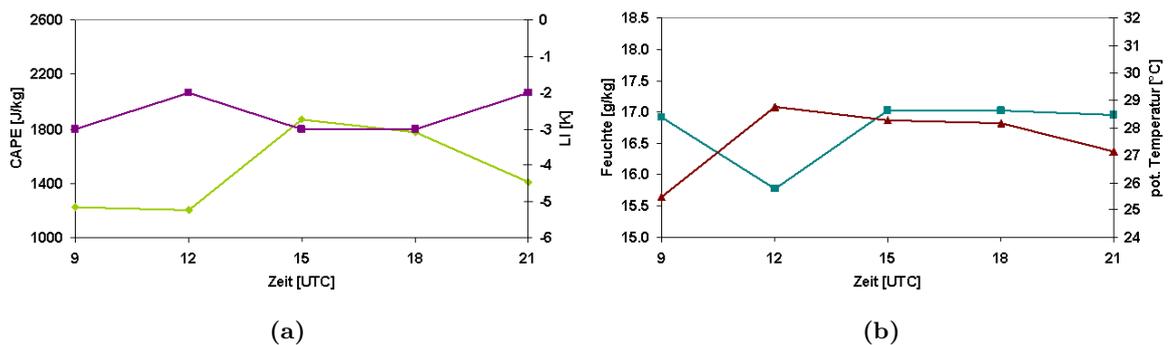


Abbildung 8.14: Wie Abb. 8.12, aber bei 11.4 °Nord, 0.7 °West.

Diese Feuchtezunahme wirkt sich direkt in einer Zunahme der CAPE aus, denn in diesem Zeitraum steigt die CAPE auf einen maximalen Wert von 1850 J/kg an (Abb. 8.14a). Der Lifted Index weist wie die CAPE eine moderate latente Instabilität von -3 K auf. Die Temperatur nimmt in Bodennähe bereits nach 12 UTC ab, ohne dass sich dies signifikant auf die Entwicklung der CAPE auswirkt.

In diesen Bedingungen entwickelt sich an dieser Stelle um 15 UTC eine starke konvektive Zelle (Abb. 8.13b), die mit Niederschlag verbunden ist (Abb. 8.10). Hier zeigt sich erneut, dass nicht die Höhe der Konvektionsindizes entscheidend ist, sondern Variation in den Energiebilanzkomponenten und die Konvektionsentstehung im Übergangsbereich von feuchtem auf trockenen Boden favorisiert wird.

Position 11.4 °Nord und 0.4 °West

Die nächste Position bei 0.4 °West liegt zwar in unmittelbarer Umgebung zum vorherigen Punkt, aber die Bodenfeuchte ist mit 28 % höher. In der Umgebung ist nur eine schwache Variation in der Bodenfeuchte vorhanden. Der Tonboden erreicht eine hohe Oberflächentemperatur von 312 K um 12 UTC (Abb. 8.11b). Diese Aufheizung geht einher mit in einem hohen mittleren fühlbaren Wärmestrom von -80 W/m^2 (Abb. 8.4b) und einem Anwachsen der Grenzschicht bis in eine Höhe von 1300 m (Abb. 8.6). An den westlicheren Punkten in den Gebieten mit Sand ist der latente Wärmestrom dominierend, über diesem Tongebiet zeigt sich aber ein stärkerer fühlbarer Wärmestrom (Abb. 8.4). Die Erwärmung liegt mit 3.5 K zwischen 9 UTC und 12 UTC in der gleichen Größenordnung wie bei 0.7 °West. Die Feuchteabnahme in Bodennähe ist mit 1.3 g/kg in diesem Zeitraum jedoch etwas stärker (Abb. 8.15b). Dieser Effekt ist im Vergleich mit den beiden westlicheren Positionen über dem Tonboden am stärksten ausgeprägt. Zwischen 12 UTC und 18 UTC nimmt die Feuchte nur langsam zu und erreicht um 21 UTC einen maximalen Wert während in der Temperatur ein langsamer Rückgang zu verzeichnen ist. In der Grenzschicht zeigt sich eine Feuchtezunahme ebenfalls erst nach 18 UTC (Abb. 8.13).

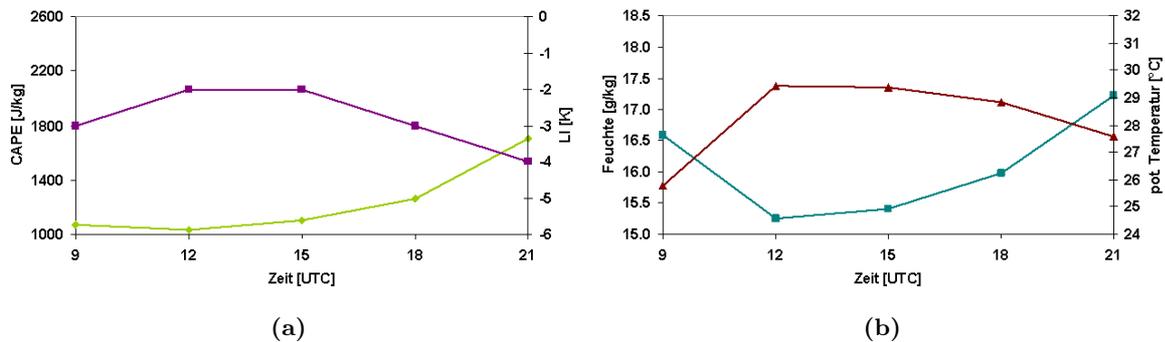


Abbildung 8.15: Wie Abb. 8.12, aber bei 11.4 °Nord, 0.4 °West.

