

Synoptische und dynamische Aspekte
tropisch-extratropischer Wechselwirkungen:
Drei Fallstudien von
Hitzetiefentwicklungen über Westafrika
während des AMMA-Experiments 2006

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität zu Köln

vorgelegt von

Susan Pohle

aus Meerane

Köln 2010

Berichterstatter (Gutachter): Prof. Dr. A. H. Fink
Prof. Dr. M. Kerschgens

Tag der mündlichen Prüfung: 05. Juli 2010

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit den synoptischen und dynamischen Aspekten von Hitzetiefentwicklungen während obertroposphärischer Austrogungen aus den Extratropen in Richtung des tropischen Westafrikas. Im Rahmen des AMMA-Projektes (Afrikanischer Monsun - Multidisziplinäre Analysen) fand im Jahr 2006 in mehreren Ländern Westafrikas eine geophysikalische Feldmesskampagne statt, deren Umfang an gewonnenen Daten hinsichtlich Vielfältigkeit, räumlicher und zeitlicher Dichte einzigartig ist. Daher werden in der vorliegenden Arbeit Ereignisse von tropisch-extratropischen Wechselwirkungen (TEW) untersucht, welche in dem Kampagnenjahr auftraten, wobei die Monate in der Trockenzeit und in den Übergangsjahreszeiten im Fokus stehen.

Mittels einer subjektiven Identifikationsmethode wurden für das Jahr 2006 140 Tage mit einer Wolkenfahne (engl.: "Tropical Plume", TP) als sichtbares TEW-Merkmal identifiziert und zu 29 Ereignissen zusammengefasst. Folgende drei TEW-Fälle wurden für die detaillierte Untersuchung der Wechselwirkungsmechanismen ausgewählt.

Das erste Ereignis (06.-18. Februar 2006) kann als Fall einer Hitzetiefentwicklung über Nordbenin, Westniger und -nigeria und dem Osten Burkina Fasos und außergewöhnlich starken Niederschlägen entlang der Guineaküste bezeichnet werden. Der zweite Fall (19.-30. Mai 2006) umfasst ein Ereignis in der Übergangsphase von der Trocken- zur Monsunzeit mit einer in den Satellitenbildern gut sichtbaren TP über Westafrika und einer beobachteten Hitzetiefentwicklung über Burkina Faso und Mali. Beide Hitzetiefentwicklungen wurden mit einer erweiterten Form der Drucktendenzgleichung untersucht. Neben den ERA-Interim-Daten standen für die Untersuchung des zweiten Falles die AMMA-Reanalysen zur Verfügung. Dieser Datensatz beinhaltet neben den regulären Analyse- und Vorhersageparametern die Heizraten infolge subgitterskaliger, diabatischer Prozesse, wodurch deren Einfluss auf die Entwicklung des Bodendruckes direkt berechnet werden konnte. Dadurch konnte nachgewiesen werden, dass die diabatischen Heizprofile -sofern nicht vorhanden - als Residuum grundsätzlich aus den anderen Termen der Drucktendenzgleichung berechnet werden dürfen. Der Beginn der Hitzetiefentwicklung ist bei beiden Fällen auf eine thermodynamisch angetriebene Massendivergenz über ein oder zwei Tage zurückzuführen, welche von Warmluftadvektion dominiert wird. Darauf folgt eine dynamisch angeregte Massenkongruenz oder -divergenz. Auch der Druck-

anstieg ist in beiden Fällen auf einen thermodynamischen Antrieb zurückzuführen. So dominiert Kaltluftadvektion gegenüber den Effekten der diabatischen Prozesse und der Vertikalbewegung und führt zu einer horizontalen Kontraktion und somit zu Massenkongruenz.

Der dritte Fall einer TEW vom 18. bis 30. Mai 2006 ist charakterisiert durch die Verlagerung eines subsaharischen Bodentiefs südlich von 20°N nach Nordost bis 30°N , einer AEW (engl.: "African Easterly Wave") in der mittleren Troposphäre und einem subtropischen Höhentrog mit einer kompakten Wolkenfahne an dessen Ostflanke. In der bodennahen Schicht und mitteltroposphärisch an der Ostseite des AEW-Troges wird feuchte Luft in einem antizyklonalen Bogen von Süden über die Sahara bis an die Mittelmeerküste Marokkos und Algeriens transportiert und bis in 400hPa gehoben. Dadurch wird die zu dieser Jahreszeit vorherrschende Harmattanströmung über der Sahara und dem nördlichen Sahel unterbrochen. Ab dem 22. Mai 2006 ist an der Westseite des subtropischen Teils der TP eine Leezyklonogenese zu sehen. Die zunehmende Labilisierung der atmosphärischen Schichtung durch trogrückseitige Kaltluftadvektion in der Höhe und anhaltende trogvorderseitige Feuchteflusskonvergenz führt im Bereich der Zyklone und der TP über Nordwest-Marokko und Algerien in den darauf folgenden Tagen zur Auslösung von Feuchtkonvektion und Niederschlag. Ab dem 23. Mai zieht sich das Bodentief wieder nach Süden zurück und füllt sich langsam auf, was auf die bodennahe Advektion von kühler Luft zurückzuführen ist. Die Präsentation dieses Falles zeigt die Komplexität der Wechselwirkungsmechanismen zwischen der mittel- und untertroposphärischen, tropischen und der obertroposphärischen, extratropischen Zirkulation und deren verschiedene Erscheinungsformen, welche während eines einzelnen Ereignisses auftreten können. Bisher ist eine Vielfältigkeit dieser Art im Rahmen von Fallstudien noch nie gezeigt worden.

Die Ergebnisse der Untersuchungen der ersten beiden Hitzetiefentwicklungen mit Hilfe der Drucktendenzgleichung tragen zu einem besseren Verständnis der Mechanismen bei, welche die Entwicklung von Hitzetiefs über Westafrika bestimmen. Das bedeutet, dass die Erweiterung der Drucktendenzgleichung und die gewonnenen Ergebnisse für diese zwei Fälle eine gute Perspektive für weitere Studien darstellen.

Abstract

The present study deals with the synoptic and dynamic aspects of heat low developments associated with the penetration of an extratropical upper level trough into tropical West Africa. During the AMMA project (African Monsoon - Multidisciplinary Analysis), a large field campaign during the year 2006 took place in several West African countries. The collected data set is unique with respect to its diversity and its spatial and temporal density. Thus, this study is focussing to the year 2006 and the dry and the transition seasons are of special interest.

Using a subjective identification method, 140 days with a tropical plume (TP) occurrence were identified during 2006 and grouped into 29 events. TPs are the most prominent feature of tropical-extratropical interactions and visible in infrared-satellite imagery. Three events were chosen for further, more detailed investigations.

The first event (06 - 18 February 2006) is characterized by a heat low development over North Benin, West Niger and eastern Burkina Faso and heavy rains along the Guinea Coast. The second case (19 - 30 May 2006) occurred during the transition season from the dry to the wet conditions prior to the monsoon season. It is characterized by a well developed TP, visible in the satellite imagery, and a pronounced heat low development over Burkina Faso and Mali. The two heat low developments were investigated with an extended form of the pressure tendency equation (PTE). The investigations are based on the ERA-Interim and the AMMA-Reanalysis data set. The latter is available only for the second event during May. The AMMA data set contains in addition to the operationally archived parameters the diabatic heating rates. Thus, their impact on the surface pressure could be calculated directly. The comparison of the results produced with the different data sets suggests, that the calculation of the diabatic heating as the residuum of the other PTE-terms is meaningful, in case no heating rates are available. For both cases, the start of the heat low development is initiated by thermodynamically induced mass divergence over one or two days due to warm air advection, followed by dynamically induced mass divergence or convergence. The thermodynamic processes cause the pressure rise after reaching the pressure minimum. Thus, thermodynamic processes were again instrumental at the beginning of pressure tendencies. Cold air advection dominates the diabatic processes and the vertical motion and causes the horizontal contraction and thus the

mass convergence.

The third event was observed from 18 to 30 May 2006. During this period a sub-Saharan heat low moved from nearly 20°N northeastward to around 30°N. Additionally a mid level AEW (African easterly wave) and an upper level trough with an compact TP on its eastern flank were observed. At the near surface level and at the eastern side of the mid level AEW trough moist air was transported via an anticyclonic arc from the south over the Saharan region to the mediterranean coast of Morocco and Algeria and lifted up to 400 hPa. Thereby the prevailing Harmattan flow was interrupted over the Sahara and the northern Sahel. From the 22 May 2006 onwards, a lee cyclogenesis at the western side of the subtropical part of the TP was observed. The enhancing instability of the atmosphere due to upper level cold air advection and the ongoing moisture flux convergence ahead the trough in the mid troposphere cause moist convection and related precipitation under the cyclone and the TP over northwestern Morocco and Algeria during the following days. Starting 23 May onward the surface low retreats back south and weakens due to the low level cold air advection. This case shows the complexity of interaction mechanisms between the mid and lower tropospheric tropical and the upper level extratropical circulation and their observed characteristics during one single event. Until the time of writing, such diversity were not presented jet in the form of case studies.

These results, regarding the investigations of the first two heat low developments with the pressure tendency equation, document an advance in the understanding of the mechanisms associated with the development of heat lows over West Africa. In particular, the extended formulation of the PTE and the obtained results for the two case studies represent a good perspective for further research.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
Abstract	iii
Akronyme	vii
Symbole und Konstanten	ix
1 Einleitung	1
2 Stand der Forschung und Ziele der Arbeit	5
2.1 Tropisch-extratropische Wechselwirkungen	6
2.2 Entwicklung tropischer Tiefdrucksysteme	14
2.3 AMMA - Afrikanischer Monsun - Multidisziplinäre Analysen	16
2.4 Ziele und Aufbau der Arbeit	18
3 Daten	21
3.1 Beobachtungsdaten	21
3.1.1 Bodenbeobachtungen	21
3.1.2 IMPETUS-Stationsdaten in Marokko	22
3.1.3 Radiosondendaten	22
3.2 Analyse- und Reanalysedaten des EZMW	25
3.3 Satellitendaten	26
3.3.1 Satellitenbilder	26
3.3.2 Niederschlagsdaten	27
4 Bodendrucktendenzgleichung	29
4.1 Trockene Atmosphäre	29
4.2 Feuchte Atmosphäre	32
4.3 Atmosphäre mit Wasserdampf, Flüssigwasser und Eis (“Reale Atmosphäre”)	33
4.4 Interpretation der Terme und Näherungen	34
4.5 Berechnungsvorschrift der Terme	41

5	Identifikation der TEW-Ereignisse	43
6	Fall 1: Hitzetiefentwicklung in der Trockenzeit vom 06. bis 18. Februar 2006	49
6.1	Synoptischer Überblick	49
6.2	Untersuchung der Hitzetiefentwicklung	51
6.3	Zusammenfassung und Diskussion	59
7	Fall 2: Hitzetiefentwicklung in der Übergangsjahreszeit vom 19. bis 30. Mai 2006	63
7.1	Synoptischer Überblick	64
7.2	Untersuchung der Hitzetiefentwicklung mit den ERA-Interim-Daten . .	67
7.3	Untersuchung der Hitzetiefentwicklung mit dem Datensatz der AMMA-Reanalysen	73
7.4	Vergleich der Ergebnisse und Diskussion	80
8	Fall 3: AEW-Höhentrog-Wechselwirkung vom 18. bis 30. Mai 2006	87
8.1	Synoptischer Überblick	87
8.2	Untersuchung der TEW	90
8.3	Zusammenfassung und Diskussion	98
9	Zusammenfassung und zukünftige Forschungsperspektiven	101
	Literaturverzeichnis	107
	Anhang: Satellitenbilder	I
	Danksagung	XV
	Erklärung	XVII