Die CAPE ist am Morgen mit knapp über 1000 J/kg gering, und nimmt in den Nachmittagsstunden aufgrund der geringen Feuchtezunahme nur langsam zu (Abb. 8.15a). Der Lifted Index weist zwischen 9 UTC und 12 UTC eine Tendenz zur Stabilisierung auf. Am Nachmittag verstärkt sich die latente Instabilität langsam und der Lifted Index erreicht wie die CAPE gegen 21 UTC ein Maximum. In diesen Bedingungen entsteht schwache Hebung, insbesondere um 18 UTC (Abb. 8.13), die jedoch nicht zu Niederschlag führt (Abb. 8.10b). Diese Unterschiede in der Auslösung von Konvektion ist nicht orographisch bedingt, da sowohl bei 0.4 °West als auch bei 0.7 °West die gleichen Bedingungen vorherrschen (Abb. 8.11d). Hier spielt offensichtlich die unterschiedliche Bodenfeuchte und insbesondere die Bodenart mit ihrer Energieumsetzung an

der Oberfläche und der nachfolgenden Modifikation der Grenzschichtbedingungen eine Rolle.

Position 11.4 °Nord und 1 °Ost

Die Bodenfeuchte ist mit 24 % bei 1 °Ost wieder etwas geringer, der Untergrund besteht aus Lehm (Abb. 8.11a). In der näheren Umgebung liegt ein Gebiet mit Sand, und das Tongebiet erstreckt sich nordwestlich davon. D.h. hier ist erneut eine große Variation in der Bodenart gegeben. Die Oberflächentemperatur liegt um 12 UTC bei 305 K (Abb. 8.11b). Die Oberflächentemperatur, Bodenfeuchte und räumliche Variabilität bei 1 °Ost entspricht im Wesentlichen den Bedingungen bei 0.7 °West, mit Ausnahme der Bodenart, die an dieser Position Lehm ist. Aufgrund der starken Variation der Bodenart liegt diese Stelle zwischen zwei Gebieten, die große Unterschiede in der Energieumsetzung aufweisen. So ist das östliche Gebiet mit sandigem Untergrund durch einen hohen latenten Wärmestrom mit bis zu -100 W/m^2 gekennzeichnet. Das davon westlich gelegene Gebiet mit Tonboden weist sogar einen positiven latenten Wärmestrom auf, d.h. Feuchte wird in den Boden eingebracht. Bei 1 °Ost liegt ein ausgeglichenes Verhältnis des fühlbaren und des latenten Wärmestroms vor. Dies hat auch Auswirkung auf die Grenzschichthöhe, die in eine moderate Höhe von 900 m erreicht.

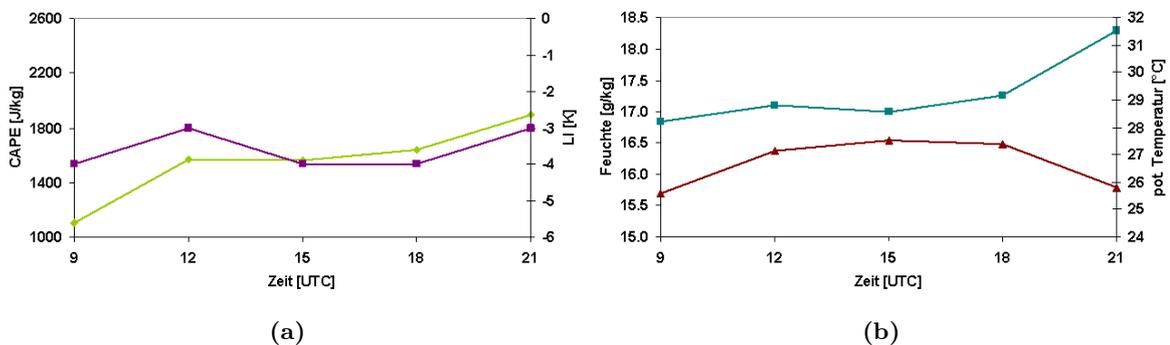


Abbildung 8.16: Wie Abb. 8.12, aber bei 11.4 °Nord, 1 °Ost.

Mit dem morgendlichen Ansteigen der Temperatur nimmt auch bereits die Feuchte leicht zu (Abb. 8.16b). In der gesamten Grenzschicht ist über den ganzen Tag eine Feuchtezunahme zu erkennen (8.13). Zwischen 12 UTC und 18 UTC bleibt der Feuchtegehalt und die Temperatur in Bodennähe nahezu konstant, erst um 21 UTC ist eine deutliche Feuchtezunahme zu verzeichnen. Dieser Tagesgang findet sich auch in der CAPE, die bereits zwischen 9 UTC und 12 UTC deutlich auf 1550 J/kg ansteigt, dann aber bis 18 UTC nahezu konstant bleibt (8.16a). Im Lifted Index zeigt sich die stärkste latente Instabilität mit -4 K zwischen 15 UTC und 18 UTC. Die konvektive Instabilität ist in diesem Gebiet gering. Die räumliche Variation in der Bodenart auf

kleiner Skala verursacht verschieden gerichtete Vertikalbewegungen. Es ist zu vermuten, dass sich eine Sekundärzirkulation zwischen den beiden Gebieten östlich und westlich der Untersuchungsposition mit den verschieden ausgeprägten Wärmeströmen ausbildet. Über dem stark erhitzten Tonboden im Westen findet Hebung und über dem kühleren Sandboden im Osten Absinken statt, während die Position bei 1 °Ost dazwischen liegt und kaum Vertikalbewegung aufweist (Abb. 8.13a und 8.13d).

Position 11.4 °Nord und 2.5 °Ost

Der östlichste Punkt des Schnittes bei 2.5 °Ost ist durch eine Bodenfeuchte mit einem vol. Wassergehalt von 24 % gekennzeichnet. Der Untergrund besteht aus Lehm (Abb. 8.11). In der Umgebung ist eine schwache meridionale Variation in der Bodenfeuchte vorhanden, die Bodenart ist aber homogen. Hier beträgt die Oberflächentemperatur um 12 UTC 303 K. Die Temperatur in Bodennähe nimmt nach dem morgendlichen Anstieg bereits nach 12 UTC wieder ab, dagegen ist eine Feuchtezunahme in Bodennähe (Abb. 8.17b) so wie auch in der gesamten Grenzschicht (Abb. 8.13) über den ganzen Tag bis 18 UTC zu beobachten. Der mittlere latente Wärmestrom ist mit -70 W/m^2 etwas stärker als der mittlere fühlbare Wärmestrom mit -40 W/m^2 (Abb. 8.4). Die Grenzschicht erstreckt sich bis in eine Höhe von 900 m (8.6).

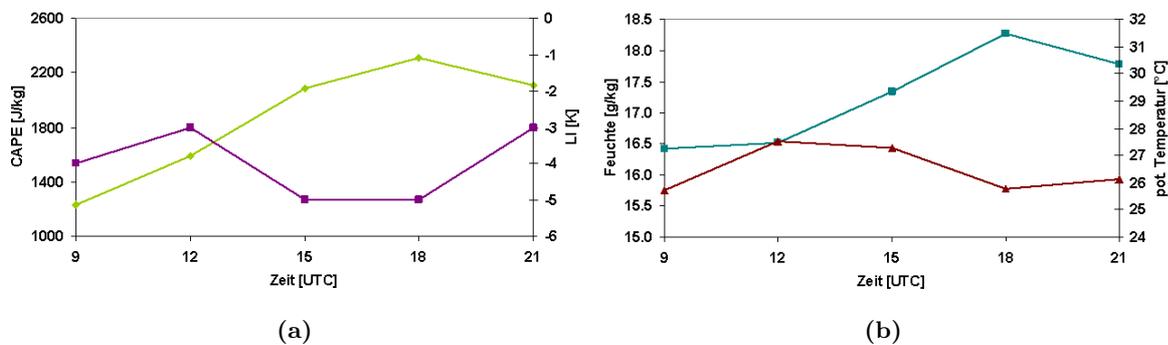


Abbildung 8.17: Wie Abb. 8.12, aber bei 11.4 °Nord, 2.5 °Ost.

Der Anstieg der Feuchte ist direkt gekoppelt mit einem Anstieg der CAPE (Abb. 8.17a). Diese nimmt kontinuierlich im Tagesgang zu und erreicht um 18 UTC ein Maximum von 2300 J/kg. Auch der Lifted Index zeigt mit -5 K eine hohe latente Instabilität zwischen 15 UTC und 18 UTC. Im Gebiet findet bis 13 UTC nur schwache Hebung statt (Abb. 8.8). Um 18 UTC entwickelt sich an diesem Gitterpunkt hochreichende Konvektion mit einer hohen negativen Vertikalgeschwindigkeit von -9 Pa/s (Abb. 8.13). Hier entwickelt sich eine starke Konvektionszelle in einer Umgebung mit relativ homogenen Verhältnissen in der Bodenfeuchte und der Bodenart. Sekun-

därzirkulation scheint als Auslösemechanismus nicht in Frage zu kommen und auch orographische Hebung ist nicht als Ursache auszumachen. Die Auslösemechanismen an dieser Position können nicht abschließend geklärt werden.

Die Simulationsergebnisse stimmen gut mit den Beobachtungen überein. Diese zeigen, dass eine räumliche Variation in der Energiebilanz, hervorgerufen durch eine entsprechende Variation in der Bodenfeuchte oder Bodenart, vorhanden sein muss, um Konvektion auszulösen. Bei Betrachtung der Konvektionsentwicklung anhand der Messdaten wird im Untersuchungszeitraum eine Korrelation zwischen Bodenfeuchte und der Entwicklung von Konvektion festgestellt. Es zeigt sich, dass Konvektion bevorzugt in Übergangsbereichen von feuchtem zu trockenem Boden ausgelöst wird, was insbesondere zu Beginn der nachmittäglichen Konvektionsentwicklung zu beobachten ist. Im späteren Verlauf, nach vermehrter Konvektionsentwicklung, findet jedoch auch Konvektion über feuchtem Boden in einem trocken - feucht - trockenen Übergangsbereich statt. Hier ist zu vermuten, dass die starken räumlichen Bodenfeuchtegradienten zu einer Auslösung führen.

In dieser Modellrechnung zeigt sich eine starke Steuerung der Konvektionsauslösung durch die Bodenfeuchte und die Bodenart, die über die Wärmeflüsse die Verhältnisse bodennah und in der Grenzschicht steuern. So wird die Konvektionszelle bei 0.7 °West durch die räumliche Variation in den Wärmefläüssen über den verschiedenen Böden in der Umgebung ausgelöst, obwohl nur eine moderate latente Instabilität vorhanden ist. Andererseits wird über dem ausgedehnten Gebiet mit Sandboden mit einem hohen latenten Wärmestrom Konvektion unterdrückt. Es ergibt sich eine starke Korrelation der Bodenart und Bodenfeuchte, mit den Wärmefläüssen und als Folge auch der Temperatur und der Feuchte in der Grenzschicht (Abb. 8.18). Über sandigem Boden (Bodenart 3) zeigt sich ein hoher latenter Wärmestrom mit $70 - 120 \text{ W/m}^2$ und ein geringer fühlbarer Wärmefluss mit $10 - 25 \text{ W/m}^2$. Daraus resultiert ein Bowenverhältnis von etwa 0.2. Die bodennahe Temperatur ist im Vergleich mit der Umgebung geringer und die bodennahe Feuchte hoch, wobei deren genaue Höhe durch die Bodenfeuchte mitgesteuert wird.