Akronyme

AEW	westwärts wandernde Wellenstörung, engl.: African Easterly Wave
AMMA	Afrik anischer Monsun - Multidisziplinäre Analysen , engl.: African Monsoon - Multidisciplinary Analysis
AMSR	A dvanced M icrowave S canning R adiometer
AMSU	A dvanced M icrowave S ounding U nit
CLAUS	C loud A rchive U ser S ervice
DIAB	Diabatischer Heizterm
DIAB _{res}	Diabatischer Heizterm, berechnet als Residuum
EZMW	E uropäisches Z entrum für M ittelfristige W ettervorhersage
GARP	G lobal A tmospheric R esearch P rogram
GOES	G eostationary O perational E nvironmental S atellite
GTS	engl.: G lobal T elecommunication S ystem
HUM	Feuchteänderungsterm
IMPETUS	I ntegratives M anagement- P rojekt für einen e ffizienten und t ragfähigen U mgang mit S üßwasser in W estafrika
IR	Strahlung im infraroten Wellenlängenbereich, engl.: i nfrared
ITCZ	Innertropische Konvergenzzone, engl.: I ntertropical C onvergence Z one
ITD	Innertropische D iskontinuität
ITT	Integrierte Temperaturtendenz
MCS	M esoscale C onvective S ystem
METEOSAT	M eteorological S atellite
NOAA	N ational O ceanic and A tmospheric A dministration
OLR	langwellige Ausstrahlung, engl.: O utgoing L ongwave R adiation
OMT	Vertikalbewegungsterm
PTE	Drucktendenzgleichung, engl.: P ressure T endency E quation
SAMUM	Saharan Mineral Dust Experiment
SFC	Erdoberfläche, engl.: s urface
SSM/I	S pecial S ensor M icrowave/ I mager
TADV	Temperaturadvektionsterm
TEW	t ropisch- e xtratropische W echselwirkung
TP	Tropische Wolkenfahne, engl.: T ropical P lume
TRMM	T ropical R ainfall M easuring M ission

UTC **U**niversal **T**ime **C**oordinated
WAM **W**estafrikanischer **M**onsun
WMO engl.: **W**orld **M**eteorological **O**rganization

Symbole und Konstanten

\dot{Q}	diabatische Heizrate $[W/kg]$
Γ_d	trockenadiabatischer Temperaturgradient $[Pa/s]$
Γ_v	feuchtadiabatischer Temperaturgradient $[Pa/s]$
ω	Vertikalwind im p-System $[Pa/s]$
Φ	Geopotential $[m^2/s^2]$
ρ	Dichte $[kg/m^3]$
\vec{v}	Horizontalwind $[m/s]$
c_p	spezifische Wärmekapazität von trockener Luft bei konstantem Druck p $[1005,7J/kg \cdot K]$
E	Verdunstung $[mm]$
g	Gravitationsbeschleunigung $[9,806m/s^2]$
L_v	Verdampfungswärme $[2,501 * 10^6J/kg]$
m	Mischungsverhältnis $[kg/kg]$
m_T	totales Mischungsverhältnis $[kg/kg]$
P	Niederschlag $[mm]$
p	Druck $[hPa]$
q	spezifische Feuchte $[kg/kg]$
q_i	spezifischer Gehalt an Eispartikeln $[kg/kg]$
q_l	spezifischer Flüssigwassergehalt $[kg/kg]$
q_T	totaler spezifischer Gehalt an Wasserdampf, Flüssigwasser und Eispartikeln $[kg/kg]$
R_d	Gaskonstante trockener Luft $[278,04J/kg \cdot K]$
S	Stabilitätsparameter $[K/Pa]$
T	Temperatur $[K]$
T_p	Dichtetemperatur $[K]$
T_v	virtuelle Temperatur $[K]$

Abbildungsverzeichnis

2.1	TP, Stromlinien und Isotachen	5
2.2	Schemazeichnung der synoptischen Situation während obertroposphärischer Störungen	9
2.3	Schemazeichnung zur Verlagerung von SSDs	10
2.4	Schemazeichnung zur Auslösung von Staubfronten	12
3.1	aktive Stationen zwischen dem 18. und 25. Mai 2006	22
3.2	Position der aktiven Radiosondenstationen in 2006	23
3.3	Anzahl der im August 2005 und 2006 in das GTS eingegangenen Radiosondenaufstiege	23
3.4	Radiosondennetzwerk im August 2006	25
4.1	Zeitreihen der 24-stündigen Geopotentialtendenzen für Mai 2006	35
4.2	Beitrag der Feuchteänderung einer “realen” Atmosphäre zur 24-stündigen Bodendrucktendenz	38
4.3	Beitrag der Feuchteänderung in einer “feuchten” Atmosphäre zur 24-stündigen Bodendrucktendenz	38
4.4	Differenz zwischen Dichtetemperatur T_ρ und der virtuellen Temperatur T_v	39
4.5	Schemazeichnung zur Verfügbarkeit von Analyse- und Vorhersagevariablen	42
5.1	Hovmöllerdiagramm der 12UTC-IR-Satellitenbilder für Februar 2006	44
5.2	IR-METEOSAT8-Satellitenbild und geopotentiellen Höhe in 200hPa vom 05.10.2006 um 12 UTC	45
6.1	Synoptischer Überblick: 06. bis 18. Februar 2006	50
6.2	Zeitreihe des reduzierten Bodendruckes vom 11. bis 18. Februar 2006	51
6.3	Zeitreihe von $d\Phi$, ITT, $g(E-P)$ und Druckänderung (ERA-Interim)	53
6.4	Zeitreihe von TADV, OMT, HUM, $DIAB_{res}$ und ITT (ERA-Interim)	54
6.5	Beiträge von TADV, OMT, HUM und $DIAB_{res}$ zur Drucktendenz vom 14. Februar 18UTC bis 15. Februar 18UTC	56
6.6	Beiträge von TADV, OMT, HUM und $DIAB_{res}$ zur Drucktendenz vom 15. Februar 18UTC bis 16. Februar 18UTC	57

6.7	Niederschlag und Feuchteflusskonvergenz vom 14. bis 18. Februar 2006	59
6.8	Schemazeichnung der Ergebnisse der Hitzetiefentwicklung	60
7.1	IR-Satellitenbild vom 25. Mai 2006 und Zeitreihen des reduzierten Stationsdruckes synoptischer Stationen vom 21. bis 26. Mai 2006	64
7.2	Zeitreihe der Radiosondenaufstiege der Station Niamey	65
7.3	Synoptischer Überblick: 19. bis 30. Mai 2006	66
7.4	Zeitreihe von $d\Phi$, ITT, $g(E-P)$ und Druckänderung (ERA-Interim) . . .	68
7.5	Beiträge von TADV, OMT, HUM und $DIAB_{res}$ zur Drucktendenz vom 22. Mai 18UTC bis 23. Mai 18UTC (ERA-Interim)	70
7.6	Beiträge von TADV, OMT, HUM und $DIAB_{res}$ zur Drucktendenz vom 23. Mai 18UTC bis 24. Mai 18UTC (ERA-Interim)	71
7.7	Zeitreihe von TADV, OMT, HUM, $DIAB_{res}$ und ITT (ERA-Interim) . .	72
7.8	Zeitreihe von $d\Phi$, ITT, $g(E-P)$ und Druckänderung und reduzierter Bodendruck am 24. Mai um 18UTC (AMMA-Reanalyse)	73
7.9	Beiträge von TADV, OMT, HUM und $DIAB_{res}$ zur Drucktendenz vom 22. Mai 18UTC bis 23. Mai 18UTC (AMMA-Reanalyse)	75
7.10	Beitrag von $DIAB$ zur Drucktendenz vom 22. Mai 18UTC bis 23. Mai 18UTC (AMMA-Reanalyse)	76
7.11	Beiträge von TADV, OMT, HUM und $DIAB_{res}$ zur Drucktendenz vom 23. Mai 18UTC bis 24. Mai 18UTC (AMMA-Reanalyse)	77
7.12	Beitrag von $DIAB$ zur Drucktendenz vom 23. Mai 18UTC bis 24. Mai 18UTC (AMMA-Reanalyse)	78
7.13	Zeitreihe von TADV, OMT, HUM, $DIAB$, $DIAB_{res}$ und ITT (AMMA-Reanalyse)	78
7.14	Qualitativer Vergleich der Ergebnisse	81
7.15	Vertikalprofile von TADV, OMT, HUM, $DIAB_{res}$ und ITT für den Zeitraum vom 22. bis zum 23. Mai um 18UTC	83
7.16	Vertikalprofile der diabatischen Heizraten für den Zeitraum vom 22. bis zum 23. Mai um 18UTC	84
8.1	Hovmöllerdiagramm der Meridionalwindanomalie für den Zeitraum vom 16. bis 31. Mai 2006	88
8.2	Trajektorien der nördlichen und südlichen zyklonalen Rotationszentren der AEW vom 20. bis 24. Mai 2006	89
8.3	Reduzierter Bodendruck ≤ 1006 hPa vom 19. bis 26. Mai 2006	89
8.4	Stromlinien und IR-Satellitenbild vom 21. Mai 2006 um 18UTC	90
8.5	Unter- und mitteltroposphärische Feuchteflusskonvergenz für die Periode 21. Mai 2006 00UTC bis 23. Mai 2006 00UTC	92
8.6	4-Tage-Rückwärtstrajektorien	93
8.7	IR-Satellitenbild und Niederschlagssummen (SYNOP, TRMM, AMMA-Reanalyse) für die Periode vom 21. bis 23. Mai 2006 00UTC	94

8.8	IR-Satellitenbild und Niederschlagssummen (SYNOP, TRMM,AMMA-Reanalyse) für die Periode 24. bis 26. Mai 2006 06 UTC	95
8.9	Bodennaher Wind, Temperatur, Taupunkt und reduzierter Bodendruck am 24. Mai 2006 18 UTC (AMMA-Reanalysen, SYNOP)	96
8.10	Dichteströmung am 24. Mai 2006	97
1	IR-Satellitenbilder für Januar 2006	II
2	IR-Satellitenbilder für Februar 2006	III
3	IR-Satellitenbilder für März 2006	IV
4	IR-Satellitenbilder für April 2006	V
5	IR-Satellitenbilder für Mai 2006	VI
6	IR-Satellitenbilder für Juni 2006	VII
7	IR-Satellitenbilder für Juli 2006	VIII
8	IR-Satellitenbilder für August 2006	IX
9	IR-Satellitenbilder für September 2006	X
10	IR-Satellitenbilder für Oktober 2006	XI
11	IR-Satellitenbilder für November 2006	XII
12	IR-Satellitenbilder für Dezember 2006	XIII

Tabellenverzeichnis

5.1	TEW-Ereignisse mit einer Wolkenfahne	47
5.2	TEW-Ereignisse ohne Wolkenfahne	48
7.1	Räumliche und zeitliche Auflösung der Modelldatensätze, Variablenart und Lage der jeweiligen Hitzetiefbox	80
7.2	Anteile der der thermodynamischen und diabatischen (als Residuum) Prozesse an ITT integriert vom Boden bis 90hPa	83
8.1	IMPETUS-Stationen	98

1 Einleitung

Die Beschreibung Westafrikas hinsichtlich der Genese von Niederschlag und des Niederschlagsverhaltens erfordert die Separierung in das tropische Westafrika südlich der Sahara und in das subtropische Westafrika nördlich der Sahara. Die Region der Sahara wird sowohl von der subtropischen als auch von der tropischen Zirkulation beeinflusst.

Das subsaharische Afrika kann von Nord nach Süd in drei Klimazonen eingeteilt werden: die semiaride Sahelzone, die subhumide Sudanzone und die humide Zone an der Guineaküste. *Rowell et al. (1995)* unterteilten die Klimazonen rein geographisch in a) Küste bis 10°N, b) 10°N bis 12,5°N und c) 12,5°N bis 17,5°N. Der zeitliche Verlauf der Regenzeit und die jährlichen Niederschlagsmengen im tropischen Westafrika sind je nach geographischer Breite stark unterschiedlich. Fallen südlich von 10°N mehr als 1400mm Niederschlag im Jahr, so sind es zwischen 10°N und 12,5°N nur noch 1400 bis 850mm und zwischen 12,5°N und 17,5°N etwa 850 bis 250mm (*Nicholson, 2000*). Das zeitliche Auftreten und die Art der Niederschlagssysteme sind mit dem westafrikanischen Monsun verknüpft, welcher sich nördlich von 8°N durch einen Wechsel von Südwestwinden während der nordhemisphärischen Frühjahrs- und Sommermonaten zu Nordostwinden in den Herbst- und Wintermonaten auszeichnet. Die meisten Niederschläge im Jahr treten in den nordhemisphärischen Sommermonaten auf, wenn das Saharatief sehr stark ausgeprägt ist, sodass die feuchte Monsunströmung bis weit in den westafrikanischen Kontinent vordringt (*Griffiths, 1972; Buckle, 1996*). Demgegenüber ist in den Wintermonaten die trockene und heiße Nordostströmung des Harmattan vorherrschend, wodurch die Niederschlagsbildung unterdrückt wird.