In Gebieten mit Tonboden (Bodenart 7) ist der latente Wärmestrom sehr gering mit Werten von 0 bis 30 W/m^2 und der fühlbare Wärmestrom hoch mit $70 - 100 \text{ W/m}^2$. Hier ergibt sich ein sehr hohes Bowenverhältnis von über 5. Über dem Tonboden geht die bodennahe Feuchte signifikant zurück und auch die bodennahe Temperatur ist höher als in der Umgebung. Auch hier hängt die Höhe der Temperatur und Feuchte von der jeweiligen Bodenfeuchteverteilung ab. Der Lehmboden (Bodenart 5) liegt in dieser Betrachtung zwischen den Merkmalen des Sand- und des Tonbodens. Die Zusammenhänge sind jedoch weniger klar ersichtlich.

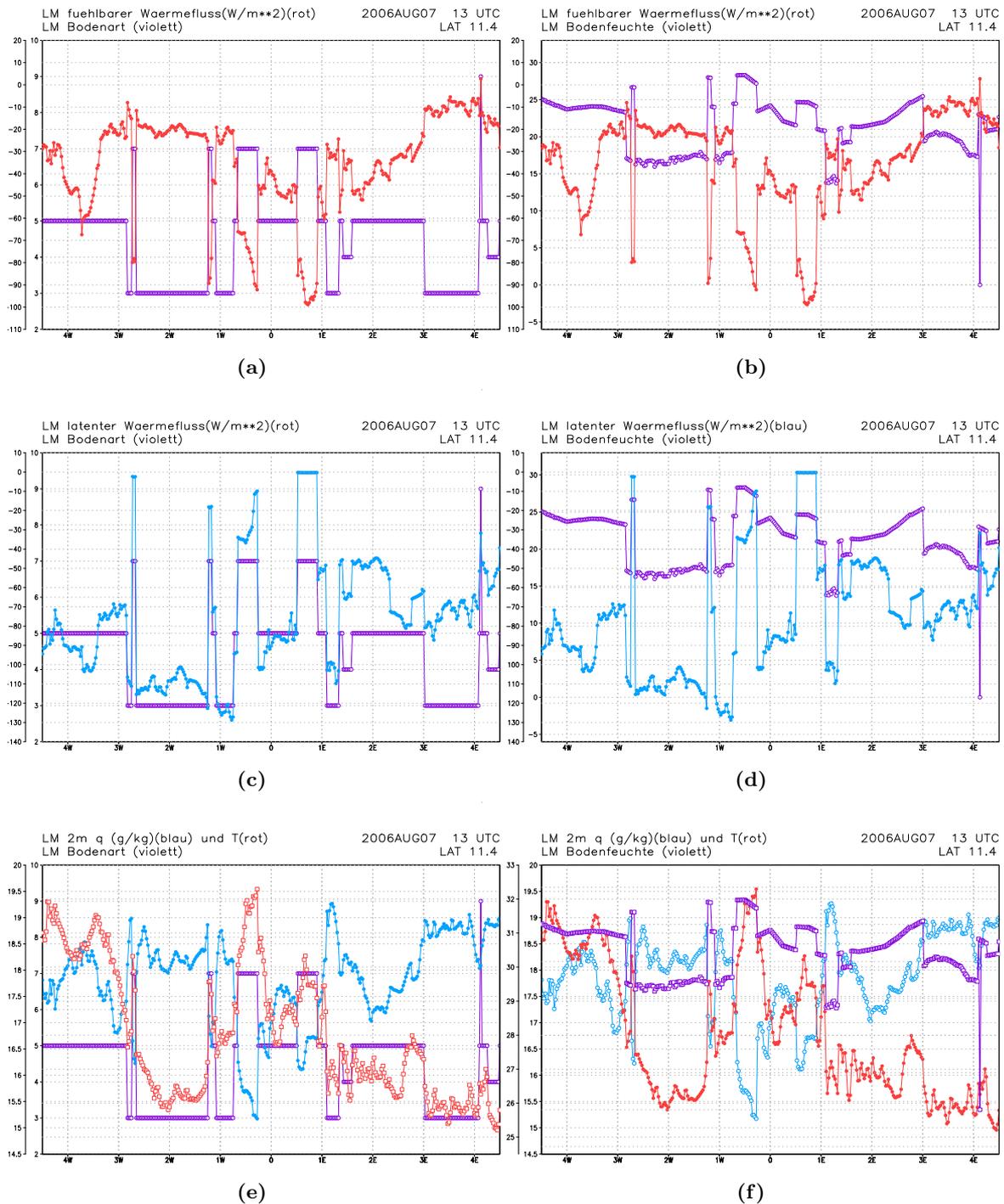


Abbildung 8.18: Fühlbarer Wärmestrom (W/m^2) mit (a) Bodenart (3=Sand, 4=sandiger Lehm, 5=Lehm, 6=lehmiger Ton, 7=Ton und 8=Torf) und (b) Bodenfeuchte (vol. Wassergehalt in %). Latenter Wärmestrom (W/m^2) mit (c) Bodenart und (d) Bodenfeuchte. Spezifische Feuchte (g/kg) und Temperatur ($^{\circ}C$) im untersten Modellniveau mit (e) Bodenart und (f) Bodenfeuchte entlang des zonalen Schnitts bei 11.4 °Nord um 13 UTC im COSMO Modell.

Hier sei auf die Tabelle der hydraulischen und thermischen Parameter im COSMO Modell verwiesen (Tabelle 7.1). Insbesondere unterscheidet sich die Wasserleitfähigkeit von Sandboden zu Tonboden um mehrere Größenordnungen.

Kapitel 9

Zusammenfassung

Diese Diplomarbeit wurde als Beitrag zum AMMA-Projekt durchgeführt, das zum Ziel hat, das Westafrikanische Monsunsystem besser zu verstehen und die Vorhersage des Wetters und des Klimas in Westafrika zu verbessern. Ein wesentlicher Bestandteil dieses Monsunsystems bilden die konvektiven Systeme. In dieser Arbeit wurde die Auslösung und tageszeitliche Entwicklung von hochreichender Konvektion untersucht.

Im ersten Teil der Arbeit wurden Messdaten aus Dano, Burkina Faso ausgewertet, um festzustellen, wie sich die Bedingungen des Westafrikanischen Monsuns darstellen. Es wurde ein Untersuchungszeitraum ausgewählt, der zwei Tage mit hochreichender Konvektion und einen Tag mit flacher Konvektion beinhaltet. Es wurde untersucht, ob sich das präkonvektive Umfeld an Tagen mit hochreichender Konvektion von Tagen mit MCS unterscheidet und ob und wie sich Konvektion in einer post-MCS Atmosphäre entwickelt. Desweiteren wurde festgestellt, welche Einflüsse der Westafrikanische Monsun auf den Boden- und Grenzschichtzustand hat und welche Unterschiede zwischen der Vormonsunphase (SOP1) und der Monsunphase (SOP2) bestehen.

Es konnte anhand der Konvektionsindizes (CAPE und Lifted Index) festgestellt werden, dass sich die präkonvektiven Bedingungen während der SOP2, in denen sich hochreichende Konvektion entwickelte, nicht systematisch von den Bedingungen vor der Entstehung von MCS unterscheiden. Nach Durchzug eines MCS nehmen konvektionsunterdrückende Kenngrößen wie die CIN und die Cap deutlich zu und Grenzschichtinversionen verstärken sich. An post-MCS-Tagen bildet sich in der energiearmen Atmosphäre zumeist nur flache Cumulusbewölkung aus. Änderungen in den Konvektionsindizes zeigten sich auch dann, wenn MCS in der Umgebung und nicht genau am Messort durchgezogen sind. Durch die häufigen und intensiven Niederschläge wurde in der SOP2 eine generell höhere Bodenfeuchte und durch die Zunahme des latenten Wärmestroms auf Kosten des fühlbaren Wärmestroms ein geringeres Bowenverhältnis und eine geringere vertikale

Erstreckung der Grenzschicht erreicht. Auch die Konvektionsindizes wiesen etwas geringere Maxima als zu Beginn der SOP1 auf. Generell konnte nach Durchzug des ersten MCS der Saison und den damit in Verbindung stehenden Niederschlägen eine deutliche Änderung in allen Grenzschichtparametern mit einer Annäherung an die Bedingungen der SOP2 festgestellt werden. Die Konvektionsindizes, insbesondere die CAPE, zeigten in der SOP2 zum Ende der Monsunphase hin eine Abnahme.

Es konnte festgestellt werden, dass die Auslösung von hochreichender Konvektion an Inhomogenitäten in der Bodenfeuchte gekoppelt sein kann. Der Übergang von feuchtem auf trockenen Boden zeigte sich als favorisiertes Gebiet für die Entwicklung von hochreichender Konvektion. Dies wurde insbesondere am Anfang einer nachmittäglichen Konvektionsentwicklung beobachtet. Nach fortschreitender Konvektionstätigkeit und entsprechenden Niederschlägen bildeten sich Bodenfeuchtemuster und Sekundärzirkulationen aus. So kam es auch in Gebieten, wo vorher Konvektion unterdrückt wurde, z.B. ausgedehnte trockene Gebiete ohne Bodenfeuchtevariation, zur Auslösung von Konvektion.

Im zweiten Teil der Arbeit wurde untersucht, unter welchen Bedingungen sich im COSMO Modell hochreichende Konvektion ausbildet. Hierzu wurde zunächst ein geeigneter Tag mit hochreichender Konvektion ausgewählt. Am 7. August 2006 entwickelte sich im Gebiet von Burkina Faso kein MCS, sondern lokal geprägte kleinskaligere feuchte Konvektion, bei deren Entstehung der Grenzschichtzustand von entscheidender Bedeutung sein sollte. Auch lag an diesem Tag eine räumliche Variation in der Bodenfeuchte vor, die eine Konvektionsauslösung begünstigte, sodass bei der Simulation die Auslösung von Konvektion erwartet werden konnte. Im nächsten Schritt wurden geeignete Antriebsdaten für das COSMO Modell ermittelt, wobei GME und ECMWF Daten zur Auswahl standen. In der synoptischen Analyse im Vergleich mit der WASA stellte sich heraus, dass die ECMWF Analysedaten als Anfangs- und Randbedingungen für das COSMO Modell geeignet sind, da sie die Charakteristika des Westafrikanischen Monsuns besser darstellen können als die GME Daten. In der COSMO Simulation für den 7. August entwickelte sich im Modellgebiet kleinskaligere hochreichende Konvektion mit Niederschlag, wie sie auch beobachtet wurde, auch wenn die Konvektionszellen nicht genau an den beobachteten Stellen entstanden. Im Weiteren wurde die Modellsimulation unter dem Gesichtspunkt analysiert, wann und wo sich Konvektion entwickelt, bzw. an einer anderen Stelle nicht. Diese prinzipiellen Zusammenhänge wurden mit Beobachtungen verglichen. Anhand von fünf Positionen im Simulationsgebiet, die Unterschiede in Bodenfeuchte und Bodenart aufweisen, wurde die präkonvektive Situation anhand der Temperatur und des Feuchtegehalts in Bodennähe, des tageszeitlichen Verlaufs der Konvektionsindizes und den jeweiligen Umgebungsbedingungen untersucht.