Die Dauer und Intensität der Regenzeit ist für die landwirtschaftliche Produktivität von essentieller Bedeutung. Neben den Niederschlägen in der Regenzeit können die zum Teil sehr heftigen Regenfälle in der Trockenzeit verheerende Folgen für die Wirtschaft und Bevölkerung dieser agrarisch geprägten Nationen haben. So vernichtete beispielsweise ein Starkniederschlagsereignis mit mehr als 40mm (Einzelwerte mit mehr als 100mm) im Januar 2004 in Benin, Togo, Ghana und Nigeria vielerorts die Baumwollernte des Jahres, da diese häufig nach der Ernte bis zur Weiterverarbeitung unter freiem Himmel gelagert wird (*Knippertz und Fink, 2008*). Bei etwa 10°N führten diese Niederschläge zum ungewöhnlich zeitigen Ergrünen der Savanne. So zeigen sich neben den negativen

Folgen auch positive Effekte solcher Ereignisse. So führt das Graswachstum in der Savanne zu mehr Futter für das Vieh der Nomaden, die Mangoernte ist ertragreicher und beginnt eher und der Boden ist infolge der höheren Feuchtigkeit leichter zu bestellen. Dieses beschriebene Ereignis wurde während eines in die Tropen vorgedrungenen subtropischen Höhentrogos beobachtet und verdeutlicht die Notwendigkeit, die Dynamik solcher Niederschlagsereignisse in der Trockenzeit und während der Übergangjahreszeiten besser zu verstehen.

Das subtropische Nordwestafrika befindet sich am südlichen Rand des sogenannten nordatlantischen Stormtracks, einer Zone erhöhten Auftretens von synoptischen Störungen der mittleren Breiten (*Knippertz, 2003a*). Die Region befindet sich im Einflussbereich des Atlantiks, des Mittelmeeres und der Sahara und ist zudem stark orografisch gegliedert. Daher wird der Niederschlag von einer Vielzahl von Faktoren bestimmt, sowohl regional als auch großskalig. Der Großteil der Niederschläge dieser Region tritt in den nordhemisphärischen Herbst- und Wintermonaten auf und ist auf extratropische synoptische Störungen zurückzuführen, wobei die regenreichsten Monate September und Oktober sind (*Griffiths und Soliman, 1972; Nicholson, 2000*).

Nördlich der Sahara begünstigen die von Westen nach Osten wandernden Höhenträge die Entstehung von Leezyklonen an der Ostseite des Atlasgebirges (*Knippertz et al., 2009b*). Infolge von Höhenkaltluftadvektion und Feuchtekongvergenz an der Ostseite des Troges wird die Atmosphäre labilisiert und somit die Bildung von Niederschlag gefördert. Zusätzlich kann diese Feuchtkonvektion durch den Transport von Feuchte an der Rückseite eines AEW-Troges (engl.: "African Easterly Wave", westwärts wandernde Wellenstörung) nach Norden unterstützt werden (*Knippertz, 2003b*). Des Weiteren werden häufig in Zusammenhang mit der Passage der Höhenträge Dichteströmungen bzw. Kaltluftausbrüche und häufig damit verbundene Staubaussbreitungen beobachtet (*Knippertz et al., 2007, 2009b*). Dabei wird hochreichende Konvektion über erhöhtem Terrain infolge von vertikaler Windscherung verblasen, sodass ausfallender Niederschlag durch die trockene und heiße Umgebungsluft fällt und dabei verdunstet. Die freiwerdende Verdunstungskälte führt dazu, dass die absinkende Luft beschleunigt wird und in Form einer Dichteströmung oberflächennah in Richtung des Gebirgsvorlandes an der Ostseite des Atlas fließt. Der Antrieb hierfür ist der Dichte- und damit Druckunterschied zur Umgebung. Die Front dieser "density currents" geht mit turbulenten Winden und häufig mit Staubmobilisation einher (*Knippertz et al., 2007, 2009b*).

Ein anderes Beispiel sind frontrückseitige Kaltluftvorstöße an der Ostseite von Nord-Süd orientierten Gebirgen im Zusammenhang mit der West-Ost-Passage von Höhentrogen (*Garreaud, 2001*). Durch die Ausbildung eines Sekundärhochs wird bodennah die Strömung nach Süden beschleunigt, sodass sich eine flache Kaltluftzunge ausbildet. Die Luftmassenkongvergenz an dessen Front führt häufig zu Konvektion und damit einhergehenden Niederschlägen (*Garreaud, 2001*) und zu Staubaussbreitungen, welche in den verschiedenen Spektralbereichen der Satellitendaten als schnell wandernde Fronten gut zu erkennen sind (*Slingo et al., 2006; Knippertz und Fink, 2006; Thomas et al., 2009*).

Die bedeutsame Beeinflussung der tropischen Konvektion und des Hitzetiefs über Westafrika durch die Zirkulation der Extratropen, wurde bereits von zum Beispiel *Knippertz (2003b)*, *Knippertz und Fink (2008)*, *Roca et al. (2005)* und *Cuesta et al. (2009)* vorgestellt. Bisher ist jedoch noch nicht klar, welche klimatologische Bedeutung die verschiedenen Konvektion und Hitzetief beeinflussenden Prozesse für den westafrikanischen Niederschlag haben. Es wird jedoch immer offensichtlicher, dass das westafrikanische Monsunsystem nicht entkoppelt von den Extratropen betrachtet werden darf. Dadurch entstehen die Fragen nach den konkreten Mechanismen, mit denen die Extratropen die tropische Zirkulation beeinflussen können, zum Beispiel: Reicht die Präsenz eines aus den Extratropen bis weit in die Tropen vorgedrungenen Höhentrog aus, um intensive Trockenzeitniederschläge auszulösen, oder wirkt dieser nur unterstützend auf eine bereits ausgelöste Konvektion ein? In welcher Art und Weise erfolgt der Einfluss auf die Niederschlagsbildung? Welche Prozesse tragen zu einer Hitzetiefentwicklung bei, die ohne einen Höhentrog nicht existent wären? Die Rolle der Zirkulation der mittleren Troposphäre bei der Bildung/Unterdrückung von Niederschlag und der Ausprägung und Position des Saharatiefs wird beispielsweise anhand von Fallstudien im Juli 2006 von *Cuesta et al. (2009)* beleuchtet und soll im Rahmen dieser Arbeit aufgegriffen werden.

In der vorliegende Arbeit werden 3 Fallstudien tropisch-extratropischer Wechselwirkungsereignisse untersucht.

Zwei Fallstudien im Februar und Mai des Jahres 2006 sind durch eine Hitzetiefentwicklung über dem tropischen Westafrika mit anschließenden Niederschlägen charakterisiert. Die erweiterte Form der Drucktendenzgleichung stellt für die Untersuchungen dieser Saharatiefentwicklungen das geeignete Werkzeug dar. Sie setzt die Balance zwischen der Bodendruckänderung und der Summe aus der Änderung der Höhe der oberen Grenze der Luftsäule, der Änderung der Temperatur und dem Nettoeffekt aus Verdunstung und Niederschlag voraus. Die Temperaturtendenz wiederum ist abhängig von der Temperaturadvektion, der Vertikalbewegung und Stabilität, der Feuchteänderung und dem diabatischem Heizen/Kühlen. Allerdings war es bisher nicht möglich, mit "beobachtungsnahen" Daten die diabatischen Heizraten direkt zu quantifizieren. Im Rahmen des AMMA-Projektes (Afrikanischer Monsun - Multidisziplinäre Analysen, nähere Informationen in Kapitel 2.3) wurden vom EZMW (Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage) für einen vierwöchigen Zeitraum vom 15. Mai 2006 bis 14. Juni 2006 neben den operationellen Parametern wie zum Beispiel Temperatur, Feuchte, dreidimensionaler Wind und Geopotential die Heizraten infolge subskaliger, diabatischer Prozesse archiviert (AMMA-Reanalysen). Daher ist es, nach der Kenntnis der Autorin, erstmals möglich, die Auswirkungen der diabatischen Prozesse auf den Bodendruck direkt zu berechnen.

Die dritte Fallstudie im Mai 2006 ist durch eine sprunghafte Verlagerung eines Saharatiefs aus den Tropen in die Subtropen nördlich der Sahara, einer mitteltroposphärischen AEW und einer Leezyklogense über Marokko und Algerien charakterisiert und wird mit den AMMA-Reanalysen untersucht.

Die vorliegende, prozessorientierte Arbeit wird einen Einblick in die Wechselwirkungen geben, welche letztlich die Fragekette zu beantworten helfen wird: Wie beeinflussen die Extratropen die Tropen, welche Rolle spielt der gesamte extratropische Einfluss auf die Niederschlagsgenese und der meist vorangegangenen Hitzetiefentwicklung? Wie lässt sich damit die Niederschlagsvariabilität des westafrikanischen Monsuns besser verstehen, um verbesserte Simulationen und Vorhersagen des Monsuns auf verschiedenen Zeitskalen machen zu können?

2 Stand der Forschung und Ziele der Arbeit

Tropische Wolkenfahnen, oder auch “tropical plumes” (TP), “moisture bursts”, “tropical intrusions” oder “cloudbands” genannt (McGuirk *et al.*, 1987), sind ein in den Tropen häufig auftretendes Phänomen der Wintermonate und der Übergangsjahreszeiten zwischen Trocken- und Regenzeit. Diese tropischen Wolkenfahnen können entstehen, wenn sich ein Höhentrog aus den Subtropen bis weit in die Tropen ausbreitet. An der Ostseite dieses Troges wird die Konvektion nach Nordost zu einem Cirrus-Schirm mit einer Erstreckung von mehreren tausend Kilometern von Südwest nach Nordost verblasen. Dieser ist auf Satellitenbildern als markantestes Merkmal einer tropisch-extratropischen Wechselwirkung (TEW) sehr gut zu erkennen (McGuirk *et al.*, 1987, 1988, Abbildung 2.1).

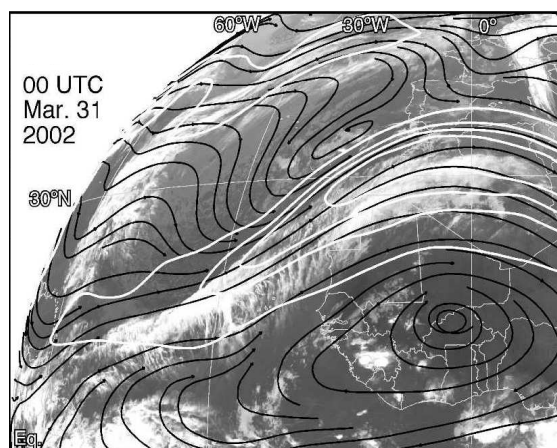


Abbildung 2.1: IR-Satellitenbild, Stromlinien (schwarz) und Isotachen (weiß, 30, 50, 60 und 70 m/s) auf der 345 K-Isentrope am 31. März 2002 um 00 UTC. Quelle: Knippertz (2005).

In diesem Kapitel wird der für diese Arbeit zu Grunde liegende Forschungsstand vorgestellt. Kapitel 2.1 geht dabei auf vorangegangene Studien ein, welche sich mit der Genese und Identifikation von Wolkenfahnen beschäftigt haben. Anschließend werden

verschiedene Formen von TEWs vorgestellt, wobei in der Realität im Allgemeinen eine Kombination mehrerer Erscheinungsformen von tropisch-extratropischen Wechselwirkungen zu beobachten ist. Der Fokus liegt dabei auf Studien, welche sich mit TEWs über Westafrika befasst haben. Im darauffolgenden Kapitel 2.2 werden Arbeiten vorgestellt, welche die verschiedenen Prozessen, die für die Entstehung tropischer Tiefdrucksysteme verantwortlich sind, untersucht haben. In Kapitel 2.3 wird das Projekt "Afrikanischer Monsun - Multidisziplinäre Analysen" (AMMA) vorgestellt und die Position der Arbeit innerhalb des Projektes erläutert. Aufbauend auf den angeführten Studien und den Zielen des AMMA-Projektes, werden in Kapitel 2.4 die Ziele der Arbeit formuliert.