Zum einen wurde in Gebieten mit homogener Bodenfeuchte, homogener Bodenart und hoher Verdunstung Konvektion und Niederschlagsbildung unterdrückt. Denn trotz einer hohen latenten Instabilität, gekennzeichnet durch entsprechend hohe CAPE Werte kommt es aufgrund der fehlenden Inhomogenität am Boden nicht zu einer mesoskaligen Zirkulation, was auch Anthes (1984) und Taylor und Ellis (2006) gezeigt haben. Somit fehlt der Mechanismus zur Auslösung der hochreichenden Konvektion. Auch über feuchtem Boden wurde im Modellgebiet Konvektion unterdrückt. Dies haben schon Rabin et al. (1990) und Taylor und Ellis (2006) gezeigt. Wie Taylor und Ellis (2006) herausstellt, ist die Bodenfeuchte insbesondere zu Beginn der Entwicklungsphase einer konvektiven Zelle entscheidend, d.h. durch horizontale Gradienten im fühlbaren Wärmestrom kommt es zu Konvergenz über dem trockenen Gebiet um somit zu Aufsteigen.

Zum anderen wurde hochreichende Konvektion bei einer nur moderaten CAPE an Stellen mit horizontaler Variation in der Bodenfeuchte und in der Bodenart ausgelöst. Diese Simulationsergebnisse sind in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Taylor und Ellis (2006) und Taylor et al. (2007). Es zeigt sich ein großer Einfluss der Bodenfeuchte aber auch der Bodenart auf die Entwicklung oder Unterdrückung von Konvektion. Weiter zeigte sich die Ausbildung einer starken Konvektionszelle in einem Gebiet mit einer hohen CAPE und einer moderaten Bodenfeuchte. Hier konnten die Mechanismen zur Entstehung nicht abschließend geklärt werden.

Viele Zusammenhänge zwischen der Auslösung von feuchter Konvektion und den Boden- und Grenzschichtbedingungen sind verstanden. Trotz dieser Erkenntnisse sind einige Prozesse noch nicht grundlegend erfasst und bedürfen einer weiteren Klärung, um das Verständnis der Zusammenhänge der Auslösung und Modifikation von Konvektion und dem Boden- und Grenzschichtzustand zu erweitern, sowie in naher Zukunft eine zufriedenstellende Simulation in numerischen Modellen durchführen zu können. Es hat sich gezeigt, dass die Energieumsetzung an der Erdoberfläche durch die Bodenart und die Bodenfeuchte gesteuert wird. Auch im TERRA Modell variieren die bodenphysikalischen Parameter mit der jeweiligen Bodenart deutlich. Dadurch beeinflusst die Bodenart über die Energieumsetzung am Boden den Grenzschichtzustand und -höhe und ist damit letztendlich auch ein wichtiger Auslösemechanismus für Konvektion.

Literatur

- Adrian, G. und D. Frühwald, 2002. Design der neuen Modellkette GME/LM. *Promet*, **27**, Nr. 3/4, 106–110.
- AMMA-EU Homepage, 2008. AMMA-EU Projekt, <http://www.amma-eu.org> (Stand 24.02.2008).
- AMSR-E Homepage (1), 2008. Satellitengestützte Bodenfeuchtedaten, http://disc2.nascom.nasa.gov/Giovanni/tovas/realtime.3B42RT_daily.shtml (Stand 01.03.2008).
- AMSR-E Homepage (2), 2008. Satellitengestützte Bodenfeuchtedaten, <http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/AMSR/objectives.html> (Stand 01.03.2008).
- Andersson, T., M. Andersson, C. Jacobsson und S. Nilsson, 1989. Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern sweden. *Meteorol. Mag*, **118**, **1404**, 141–146.
- Anthes, R., 1984. Enhancement of convective precipitation by mesoscale variations in vegetative covering in semiarid regions. *J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 541–554.
- Atkinson, B. W., 1981. *Meso-scale atmospheric circulation*. Academic Press, London, 495 pp.
- Betts, A. K., 1992. FIFE atmospheric boundary-layer budget methods. *J. Geophys. Res.*, **97**, 523–531.
- Blanchard, D. O., 1998. Assessing the vertical distribution of convective available potential energy. *Wea. Forecasting*, **13**, 870–877.
- Burpee, R. W., 1999. The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of north africa. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 77–90.
- Charney, J. G., 1947. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J. Meteor.*, **4**, 135–162.

- Charney, J. G. und M. E. Stern, 1962. On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 159–172.
- Clark, D. B., C. M. Taylor und A. J. Thorpe, 2004. Feedback between the land surface and rainfall at convective length scales. *J. Hydrometeor.*, **5**, 625–639.
- Cook, K. H., 1999. Generation of the african easterly jet and its role in determining west african precipitation. *J. Climate*, **12**, 1165–1184.
- Coulter, R. L., 1979. A comparison of three methods for measuring mixing layer height. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1495–1499.
- Deardorff, J. W., 1974. Three-dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, **7**, 81–106.
- Doms, G., J. Förstner, E. Heise, H. Herzog, M. Raschendorfer, R. Schrodin, T. Reinhardt und G. Vogel, 2005. A description of the nonhydrostatic regional model LM, part II: Physical parameterization. *Deutscher Wetterdienst*, www.COSMO-model.org.
- Doms, G. und U. Schättler, 2002. A description of the nonhydrostatic regional model LM, part I: Dynamics and numerics. *Deutscher Wetterdienst*, www.COSMO-model.org.
- DWD, 2008. Homepage des Deutschen Wetterdienstes, [http : //www.dwd.de](http://www.dwd.de) (Stand 1.2.2008).
- Emanuel, K., 1994. *Atmospheric convection*, Oxford University Press.
- Emori, S., 1998. The interaction of cumulus convection with soil moisture distribution: An idealized simulation. *J. Geophys. Res.*, **103**, 8873–8884.
- Findell, K. L. und E. A. B. Eltahir, 2003. Atmospheric controls on soil moisture-boundary layer interactions, part I: Framework development. *J. Hydrometeor.* **4**, 552–569.
- Fink, A. H., 2006. Das Westafrikanische Monsunsystem. *Promet*, **32**, Nr. 3/4, 114–122.
- Galway, J., 1956. The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **37**, 528–529.
- Gantner, L., N. Kalthoff und M. Kohler, 2007. Abstracts: African Monsoon Multidisciplinary Analysis, second international conference.
- Garratt, J. R., 1992. *The atmospheric boundary layer*. Cambridge atmospheric and space science series, 316 pp.
- Google Earth Homepage, 2007. [http : //earth.google.com/intl/de/](http://earth.google.com/intl/de/) (Stand 8.7.2007).
- Hastenrath, S., 1991. *Climate Dynamics of the Tropics*. Atmospheric Sciences Library, Kluwer Academic Publishers.

- Heise, E., 2002. Parametrisierungen. *Promet*, **27**, Nr. 3/4, 130–141.
- Holton, J. R., J. A. Curry und J. A. Pyle, 2002. *Encyclopedia of atmospheric sciences*. Academic Press, London, 4000 pp.
- Houze, R. A., 1993. *Cloud dynamics*. Academic Press, 573 pp.
- Houze, R. A. und A. K. Betts, 1981. Convection in GATE. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **19**, 541–576.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, D. T. Bolvin, G. Gu, E. J. Nelkin, Y. Hong und D. B. Wolff, 2007. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J. Hydrometeor.*, **8**, 38–55.
- Kalthoff, N., M. Fiebig-Wittmaack, C. Meißner, M. Kohler, M. Uriate, I. Bischoff-Gauß und E. Gonzales, 2006. The energy balance, evapo-transpiration and nocturnal dew deposition of an arid valley in the andes. *J. Arid Environm.*, **65**, 420–443.
- Knutsvig, R., 2008. Severe weather indices,
<http://www.geocities.com/weatherguyry/swx2.html> (Stand 11.01.2008).
- Kraus, H., 2001. *Die Atmosphäre der Erde*. Springer-Verlag, Berlin, 470 pp.
- Kunz, M., 2007. The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **7**, 327–342.
- Kunz, M., C. Hauck und C. Kottmeier, 2004. Skript zur Vorlesung Meteorologische Naturgefahren, Institut für Meteorologie und Klimaforschung Universität Karlsruhe, unpublished, 105 pp.
- Liljequist, G. H. und K. Cehak, 1984. *Allgemeine Meteorologie*. Springer Verlag, 396 pp.
- López, L., E. García-Ortega und J. L. Sánchez, 2007. A short-term forecast model for hail. *Atmos. Res.*, **83**, 176–184.
- Lyra, R., A. Druilhet, B. Benech und C. B. Biona, 1992. Dynamics above a dense equatorial rain forest from the surface boundary layer to the free atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **97**, 953–965.
- Maddox, R., 1980. Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1374–1387.
- Mathon, V., H. Laurent und T. Lebel, 2002. Mesoscale convective system rainfall in the sahel. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 1081–1092.
- Melas, D., 1991. Using a simple resistance law to estimate friction velocity from sodar measurements. *Bound.-Layer Meteor.*, **57**, 275–287.

- Moncrieff, M. und M. Miller, 1976. The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 373–394.
- NASA Visible Earth Homepage, 2007. http://visibleearth.nasa.gov/view_rec.php?vev1id=11656 (Stand 8.7.2007).
- Parker, D. J., R. R. Burton, A. Diongue-Niang, R. J. Ellis, M. Felton, C. M. Taylor, C. D. Thorncroft, P. Bessemoulin und A. M. Tompkins, 2005. The diurnal cycle of the west african monsoon circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2839–2860.
- Parker, D. J., C. D. Thorncroft, R. R. Burton und A. Diongue-Niang, 2005. Analysis of the african easterly jet, using aircraft observations from the Jet2000 experiment. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 1461–1482.
- Peters, M., 1988. Niederschlagstrukturen im Sahel und Folgerungen für die Paläosynoptik. *Berichte des Instituts f. Met. u. Klimatologie der Universität Hannover*, **35**.
- Rabin, R. M., S. Stadler, P. Wetzels, D. J. Stensrud und M. Gregory, 1990. Observed effects of landscape variability on convective clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 272–280.
- RDT, AMMA-Homepage, 2008. Rapid Developing Thunderstorm Product von Météo France, <http://aoc.amma-international.org/observation/mcstracking> (Stand 01.03.2008).
- Redelsperger, J.-L., A. Diongue, A. Diedhiou, J.-P. Ceron, M. Diop, J.-F. Guerey und J.-P. Lafore, 2002. Multi-scale description of a sahelian synoptic weather system representative of the west african monsoon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 1229–1257.
- Reed, R. J., D. C. Norquist und E. E. Recker, 1977. The structure and properties of african wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 317–333.
- Rowell, D. P. und J. R. Milford, 1993. On the generation of african squall lines. *J. Climate*, **6**, 1181–1193.
- Schachtschabel, P., H.-P. Blume, G. Brümmer, K.-H. Hartge und U. Schwertmann, 1992. *Lehrbuch der Bodenkunde*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 491 pp.
- Schaedler, G., 1990. Triggering of atmospheric circulations by moisture inhomogeneities of the earth's surface. *Bound.-Layer Meteor.*, **51**, 1–29.
- Schättler, U., G. Dom und C. Schraff, 2005. A description of the nonhydrostatic regional model LM, part VII: User's guide. *Deutscher Wetterdienst, www.COSMO-model.org*.
- Steppeler, J., G. Doms und G. Adrian, 2002. Das Lokal-Modell LM. *Promet*, **27**, Nr. 3/4, 123–129.