2.1 Tropisch-extratropische Wechselwirkungen

a) Tropische Wolkenfahnen

In der Literatur ist eine Vielzahl von Fallstudien zu finden, welche sich mit der Genese und Struktur tropischer Wolkenfahnen beschäftigen. *McGuirk et al. (1987)* definierten sie wie folgt: „Tropische Wolkenfahnen“ sind zusammenhängende hohe oder mittelhohe Wolken, die sich über mehrere tausend Kilometer von den Tropen bis in die Subtropen erstrecken und dabei den 15. Breitenkreis überqueren. Sie entstehen aus einer anwachsenden konvektiven Aktivität innerhalb der Innertropischen Konvergenzzone (engl.: "Intertropical Convergence Zone", ITCZ), wobei sich die Bewölkung der oberen Troposphäre mit dem auf der Ostseite des Troges befindlichen Subtropenstrahlstrom (engl.: „subtropical jet“, STJ) nach Nordost ausbreitet und damit die Wolkenfahne bildet. Der obigen Definition folgend, studierten *McGuirk et al. (1987)* TPs mit Hilfe einer objektiven Analyse von Satellitenbildern hinsichtlich der Entwicklung, Auftrittshäufigkeit und -dauer über dem Ostpazifik (nördlich von 0°N, von 160°O bis zur Westküste Amerikas) und fanden im Mittel 6,6 Ereignisse pro Monat zwischen November und April, wobei ihre Anzahl mit einer sich verstärkenden Aktivität der ITCZ abnahm. Die Dauer eines solchen Phänomens schwankte zwischen mindestens zwei und maximal zehn Tagen.

Therpenier und Cruette (1981) untersuchten 3 Jahre (1976-1978) von GOES-1 Satellitenbildern (Geostationary Operational Environmental Satellite) und fanden 145 Fälle von massiven Wolkenbändern, welche sich vom subtropischen Ostpazifik bis zum westlichen Europa erstreckten. Ihre Längen betragen zwischen 4000 und 16000km und ihre Breiten zwischen 400 und 1200km. Die Zahl der Ereignisse häuften sich zeitlich gesehen im Winter mit einem Maximum von November bis April, sodass im Durchschnitt neun Wolkenbänder pro Monat beobachtet wurden. Räumlich gesehen entstand die Mehrheit der TPs im Ostpazifik zwischen 5 und 25°N und 160 bis 100°W. In einer Studie von *McGuirk et al. (1988)* lieferte eine Kombination verschiedener Analyse- und Satelliten-daten eine dreidimensionale Beschreibung einer tropischen Wolkenfahne während des First GARP (Global Atmospheric Research Program) Global Experiments im Januar 1979, welche die typischen Eigenschaften von TPs aufwies. Ein besonderes Merkmal

war die starke Austrocknung und Subsidenz innerhalb des Troges und ein starker Subtropenjet innerhalb des Wolkenbandes.

Kuhnel (1989) konstruierte mit Hilfe von NOAA-Satellitenbildern (National Oceanic and Atmospheric Administration), welche alle Längen beider Hemisphären abdeckten, eine TP-Klimatologie des fünfjährigen Zeitraums von 1979-1983. Die Wolkenfahnen entwickelten sich in bevorzugten Regionen wie dem Ostpazifik und dem Zentral- und Ostatlantik, wo in der Höhenströmung quasistationäre Langwellentröge zu beobachten sind. Diese ausgeprägten Westwindbereiche werden "westerly ducts" (duct=Röhre) genannt und erlauben transienten Störungen aus den mittleren Breiten in die Tropen vorzudringen. In verschiedenen Studien (*Iskenderian, 1995; Kiladis, 1998*) wurde gezeigt, dass das Vordringen von Trögen in die Tropen im Zusammenhang mit der äquatorwärtigen Ausbreitung von Rossbywellen steht. Zeitlich gesehen treten diese Rossbywellentröge am häufigsten zwischen November und März auf, wenn die obertroposphärischen Äquatorialwestwinde am stärksten sind (*Waugh und Polvani, 2000*).

Neben diesen angeführten Studien zur Auftrittshäufigkeit, -dauer und Entwicklung von Wolkenfahnen gibt es Untersuchungen hinsichtlich der dynamischen Ursachen der TP-Entwicklung. So stellten *Mecikalski und Tripoli (1998)* ein dynamisches Konzept vor, welches auf dem obertroposphärischen Ausströmen aus der tropischen Konvektion basiert. Der STJ an der Ostflanke des subtropischen Troges und die damit verbundene Divergenz im Jeteingangsbereich reduzieren die (quasi-)horizontale Trägheitsstabilität der oberen Atmosphäre bis hin zur Instabilität (insbesondere in den niederen Breiten). Nach dem Erhaltungsgesetz der potentiellen Vorticity werden Luftpakete, welche sich in einer trägheitsstabilen Atmosphäre nach Norden bewegen, antizyklonal abgelenkt und gleichzeitig zum Absinken gezwungen und somit wieder zurück nach Süden transportiert. In einer trägheitsinstabilen Atmosphäre hingegen können Luftmassen aus einer Konvektion nach Norden ausströmen und gewinnen dabei sogar Energie. Durch konvektiven Transport von östlichem Impuls der unteren Atmosphäre in das Ausströmniveau wird zusätzlich die obertroposphärische Trägheitsstabilität verringert und bei Erhalt der potentiellen Vorticity ein Ausströmen nach Norden ermöglicht. Diese polwärtige Verlagerung ist jedoch begrenzt, da die planetare Vorticity mit dem Sinus der geographischen Breite anwächst, wodurch mit zunehmender Breite die Trägheitsstabilität rasch anwächst. Daher liegt die Vermutung nahe, dass die Theorie der Trägheitsinstabilität als treibende Kraft für die Bildung der TP nur für den tropischen Teil der TP annehmbar ist. Die Theorie anwachsender Konvektion in Gebieten geringer Trägheitsstabilität verfolgten auch *Blanchard et al. (1998)*. Sie lokalisierten starke Divergenz und ageostrophische Beschleunigung in obertroposphärischen Niveaus, wo Trägheitsinstabilitäten in Bezug auf die Entwicklung von mesoskaligen konvektiven Systemen über den Zentral-USA auftraten. Die Bedeutung der Divergenz im Jeteingangsbereich für die Beschleunigung des STJ und für die Bildung von Konvektion wird auch in den Studien von *Ziv (2001)* und *Blackwell (2000)* vertreten.

Demgegenüber steht die Theorie von *Kiladis (1998)*, nach der die Entwicklung des Wolkenbandes auf die Advektion von Zirrus-Bewölkung im Ausströmniveau zurückzuführen ist. Diese Advektion kann jedoch nicht allein die Entstehung der TP begründen, da

sich die TP-Bewölkung meist schneller ausbreitet, als es die Windgeschwindigkeiten des Jets allein zulassen würden. Der mittlere und insbesondere der nördliche Teil der TP entsteht durch quasigeostrophischen Antrieb auf der Vorderseite (Ostseite) des Troges, wodurch die Hadleyzirkulation verstärkt und der STJ durch polwärtige Impulsflüsse beschleunigt wird (*Knippertz, 2005, 2007*). Für die Entstehung des südlichen Teiles der TP verfolgt *Knippertz (2005)* die Theorie von *Mecikalski und Tripoli (1998)* dass der Vertikaltransport von Ostimpuls aus der unteren Atmosphäre in das Ausströmniveau der Konvektion die Trägheitsstabilität bis hin zur Instabilität herabsetzt. Dadurch kann die aus der Konvektion ausströmende Luft weit nach Norden ausfließen und die TP initiieren.

b) Feuchtetransport und Niederschlag

Entlang der Wolkenbänder, im Jeteingangsbereich (Südostende des Troges) oder auch in der Region der subtropischen Zyklonogenese treten häufig außergewöhnlich starke Niederschläge auf. Trajektorienberechnung zeigen, dass die Luftpakete aus der unteren tropischen Luftmasse (700hPa), in einem antizyklonalen Bogen bis etwa 400hPa aufsteigen (*Knippertz, 2003b; Knippertz et al., 2003*). Erreicht die tropisch feuchte Luftmasse die Subtropen, werden häufig konvektive Niederschläge beobachtet. Diese sind angetrieben von Höhendivergenz, mitteltroposphärischer Feuchtekonvergenz und großskaliger Hebung. Die Konvektion kann durch orographisch bedingte Hebung an der Luvseite von Gebirgen und durch thermisch induziertes Aufsteigen über aufgeheizten erhöhten Flächen induziert bzw. unterstützt werden (*Knippertz, 2003b*) und führt so zu den beobachteten hohen Niederschlagsmengen innerhalb kurzer Zeiträume (*Fink und Knippertz, 2003*). Ein Beispiel eines Extremniederschlagsereignisses im März/April 2002 wurde von *Fink und Knippertz (2003)* und *Knippertz und Martin (2005)* untersucht. In Südmarokko und Westalgerien fielen innerhalb von 54 Stunden bis zu 72 mm Niederschlag, was in etwa zwei Drittel der mittleren Jahresniederschlagssumme in dieser Region entspricht. Dieses Ereignis war das Intensivste der letzten 25 Jahre. Ein anderes Extremereignis wurde im Senegal im Westen Westafrikas im Januar 2002 beobachtet. In Podor (16,65°N/14,97°W; Senegal) fielen 116 mm zwischen dem 9. und 12. Januar 2002. Diese Menge stellt gegenüber dem langjährigen Mittel von 1961-1990 mit 1mm im Januar eine beachtliche positive Anomalie von 115 mm dar (*Knippertz und Martin, 2005; Pohle, 2004*).

Die Kombination der Prozesse bzgl. Feuchtetransport und Niederschlagsgenese und großskaliger Zirkulation sind sehr vielfältig und von Fall zu Fall individuell zu analysieren (*Knippertz, 2007*). Dennoch können bestimmte dynamische und thermodynamische Prozesse bestimmten Regionen zugeordnet werden, welche im Folgenden aufgezählt und in Abbildung 2.2 schematisch dargestellt sind:

1. Obertroposphärischer quasigeostrophischer Antrieb für Konvektion an der Ostflanke des Trog im Jeteingansbereiches (dunkelgrauer Bereich)
2. Konvektive Instabilität durch Höhenkaltluft im Trog (hellgrauer Bereich).
3. Trägheitsinstabilität an der antizyklonalen Flanke des Jets (gestrichelte Ellipse).
4. Wechselwirkungen zwischen Konvektion und Trägheitsinstabilität im Ausström-niveau der Konvektion.
5. Mittel- und untertroposphärischer Feuchtetransport an der Westseite der Antizyklone im Jeteingangsbereich (dünne Pfeile).
6. Lokales Triggern von Konvektion.
7. Reine Advektion von konvektiv erzeugter Zirkusbewölkung.

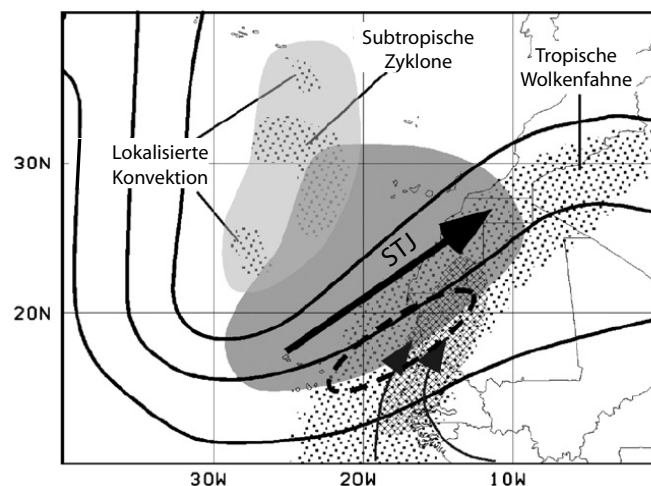


Abbildung 2.2: Schemazeichnung der synoptischen Situation während Niederschlagsereignissen über West Afrika in Verbindung mit einer obertroposphärischen Störung. Die dicken Linien zeigen den Höhentrog und die schraffierten Bereiche die verschiedenen Regionen mit Bewölkung. Weitere Erklärungen sind dem Text zu entnehmen. Nach Knippertz (2007).

c) Soudano-Sahara-Depression (SSD)

Der Begriff der Soudano Sahara Depression wurde in den 30er Jahren von britischen und französischen Meteorologen eingeführt (z.B. *Dubief und Queney, 1935*). *Dubief (1979)* und *Warner (2004)* beschrieben SSDs als Tiefdruckgebiete am Boden, welche sich, je nach Jahreszeit variierend, auf antizyklonalen Pfaden von der Sudanzone Westafrikas über die Sahara in die Mittelmeerregion bewegen. Nach *Nicholson (1981)* besteht der Hauptmechanismus der SDD-Verlagerung in der Kopplung der Wellenstörung in der

Ostströmung der unteren Troposphäre mit der Westströmung an der Ostseite eines subtropischen Höhentrog (Abbildung 2.3). Der Begriff der TP wird in ihrer Studie jedoch nicht explizit benutzt. SSDs treten überwiegend in den Übergangsjahreszeiten auf und verursachen durch Advektion von feuchter Luft an deren Ostseite (Issar, 1995) zum Teil starke Niederschläge in Nord- und Westafrika (Nicholson, 1981). Die Art der Kopplung zwischen der mittleren tropischen und der oberen subtropischen Zirkulation wird unter anderem in Knippertz (2003b) in Form einer Wechselwirkung zwischen einer AEW (engl.: “African Easterly Wave”) und einem extratropischen Höhentrog angeführt.

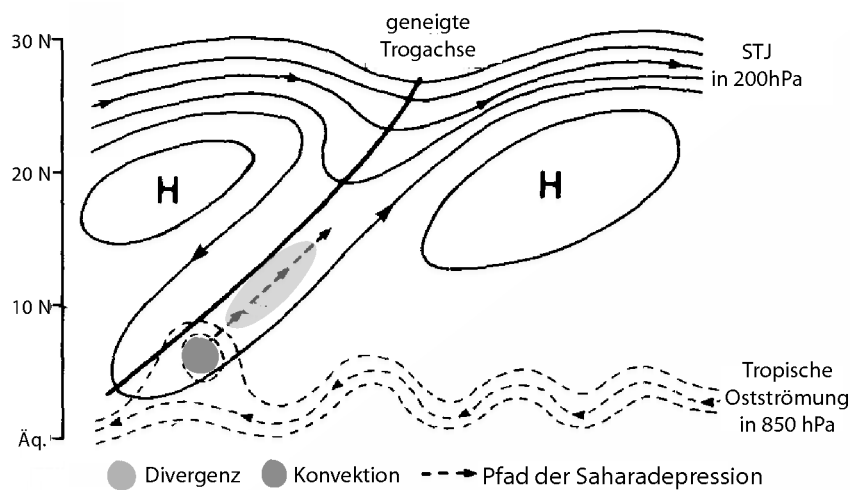


Abbildung 2.3: Schemazeichnung zur Verlagerung von SSDs. Die Pfeile zeigen die Verlagerung des Bodentiefs parallel zum STJ und dem ober-troposphärischen Divergenzbereich (hellgrau) an. Nach Nicholson (1981).

d) Subtropenzyklogeneese

Am subtropischen, zumeist antizyklonal gekrümmten Ende der Wolkenfahne wird auf deren Trogseite im Divergenzbereich des Jets häufig eine subtropische Zyklogenese beobachtet (siehe Abbildung 2.2). Diese Entwicklung geht meist mit Starkniederschlägen und frontrückseitiger Kaltluftadvektion einher. Diese Zyklonen verlagern sich mit dem Trog nach Osten. In einer Studie von Pedgley (1972) wird auf eine mögliche Kopplung von beobachteten, bei etwa 30°N parallel zur afrikanischen Mittelmeerküste ostwärts wandernden Tiefs an die beobachteten Höhenträge hingewiesen.

Thorncroft und Flocas (1997) untersuchten ein Beispiel einer Saharazyklogeneese im Februar 1988. Sie benutzten Isotachenfelder in 300 hPa zur Identifikation der Jets. Die potentielle Temperatur Θ auf der 1,5 PVU-Fläche (engl.: “Potential Vorticity Unit”) zeigt die Position der dynamischen Tropopause an und die Höhentemperaturgradienten weisen auf die Positionen des Polar und Subtropenjets hin. Zusammen mit dem Gradienten

von Θ in 850hPa als Indikator untertroposphärischer Baroklinität wurden so die dynamisch signifikanten Regionen für die Zyklogense identifiziert. *Thorncroft und Flocas (1997)* fanden heraus, dass die PV-Anomalien eine signifikante Tiefenwirkung, das heißt einen Effekt auf die (weit) darunter befindliche Strömung aufweisen müssen, um mit der untertroposphärischen Baroklinität wechselwirken und somit eine Zyklogense initiieren zu können. Die Anomalie der potentiellen Vorticity wird lokal durch 2 Parameter bestimmt. Das ist zum einen die relative Vorticity und zum anderen die statische Stabilität $d\Theta/dp$. Dabei werden bei einer positiven PV-Anomalie, wie sie bei einem in die Tropen vorgedrungenen Trog zu finden sind, die Isentropen unterhalb dieser Anomalie angehoben und oberhalb abgesenkt. Dadurch nimmt die statische Stabilität zu.

Im Zusammenhang mit dieser Zyklogense beobachteten sie die Entstehung einer Bodenkaltfront, welche mit einem Temperaturrückgang (Kaltluftvorstoß), dem Anstieg der Windgeschwindigkeit und dem raschen Rückgang der Sichtweite (Staubaubreitung) einherging. Niederschlag wurde jedoch nicht in Verbindung mit dieser Kaltfront beobachtet. Staubaubreitungen hinter Kaltfronten in tropischen Breiten wurden auch über Australien (z.B. *Smith et al., 1995*) und China (z.B. *Chen et al., 1992*) beobachtet. *Fink und Knippertz (2003)* greifen das Thema der Sekundärzyklogense nach *Thorncroft und Hoskins (1990)* bei der Untersuchung einer Zyklogense östlich des Hohen Atlas im Frühjahr 2002 auf.

e) Kaltluftvorstoß und Staubaubreitung

Kaltluftvorstöße, oder auch “cold surges” sind untertroposphärische Ausbrüche von extratropischer Kaltluft in die Subtropen und Tropen. Sie treten östlich von Gebirgen mit einer Nord-Süd-Orientierung vor allem in den Wintermonaten der jeweiligen Hemisphäre auf (*Garreaud, 2001*). Voraussetzung ist die West-Ost-Passage einer extratropischen Störung. Auf der Rückseite der Störung befindet sich ein Bereich kalter Luft, wodurch sich nach der Passage der Störung ein polwärtiger Druckgradient ausbildet. Die äquatorwärtige Bewegung der Kaltluft erfolgt in Form einer flachen Kaltluftzunge parallel zum Gebirgskamm, welche durch starke Meridionalwinde und niedrige Taupunkte hinter der führenden Kaltfront gekennzeichnet ist (*Garreaud, 2001*). Luftmassenkonvergenz an der Kaltfront führt häufig zu Konvektion und damit verbundenen Niederschlägen. Des Weiteren können diese Kaltluftvorstöße Staubaubreite verursachen (*Knippertz und Fink, 2006; Slingo et al., 2006; Thomas et al., 2009*), welche in verschiedenen Spektralbereichen der Satellitendaten als lange, schnell wandernde Staubfronten zu erkennen sind und neben den erwähnten Eigenschaften eines Kaltluftvorstoßes mit einem drastischen Rückgang der Sichtweite verbunden sind.

Während des SAMUM Projektes (Saharan Mineral Dust Experiment) im Jahr 2006, welches unter anderem die Erforschung von Staubaubreiten als Ziel hatte, wurden zwischen dem 12. Mai und dem 07. Juni 2006 drei Staubaubreite über Nordwestafrika beobachtet. Diese gingen mit subtropischen Höhenträgen, Lee-Zyklogenese und Kaltluftvorstößen einher (*Knippertz et al., 2009b, 2007*). In diesen synoptischen Situationen

führt eine vertikale Windscherung dazu, dass die über dem erhöhten Gelände ausgelöste Konvektion in Richtung des Gebirgsvorlandes auf der Ostseite des Atlas geblasen werden. Die Verdunstung des durch die trockenheiße planetare Grenzschicht fallenden Niederschlages (flüssig und Eis) begünstigt die Bildung von so genannten “density currents” (Dichteströmungen), welche sich beschleunigend, entlang des abfallenden Geländes in Richtung der Sahara bewegen (Abbildung 2.4). Der Antrieb hierfür ist der Dichte- und damit der Druckunterschied zur Umgebung. Die Front dieser Dichteströmung geht mit turbulenten Winden und oft mit Staubmobilisation einher, welche in den verschiedenen Spektralbereichen von Satellitenprodukten gut zu sehen ist.

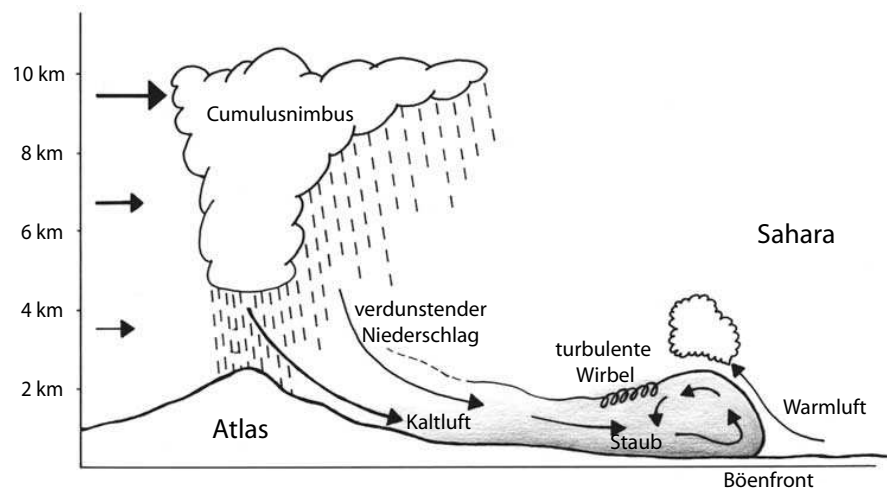


Abbildung 2.4: Schemazeichnung zur Auslösung von Staubfronten an der Lee-Seite des Atlas. Nach Knippertz et al. (2007).

f) Beeinflussung des westafrikanischen Hitzetiefs und der Position der Innertropischen Diskontinuität (ITD)

Das Westafrikanische Hitzetief oder auch Saharatief entsteht durch die Erwärmung der unteren Atmosphäre und der daraus resultierenden Hebung der Druckflächen und Divergenz darüber. Wie von Knippertz und Fink (2008) angemerkt, ist das Tief nicht von zirkulärer Form, sondern weist je nach Jahreszeit eher die Form einer zonal orientierten Tiefdruckrinne auf. Der typische Tagesgang des Hitzetiefs ist in Racz und Smith (1999) beschrieben. Das Druckminimum in Kombination mit dem Temperaturmaximum ist am Spätnachmittag bzw. Abend zu finden, wenn die Grenzschicht mächtig und gut durchmischt ist. Dagegen sind die Minimumtemperaturen und der maximale Druck in den Nacht- und Morgenstunden kurz vor Sonnenaufgang zu verzeichnen. Um diese Zeit ist der bodennahe Wind oberhalb der Bodeninversion am stärksten ausgeprägt.

Im Allgemeinen treten am Südrand des westafrikanischen Hitzetiefs zwischen dem Boden und 700hPa die stärksten Aufwärtsbewegungen auf. Diese sind eine Folge des Erwärmens der unteren Atmosphäre und der Konvergenz von Südwestmonsun und der

Nordostströmung des Harmattan (*Lavaysse et al., 2009*). Diese Konvergenzzone wird als ITD oder auch Monsuntrog (*Buckle, 1996*) bezeichnet.

Subtropische Einflüsse auf die Position des Westafrikanische Hitzetief können von verschiedener Natur sein. Eine Möglichkeit ist die äquatorwärtige Verschiebung des Saharatiefs. Dabei wird aufgrund eines Kältevorstoßes aus der Mittelmeerregion auf der Rückseite einer subtropischen Störung durch die Ausprägung eines Sekundärhochs das Bodentief nach Süden gedrängt (vgl. hierzu Abschnitt 2.1e). Die andere Art der Beeinflussung des Saharatiefs drückt sich in der Unterbindung des Nordostpassates in großen Teilen Westafrikas aus. Dabei verlagert sich das Hitzetief polwärtig und verstärkt sich dabei, was wiederum zu einer weit nach Norden reichenden und verstärkten Monsunströmung und gegebenenfalls zu (Trockenzeit-)Niederschlägen führt (*Knippertz und Fink, 2008*). *Sultan und Janicot (2000)* brachten die abrupte Verlagerung der ITD nach Norden mit der Ost-West-Passage von Tiefdruckgebieten in Verbindung, deren Periodizität 20 bis 40 Tage beträgt.

In einer Studie von *Flamant et al. (2007)* wird auf den Einfluss der Stärke des Hitzetiefs auf die Intensität der Monsunzirkulation, die Position der ITD und damit auf den Feuchtehaushalt Westafrikas eingegangen. Bei der Entwicklung des Saharatiefs sind Absinkbewegungen in Verbindung mit adiabatischer Kompression in Kombination mit Trockenkonvektion über aufgeheiztem Untergrund die primären Faktoren. Ein sekundärer Faktor stellt die staubgeladene, durch solare Einstrahlung aufgeheizte bodennahe Grenzschicht dar. Die Präsenz dieser Staubschicht in Kombination mit hohen Bodentemperaturen bewirken eine einzigartige Destabilisierung der Mischungsschicht über der Sahara. Des Weiteren wird der Effekt des "Atlas pumping" als ein Hitzetief beeinflussender Effekt angeführt. Dabei wird Luft entlang des unteren Astes einer Zirkulationszelle an den Atlas herangeführt, steigt auf und fließt entlang des oberen Astes zurück in die entfernteren Regionen über der Sahara. Durch Subsidenz dieser Luftmassen und der damit verbundenen adiabatischen Erwärmung und Kompression wird die Entstehung von Wolken von oben gedeckelt, beziehungsweise sogar unterdrückt, wie es im Saharatief der Fall ist.

Couvreux et al. (2010) beschrieben das Phänomen des Monsunpulses im Mai 2006. Dabei folgt auf ein sich verstärkendes Hitzetief (Erhöhung des Druck-, Temperatur- und Feuchtegradienten in Nord-Süd-Richtung) über dem westafrikanischen Kontinent eine verstärkende Monsunströmung nach Norden, welche unter anderem an einer nach Norden verlagerten ITD erkennbar ist. Die damit verbundene Feuchteadvektion unterstützt die Bildung von Niederschlag. Aufgrund der Verdunstungsabkühlung nach einem Niederschlagsereignis steigt der Druck, wodurch sich wiederum die feuchte Südwestströmung abschwächt. Daraufhin verlagert sich die ITD wieder nach Süden und die Verstärkung des Saharatiefs kann von Neuem beginnen. Bei dieser Betrachtung der "Hitzetief-Monsun-Schaukel" wurde jedoch nicht auf die Existenz einer extratropischen Störung in der Höhe eingegangen.

Während des Monsuns 2006 wurden im Hoggar-Gebirge, südlich des Gipfels Tahat (3305m) an den Stationen Tamanrasset (5,5°O/22,8°N) und Assekrem (5,6°O/23,3°N) in Algerien zwischen dem 23. und 27. Juli 26,5 und 43 mm gemessen. Diese Werte ent-

sprechen 45 und 23% des Jahresniederschlags von 2006 an diesen Stationen. Mehrere grossskalige Umgebungsbedingungen führten nach *Cuesta et al., 2009* zu diesen Regenmengen: Einen Tag bevor und während des nordwärtigen Monsunpulses wurde die Monsunströmung durch a) eine mitteltroposphärische Südostströmung an der Rückseite eines AEW-Troges und b) eine untertroposphärische Südwestströmung an der Südostflanke des beobachteten Hitzetiefs verstärkt. Zusätzlich trugen Kaltluftausbrüche zu einer Verlagerung der ITD nach Norden bei, sodass das Monsunsystem das Hoggar-Gebirge erreichen konnte. Zwei Tage später zog sich die ITD mit dem Auftreten von Nordwinden vor einem zweiten AEW-Trog wieder nach Süden zurück und die Niederschläge endeten.

2.2 Entwicklung tropischer Tiefdrucksysteme

In der Literatur gibt es zahlreiche Studien zur Entwicklung von bodennahen Tiefdruckgebieten. So untersuchte beispielsweise *Godson (1948)* orographisch und thermisch induzierte Tiefdruckgebiete bezüglich ihrer Entwicklung und Intensität. Demnach intensiviert sich ein Tief, wenn a) Warmluftadvektion in der unteren Atmosphäre die Kaltluftadvektion in der oberen Troposphäre und Stratosphäre überkompensiert, b) ein divergenzfreies Niveau in der unteren Atmosphäre und ausreichende Divergenz darüber existiert, sodass Absinken im Tropopausenniveau und darüber erzeugt wird und c) die Luft im Warmsektor potentiell instabil geschichtet und sehr feucht ist, insbesondere wenn die Luftpakete gehoben werden (z.B. Okklusion). Diagnostisches Mittel war die "isobare Tendenzgleichung", welche die Änderung des Bodendruckes als Integral über die Atmosphäre infolge horizontaler Temperaturadvektion, Vertikalbewegungen und diabatischer Prozesse beschreibt. Allerdings war die Quantifizierung der diabatischen Prozesse nicht möglich.

Diese Form der Drucktendenzgleichung griff *Kong (2006)* auf, um die Genese und Weiterentwicklung des Hurrikans Vince im Oktober 2005 zu untersuchen. Seine Gleichung zeigt deutlich den Zusammenhang zwischen Temperaturadvektion, statischer Stabilität, Vertikalbewegung, diabatischem Heizen und deren Effekte auf die Bodendrucktendenz. Jedoch konnte auch er den diabatischen Anteil an der Bodendrucktendenz nur qualitativ einschätzen.

Ein anderer Ansatz, um die Entwicklung von Tiefdruckgebieten zu untersuchen, ist die Berechnung der Geopotentialtendenz in Bodennähe (z. B. *Hirschberg und Fritsch, 1991a,b, 1993; Steenburgh und Holton, 1993*), welche aus der Temperaturtendenz in der Luftsäule (Integral der Temperaturtendenz vom Boden bis zum Oberrand der Atmosphäre) und der Geopotentialtendenz am Oberrand der Atmosphäre resultiert. So trägt Erwärmung (Abkühlung) zu fallendem (anwachsendem) Geopotential in Bodennähe bei (*Hirschberg und Fritsch, 1993*). Die Änderung der Temperatur in der Luftsäule ist wiederum von der horizontalen Advektion der Temperatur, der Atmosphärenschichtung und Vertikalbewegung und der diabatischen Prozesse abhängig.

In diesen vorgestellten Studien dienten die hydrostatischen Grundgleichung, die ideale Gasgleichung und der erste Hauptsatz der Thermodynamik als Ausgangspunkt für die Untersuchungen.

Bezüglich der Dynamik am Oberrand der Atmosphäre, d. h. der Geopotentialtendenz am Oberrand der Atmosphäre bzw. am oberen Integrationsrand sind in der Literatur verschiedene Aussagen zu finden. So nahm *Raethjen (1939)* an, dass die Drucktendenz in etwa 30 km nahezu Null sei (z-System). Andere Studien besagen, dass die Tendenzen der geopotentiellen Höhe oberhalb des höchsten zur Verfügung stehenden Niveaus vernachlässigbar sind (*Tsou et al., 1987; Boyle und Bosart, 1986; Hirschberg und Fritsch, 1991a,b*), bzw. dass diese Tendenzen im Niveau $p=0$ verschwinden. *Hirschberg und Fritsch (1993)* sprechen von der Existenz eines Niveaus mit vernachlässigbarer Dynamik (engl.: „Level of insignificant dynamics“, LID), unterhalb dessen alle ageostrophischen Zirkulationen auftreten, die Luftmassen aus einer Luftsäule evakuieren können.

In einer Studie von *Knippertz und Fink (2008)* wurde die von *Kong (2006)* vorgestellte Drucktendenzgleichung aufgegriffen und auf ein Beispiel einer Tiefdruckentwicklung über dem tropischen Westafrika angewendet. Allerdings war auch in diesem Fall die Berechnung aller Terme der Gleichung nicht möglich. Die qualitative Abschätzung des Beitrages der diabatischen Prozesse an der beobachteten Drucktendenz erfolgte mit Hilfe von Anomalien der thermischen Nettostrahlung am Oberrand der Atmosphäre. Die Annahmen der Existenz des LID wurden von *Knippertz und Fink (2008)* übernommen. Darauf folgende Einwände von *Spengler und Egger (2009)* hinsichtlich dieser Annahme der Existenz eines LID wurden von *Knippertz et al. (2009a)* für diese Fallstudie überprüft. Sie erkannten, dass die Annahme, es existiere eine nahezu starre Obergrenze der Atmosphäre, nicht zutrifft.

Ein weiterer anzuführender Punkt ist, dass in keiner der angeführten Studien der Einfluss des Niederschlages auf den Bodendruck berücksichtigt wurde. *Spengler und Egger (2009)* regten dies in ihrem Kommentar zu *Knippertz und Fink (2008)* an.

2.3 AMMA - Afrikanischer Monsun - Multidisziplinäre Analysen

Das internationale Projekt AMMA startete 2004 mit dem Ziel, die Kenntnisse und das Verständnis des Westafrikanischen Monsuns (WAM) und seiner Variabilität mit dem Fokus auf täglicher bis interannualer Zeitskala zu verbessern. Für viele Teilnehmer endete das Projekt im Dezember 2009, jedoch wird es als internationales französisch-afrikanisches Projekt weitergeführt. Es wird und wurde gefördert von der Europäischen Union und national geförderten Einrichtungen hauptsächlich in Frankreich, Großbritannien und den USA (*Redelsperger et al., 2006*).

Der dramatische Wechsel im Sahel von den feuchten 50er und 60er Jahren zu den trockenen Bedingungen in den 70er, 80er und 90er Jahren war das stärkste der interdekadischen Signale auf der Erde im 20. Jahrhundert. Die interannualen Variationen in den letzten Dekaden führten zu extrem trockenen Jahren mit verheerenden Folgen für Umwelt und Sozialwirtschaft. In den agrarisch geprägten, direkt vom Niederschlag abhängigen Nationen Westafrikas hat solch ein abrupter Rückgang des Niederschlages dramatische Folgen für die rasch anwachsende Bevölkerung und die Wirtschaft der Länder. Fragen bezüglich Landdegradation, Lebensmittel- und Trinkwassersicherung und Zukunftsfähigkeit werden immer bedeutsamer.

Die Motivation zu diesem Projekt lag zum einen in der Grundlagenforschung bzgl. der Dynamik und der räumlichen und zeitlichen Variabilität der Monsunsystems und zum anderen in der sozialen Notwendigkeit der verbesserten Vorhersage des Monsuns und dessen Auswirkungen auf die westafrikanischen Nationen. Durch interdisziplinäre Forschung in AMMA sollten Strategien entwickelt werden, um die sozioökonomischen Auswirkungen der Monsunvariabilität zu reduzieren. Dadurch ergaben sich für das Projekt folgende Zielsetzungen:

- Die Verbesserung des Verständnisses des WAM und dessen Einflüsse auf die physikalischen, chemischen und biologischen Umgebungsbedingungen auf regionaler und globaler Skala.
- Wissenschaftliches und interdisziplinäres Arbeiten, welches die Variabilität des WAM in Bezug zu (Land-)Wirtschaft, Gesundheit, Wasserverfügbarkeit, Nahrungsmittelsicherung und Demographie der westafrikanischen Nationen setzt.
- Definition und Realisierung von relevanten Beobachtungs- und Vorhersagestrategien.

Wissenschaftler aus 28 Ländern, welche in mehr als 40 nationalen und internationalen Einrichtungen organisiert sind, beteiligten sich an der Forschungsarbeit in AMMA.

Diese Vielzahl an afrikanischen, europäischen und nordamerikanischen Organisationen macht eine adäquate Organisation des Projektes notwendig¹. Daher ist die Durchführung von AMMA in vier Bereiche unterteilt: Forschung, Darlegung der Ergebnisse, Bildung und Managementaktivitäten.

Die breit gefächerten Aktivitäten der Atmosphärenforschung sind innerhalb des Projekts nochmals in folgende Bereiche unterteilt:

1. Fachübergreifende Wissenschaften: Studien der großskaligen Prozesse in der Atmosphäre, die den WAM beeinflussen und Grundlagenforschung bezüglich des Wasserkreislaufes und der Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Landoberfläche über Westafrika.
2. Prozessstudien: Studien zu Atmosphärendynamik, Konvektion, chemischen Prozessen und Ozeanographie auf kleiner und mittlerer Skala.
3. Folgenforschung: Einfluss der Änderung des WAM-Systems auf Landwirtschaftliche Erträge, Wasserressourcen, Auswirkungen auf die Gesundheit und die Anpassung der Bevölkerung an die veränderten Umgebungsbedingungen.
4. Werkzeuge und Methoden: Erhebung und Archivierung verschiedenster Datensätze für die oben genannten Studien mit Hilfe von organisierten Feldmesskampagnen, der Erstellung einer Datenbank, der Aufbereitung von Satellitendaten, Modellevaluierungen und Datenassimilation.

Diese Bereiche sind nochmals in einzelne Arbeitsgruppen (WP, engl.: "Work Packages") unterteilt. Die Aktivitäten der Autorin dieser Arbeit zielten auf Beiträge zu den Arbeitsgruppen WP 1.1 "Westafrikanischer Monsun und globales Klima" (in "Fachübergreifende Wissenschaften"), WP 2.1 "Konvektion und atmosphärische Dynamik" (in "Prozessstudien") und WP 4.2 "Feldmesskampagnen" (in "Werkzeuge und Methoden").

Die vorliegende Arbeit ist in die Arbeitsgruppe "Konvektion und atmosphärische Dynamik" einzuordnen, wobei der Untersuchungszeitraum in 2006 außerhalb des voll ausgeprägten Monsuns liegt, das heißt in der Trockenzeit und in den Übergangsjahreszeiten zwischen Trocken- und Regenzeit. Dadurch soll ein Beitrag zum Verständnis der Niederschlagsgenese geleistet werden, welcher nicht direkt im Fokus des Projektes steht (Monsundynamik und -niederschläge), jedoch für das Verständnis der Niederschlagsverhaltens während des gesamten Jahres und die daraus resultierenden Folgen für die Bevölkerung von großer Bedeutung ist. Daraus ergeben sich folgende Ziele der vorliegenden Arbeit, welche im anschließenden Kapitel vorgestellt werden.

¹ausführlicher Forschungs- und Durchführungsplan unter http://www.amma-international.org/article.php3?id_article=248

2.4 Ziele und Aufbau der Arbeit

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit der Untersuchung von beobachteten Wechselwirkungen zwischen der tropischen und der extratropischen Zirkulation des Jahres 2006. Der überwiegende Teil der in Kapitel 2.1 vorgestellten Ergebnisse befasst sich nicht direkt mit den Kopplungsmechanismen zwischen den tropischen und den extratropischen Zirkulationsmustern. Vielmehr steht die Analyse des beobachteten Phänomens im Vordergrund ohne auf die synoptischskalige Zirkulation einzugehen, in welche es eingebettet ist. Daraus formuliert sich das Ziel, die Phänomene nicht nur nach ihrer Erscheinungsform zu charakterisieren, sondern vielmehr die Kopplungsmechanismen zu analysieren und eventuelle konzeptionelle Modelle bzgl. der Kopplungsart vorzustellen bzw. in der Literatur bereits vorgestellte Modelle aufzugreifen und weiter zu entwickeln.

Als erstes werden die Tage mit einer tropisch-extratropischen Wechselwirkung identifiziert. Dafür werden die Infrarot(IR)-Satellitenbilder analysiert und die Tage mit einer TP über Westafrika, als markantes optisches Zeichen einer TEW, notiert. Als zweiter Schritt folgt die Analyse der Höhenströmung. Dadurch werden Tage mit einem Trog in der oberen Troposphäre identifiziert, auch wenn keine TP sichtbar ist. Aufeinanderfolgende Tage werden im dritten und letzten Schritt zu Ereignissen zusammengefasst. Aus der Zahl der TEW-Ereignisse werden drei ausgewählt, welche im Folgenden hinsichtlich der Wechselwirkungsmechanismen zwischen der tropischen und der extratropischen Zirkulation näher untersucht werden.

Ein Schwerpunkt dieser Arbeit bildet die Untersuchung von Hitzetiefentwicklungen während der Existenz eines Höhentrogens und einer vorgelagerten Wolkenfahne über Westafrika. Hierzu gibt es unter anderem die Studien von *Knippertz und Fink (2008)* und *Knippertz et al. (2009a)*, welche für diesen Schwerpunkt als Motivation dienen. Es werden zwei Ereignisse untersucht, welche eine gut ausgebildete TP aufweisen: ein Trockenzeitereignis im Februar 2006 und ein Ereignis in der Übergangszeit zwischen Trocken- und Regenzeit im Mai 2006. Im Gegensatz zum Februarfall stehen für den Zeitraum des zweiten Ereignisses im Mai 2006 spezielle Reanalysen des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) zur Verfügung, welche neben den operationellen Variablen spezielle Parameter beinhalten (im Folgenden als AMMA-Reanalysen bezeichnet). Beispielsweise sind diabatische Heizraten archiviert, sodass deren Einfluss auf die Bodendrucktendenz direkt berechnet werden kann. Mit Hilfe dieser Ergebnisse und der Untersuchung mit den ERA-Interim-Analysen des EZMW (operationelle Reanalysen; verfügbar von 1989 bis aktuell) soll die Frage beantwortet werden, ob es gerechtfertigt ist, die diabatischen Heizraten als Term der Drucktendenzgleichung als Residuum aus den anderen Termen zu berechnen.

Ein weiterer Schwerpunkt dieser Arbeit ist die Klärung der Frage nach den Kopplungsmechanismen zwischen der Strömung an der Vorderseite eines Höhentrogens, der mitteltroposphärischen Ostströmung und der Zirkulation in Bodennähe. Für die Fallstudie eines Ereignisses im Mai 2006 wird zunächst die Höhenströmung analysiert und der STJ lokalisiert. Im nächsten Schritt erfolgt nach *Fink und Reiner (2003)* eine AEW-Analyse

um die Frage nach einer AEW zwischen 600 und 700hPa zu beantworten. Die relativen Positionen von STJ, AEW-Trogachse, bzw. den zyklonalen Rotationszentren der AEW, und Bodentief zueinander ist dabei von großer Relevanz. Um die Feuchtequellen der beobachteten Feuchtkonvektion und des Niederschlages zu identifizieren und um den horizontalen und vertikalen Feuchtetransport zu verstehen, werden unter anderem Feuchtetransport- und Rückwärtstrajektorienberechnungen durchgeführt. Neben diesen Transportmechanismen wird auch auf lokale Faktoren der Niederschlagsbildung wie die Rolle der orographischen Gliederung des Untergrundes eingegangen.

Die Arbeit ist folgendermaßen strukturiert: In Kapitel 3 werden die in dieser Arbeit verwendeten Daten vorgestellt. Anschließend wird in Kapitel 4 die Drucktendenzgleichung hergeleitet, die einzelnen Terme erläutert und nach sinnvollen Näherungen die in dieser Arbeit verwendete Bodendrucktendenzgleichung angeführt. Die Methodik zur Identifikation der tropisch-extratropischen Wechselwirkungsereignisse für das Jahr 2006 wird in Kapitel 5 beschrieben und die analysierten Ereignisse tabellarisch aufgelistet. Der Ergebnisteil (Kapitel 6, 7 und 8) umfasst drei Fallstudien: Fall I: 06. bis 18. Februar 2006, Fall II: 19. bis 31. Mai 2006 und Fall III: 18. bis 30. Mai 2006. In jeder Fallstudie wird zunächst ein synoptischer Überblick gegeben. Danach werden die beobachteten Phänomene untersucht und die Ergebnisse kurz zusammengefasst und diskutiert. Da für den Zeitraum vom 15. Mai 2006 bis zum 14. Juni 2006 die AMMA-Reanalysen zur Verfügung stehen (Erläuterungen siehe Kapitel 3.2), werden die Untersuchungen des zweiten Ereignisses sowohl mit diesem Datensatz als auch mit dem beim EZMW verfügbaren ERA-Interim-Datensatz durchgeführt und deren Ergebnisse miteinander verglichen und diskutiert. Die Untersuchungen des Trockenzeitereignisses erfolgen mit den ERA-Interim-Daten des EZMW und die des dritten TEW-Ereignisses ausschließlich mit den AMMA-Reanalysen. Das abschließende Kapitel 9 enthält die Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse sowie einen Ausblick auf mögliche weitere Untersuchungen.

3 Daten

In diesem Kapitel werden die in dieser Arbeit verwendeten Daten vorgestellt. Dabei wird zwischen Beobachtungs-, Modell- und Satellitendaten unterschieden.

3.1 Beobachtungsdaten

3.1.1 Bodenbeobachtungen

Die Bodenbeobachtungen, auch SYNOP-Meldungen genannt, sind zu den synoptischen Terminen um 00, 06, 12 und 18 UTC verfügbar und enthalten die Angaben zu bodennaher Temperatur, Taupunkt, Druck, Horizontalwind, Niederschlag, Bedeckungsgrad und Art der Bedeckung und das Wetter der letzten Stunden. Probleme verschiedenster Art, wie Datenübermittlungsprobleme, Messausfälle infolge Instrumentendefekten oder Gegebenheiten politischen Ursprungs führen zu zum Teil großen Datenlücken. Diese fehlenden Daten sowohl innerhalb einer Zeitreihe an einzelnen Stationen als auch die dadurch herabgesetzte geringe räumlich Abdeckung Westafrikas mit Messstationen erlauben nicht immer eine uneingeschränkte Analyse der bodennahen meteorologischen Gegebenheiten.

Abbildung 3.1 zeigt beispielhaft die Stationen, deren Meldungen zwischen dem 18. Mai 2006 und dem 25. Mai 2006 zumindest zu einem Termin in die Datenbank der WMO (engl.: "World Meteorological Organization") eingegangen sind. An dieser Karte ist der große Bereich über der Westsahara mit sehr geringer Stationsdichte zu erkennen. Dennoch werden die vorhandenen und qualitätsgeprüften Meldungen hinzugezogen, um die Modelldaten des EZMW hinsichtlich verschiedener Parameter einschätzen zu können.

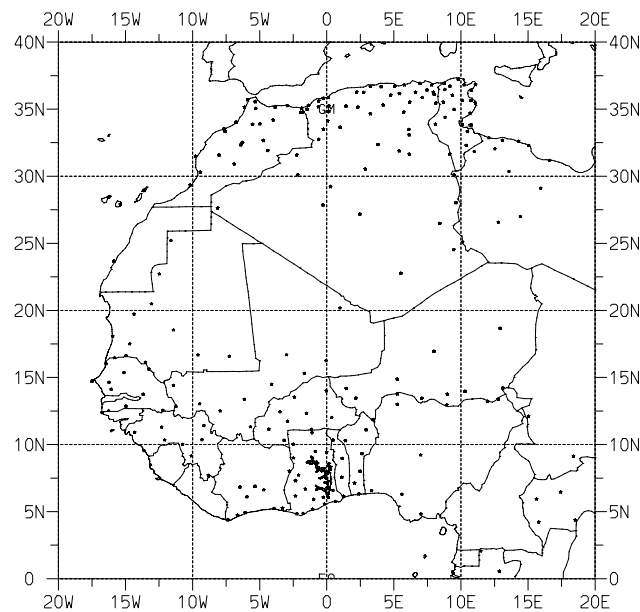


Abbildung 3.1: Synoptische Stationen, deren Meldungen zwischen dem 18. und 25. Mai 2006 für mindestens einem Termin in die Datenbank der WMO eingegangen sind.

3.1.2 IMPETUS-Stationsdaten in Marokko

Im Rahmen des Projektes IMPETUS (Integratives Management-Projekt für einen effizienten und tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika) wurden seit 2001 bodengebundene Messungen unter anderem in Marokko durchgeführt. Die zum Zeitpunkt des Schreibens noch aktiven Stationen befinden sich im Flusseinzugsgebiet des Drâa, welches sich vom Hohen Atlas bis zum Atlantik erstreckt und durch eine starke orographische Gliederung charakterisiert ist. An den Stationen wird mit einer zeitlichen Auflösung von zehn bzw. 15 Minuten die Windstärke und -richtung, Temperatur und Taupunkt, verschiedene Strahlungsparameter, Bodentemperatur und -feuchte und Niederschlag gemessen.

3.1.3 Radiosondendaten

Vor dem Start von AMMA im Jahr 2004 war das westafrikanische Messnetz hinsichtlich Bodenbeobachtungen und Atmosphärenmessungen in einem sehr schlechten Zustand. Mit Hilfe des Projektes wurden in Westafrika meteorologische Stationen aufgebaut, reaktiviert und/oder erneuert, sodass während der Monsunzeit 2006 sowohl in räumlicher als auch in zeitlicher Hinsicht eine Dichte an Messstandorten und -werten erreicht wurde, welche mit Europa, Asien und Nordamerika vergleichbar ist (Fink et al., 2010). Insgesamt erfolgten innerhalb von vier Jahren von Ende 2005 bis 2009 mehr als 13500

Radiosondenaufstiege, was für Westafrika einmalig ist. Abbildung 3.2 zeigt die aktiven Radiosondenstationen während einer Intensivmessphase im August 2006 und die Anzahl der geplanten Aufstiege pro Tag. Abbildung 3.3 veranschaulicht die deutlich sichtbare Steigerung Anzahl der Aufstiege vom August 2005 (rot) zum August 2006 (schwarz), welche in das globale Telekommunikationssystem (engl.: “Global Telecommunication System”, GTS) gesendet wurden (Fink et al., 2010).

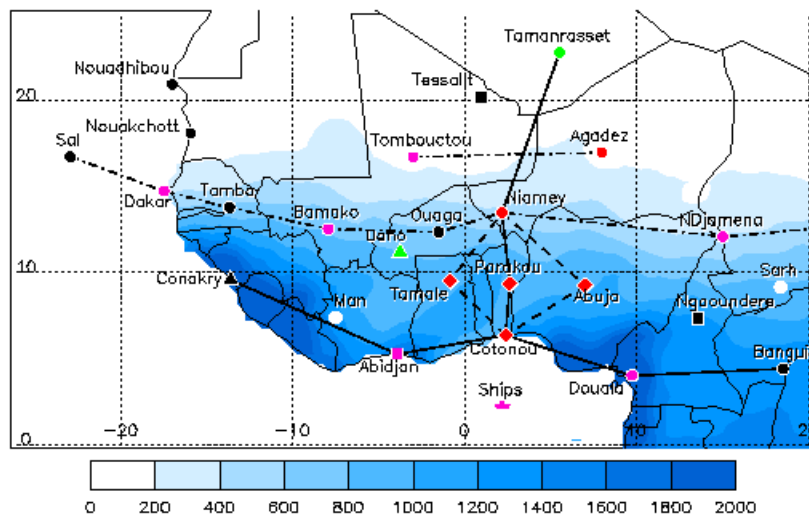


Abbildung 3.2: Position der Radiosondenstationen. ‘Tamba’ ist Tambacounda und ‘Ouaga’ ist Ouagadougou. Kreise markieren die etablierten Stationen, Rauten die neuen AMMA-Stationen, Vierecke die reaktivierten Stationen und Dreiecke die nur in 2006 aktiven Stationen. Farben kennzeichnen die geplanten Aufstiege pro Tag: weiß bedeutet 1x pro Tag ohne GTS-Verbindung, schwarz 1x pro Tag, orange 2x pro Tag, grün 4x pro Tag bzw. variabel und rot bedeutet 4x pro Tag während der drei besonderen Beobachtungsperioden und 8x pro Tag während der Intensivmessphase (reproduziert von und nähere Informationen in Parker et al., 2008)

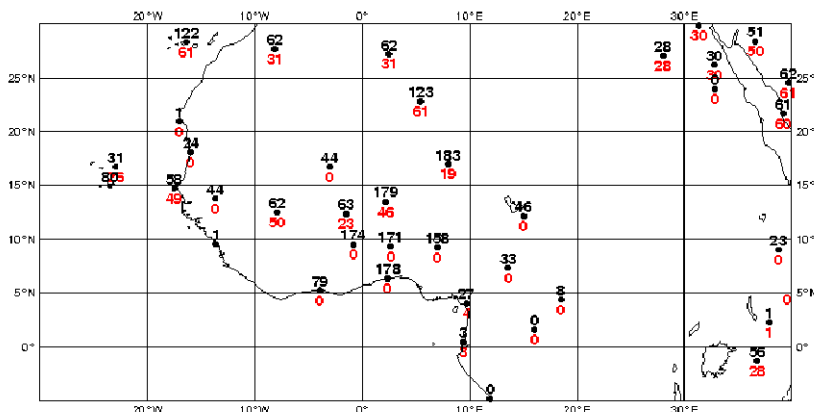


Abbildung 3.3: Anzahl der im August 2005 (rot) und 2006 (schwarz) in das GTS eingegangenen Radiosondenaufstiege. Quelle: Fink et al. (2010)

Es wurden zwei Typen von Radiosondensystemen benutzt: a) Sonden des Typs M2K2 und M2K2P der Firma MODEM mit Sitz in Frankreich und b) das Radiosondensystem der finnischen Firma Väisala mit den Radiosondentypen RS80 und RS92. Ein bekanntes Problem der letztgenannten Sonden ist die systematische Unterschätzung der Feuchte. *Nuret et al. (2008)* evaluierten die Feuchte der beiden Radiosondentypen mit unabhängigen Bodendaten. Sie fanden bei den RS80 Sonden, beispielsweise für Niamey (Niger), eine klare Unterschätzung des niederschlagbaren Wasser von $-7,9 \text{ kg m}^{-2}$ am Tag und etwas geringeren Werten von $-5,5 \text{ kg m}^{-2}$ in der Nacht. Im Mittel wies dieser Radiosondentyp eine Feuchteunterschätzung von 6 kg m^{-2} auf (*Bock und Nuret, 2009*). Die neueren RS92 Sonden zeigten an dieser Station am Tag eine geringe Unterschätzung mit $-0,9 \text{ kg m}^{-2}$ und eine Überschätzung des niederschlagbaren Wassers in der Nacht mit $1,8 \text{ kg m}^{-2}$. Die Profile dieses Radiosondentyps wurden erfolgreich hinsichtlich der Feuchte korrigiert und in der AMMA-Datenbank¹ archiviert und für die AMMA-Gemeinschaft bereitgestellt (*Nuret et al., 2008*). Da Informationen zum systematischen Fehler der Messung der MODEM-Sonden nicht bekannt sind (*Fink et al., 2010*), stehen für diesen Sondentyp keine feuchtekorrigierten Daten in der AMMA-Datenbank zur Verfügung. *Augustí-Panareda et al. (2009a)* entwickelten eine Konzept für die Feuchtekorrektur aller Radiosondentypen. Diese statistische Methode schätzt den Fehler als Funktion der Feuchte, dem Winkel der solaren Einstrahlung, dem Sondentyp und Druck ab und benutzt den “first guess” des EZMW-Modells und die Nachtaufstiege der RS92-Sonden als Referenz. Dadurch konnten die Radiosondenaufstiege beider Systeme in die Berechnung der AMMA-Reanalysen (siehe Kapitel 3.2) eingehen.

Wie aus Abbildung 3.4 zu entnehmen ist, sind für die meisten Stationen die Daten der Radiosondenaufstiege nicht nur auf den Standard- und signifikanten Niveaus verfügbar, sondern auch als hoch aufgelöste Atmosphärenprofile mit einer zeitlichen Auflösungen von einer bzw. zwei Sekunden. Das entspricht einer vertikalen Auflösung von 5 bzw. 10 m . Die aufgezeichneten Parameter sind Temperatur, Feuchte, dreidimensionaler Wind, Druck und die dreidimensionale Position der Sonde.

Die Daten aller zwischen 2005 und 2009 durchgeführten Radiosondenaufstiege, d.h. die hoch aufgelösten Atmosphärenprofile, die feuchtekorrigierten Daten der Radiosondenaufstiege der so genannten Väisala-Stationen und die aus den Aufstiegen extrahierten TEMP-Meldungen, wie sie in das GTS weitergeleitet wurden, sind in der AMMA-Datenbank archiviert. Sie werden zur Validierung der Modelldaten, unter Berücksichtigung der Feuchteüberschätzung in der Nacht bzw. -unterschätzung am Tag, herangezogen.

¹<http://amma-international.org/database>

Station name	WMO station ID	Lat [°N]	Lon [°E]	Altitude [m]	Frequency of AMMA soundings planned	High resolution data per day	pre-AMMA soundings per day
Sal	08594	16.73	-22.95	53	1	No	1
Tamanrasset	60680	22.80	5.43	1364	4	No	2
Agadez	61024	16.97	7.98	502	4 (8)	Yes	1
Niamey	61052	13.48	2.17	227	4 (8)	Yes	2
Tombouctou	61223	16.72	-3.00	264	2	Yes	0
Bamako/Senou	61291	12.53	-7.95	381	2	Yes	2
Nouadhibou	61415	20.93	-17.03	3	1	Yes	0
Nouakchott	61442	18.10	-15.95	3	1	Yes	0
Dakar/Yoff	61641	14.73	-17.50	24	2	Yes	2
Tambacounda	61687	13.77	-13.68	50	1	Yes	0
Conakry	61831	9.56	-13.61	48	1	Yes	0
Addis Ababa-Bole	63450	9.03	38.75	2354	1	No	1
Bangui	64650	4.40	18.52	366	2	Yes	0
N'Djamena	64700	12.13	15.03	295	2	Yes	0
Ngaoundere	64870	7.35	13.57	1104	1	Yes	0
Douala R.S	64910	4.02	9.70	15	2	Yes	2
Abuja	65125	9.25	7.00	344	4 (8)	Yes	0
Parakou	65330	9.35	2.62	393	4 (8)	Yes	0
Cotonou	65344	6.35	2.38	9	4 (8)	Yes	0
Tamale	65418	9.50	-0.85	173	4 (8)	Yes	0
Ouagadougou	65503	12.35	-1.52	306	2	Yes	1
Abidjan	65578	5.25	-3.93	8	2	Yes	0

Abbildung 3.4: Radiosondennetzwerk im August 2006. Quelle: *Augustí-Panareda et al. (2009b)*

3.2 Analyse- und Reanalysedaten des EZMW

Für die Identifikation und Untersuchung der tropisch-extratropischen Wechselwirkungen und der großskaligen Zirkulation werden verschiedene Gitterpunktsdatensätze des EZMW verwendet.

In Kapitel 5 "Identifikation der TEW-Ereignisse" werden die ERA-Interim Analysen (Boden- und Atmosphärendaten) mit einer horizontalen Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$ (höchste verfügbare Auflösung: $0,75^\circ \times 0,75^\circ$) und einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden verwendet. Dieser Datensatz ist für die Periode 1989 bis 2009 verfügbar. Die auf 60 vertikalen Modellniveaus vorliegenden Atmosphärendaten werden auf Druckniveaus zwischen 1000hPa und 10hPa mit einer Auflösung von 10hPa konvertiert.

Bei den anschließenden Fallstudien (Kapitel 6, 7 und 8) werden sowohl die ERA-Interim Analysen als auch die AMMA-Reanalysen des EZMW benutzt, welche für den Zeitraum 01. Mai bis 30. September 2006 zur Verfügung stehen. Für die Berechnung dieser Reanalysen wurde am EZMW eine neue Modellversion mit verbesserter Physik verwendet, in welches u. a. die hinsichtlich des Feuchtefehlers korrigierten und hoch aufgelösten Radiosondendaten der AMMA-Messkampagne assimiliert wurden (*Augustí-Panareda*

et al., 2009c). Für weiterführende Erläuterungen zur Entwicklung des Datenassimilations- und Vorhersagesystems des EZMW ist der Leser an dieser Stelle auf *Augustí-Panareda et al. (2009b)*; *Bechtold et al. (2008)*; *Mocrette et al. (2008)* und *Augustí-Panareda et al. (2009a)* verwiesen. Die Experimentläufe zeigen den positiven