- Stull, R. B., 1988. *An introduction to boundary layer meteorology*. Atmospheric Sciences Library, Kluwer Academic Publishers, 666 pp.
- Sturtevant, J. S., 1995. *The Severe Local Storm Forecasting Primer*.
- Taylor, C. M. und R. J. Ellis, 2006. Satellite detection of soil moisture impacts on convection at the mesoscale. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03404.
- Taylor, C. M., R. J. Ellis, D. J. Parker, R. R. Burton und C. D. Thorncroft, 2003. Linking boundary layer variability with convection: A case study from Jet2000. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 2233–2253.
- Taylor, C. M. und T. Lebel, 1998. Observational evidence of persistent convective-scale rainfall patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1597–1607.
- Taylor, C. M., D. J. Parker und P. P. Harris, 2007. An observational case study of mesoscale atmospheric circulations induced by soil moisture. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L15801.
- Taylor, C. M., F. Said und T. Lebel, 1997. Interactions between the land surface and mesoscale rainfall variability during HAPEX-Sahel. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2211–2227.
- 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. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 763–786.
- Thorncroft, C. D., D. J. Parker, R. R. Burton, M. Diop, J. H. Ayers, H. Barjat, S. Devereau, A. Diongue, R. Dumelow, D. R. Kindred, N. M. Price, M. Saloum, C. M. Taylor und A. M. Tompkins, 2003. The JET2000 project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84**, 337–351.
- TRMM-TMPA Homepage, 2008. Satellitengestützte Niederschlagsdaten,
http://disc2.nascom.nasa.gov/Giovanni/tovas/realtime.3B42RT_daily.shtml
(Stand 01.03.2008).
- Truckenmüller, M., 2008. Mesoskalige konvektive Systeme (MCS) während des Westafrikanischen Monsuns: Analyse der Messdaten und Modellergebnisse der Amma-Episode SOP2. *Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung Universität Karlsruhe*.
- WASA, AMMA-Homepage, 2008. West African Synthetic Analysis des African Centre of Meteorological Application for Development,
http://aoc.amma-international.org/reports/forecast/acmad_daily
(Stand 01.03.2008).

Weckwerth, T. M., 2000. The effect of small-scale moisture variability on thunderstorm initiation. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 4017–4030.

Danksagung

Für diese interessante Aufgabenstellung und die Ermöglichung dieser Arbeit möchte ich mich bei Prof. Dr. Ch. Kottmeier bedanken.

Vielen Dank auch an Prof. Dr. Sarah Jones für die Übernahme des Koreferats.

Ein großes Dankeschön gebührt Dr. Norbert Kalthoff für die umfassende Betreuung und dafür, dass er immer ein offenes Ohr für meine Fragen hatte und auch immer Zeit für Diskussionen fand. Leo Gantner möchte ich für die Beschaffung der Daten und die Unterstützung in jeglichen Modellangelegenheiten danken. Mein Dank gilt auch Martin Kohler für die Bereitstellung von Daten und das Lüften einiger Geheimnisse von Visual Basic. Samiro Khodayar möchte ich für ihre Hilfe bei der Berechnung der Konvektionsindizes danken. Dankeschön auch an Michael Kunz für die Einführung ins RAOB Programm.

Vielen Dank an unseren Computeradministrator Gerhard Brückel, der bei jeglichen PC-Problemen immer mit Rat und Tat zur Seite stand und auch sonst immer ein gerngesehener Gast war.

Ein Dankeschön geht auch an die Diplomandencrew Meike Truckenmüller, Simon Lang, Christian Grams und Heike Konow, sowie an alle anderen Mitglieder des IMK für das angenehme Arbeitsklima. Insbesondere sollen hier natürlich auch die liebe Frau Birnmeier und Frau Schönbein genannt sein.

Für das Korrekturlesen möchte ich mich bei Silky, Simon und Ulli ganz herzlich bedanken.

Besonders möchte ich mich bei meinem Max bedanken, der während meines ganzen Studiums immer an meiner Seite war und mich durch alle Höhen und Tiefen begleitet hat.

Auch möchte ich mich herzlich bei meiner Familie bedanken, die mich während meines gesamten Studiums auf vielfältige Weise unterstützt hat und ohne die mein Studium nur schwer möglich gewesen wäre.

Zum Schluss möchte ich all jenen danken, die in irgendeiner Weise zum Gelingen meines Studiums und meiner Diplomarbeit beigetragen haben.

Erklärung

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

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

Karlsruhe, im März 2008

Peggy Hofheinz

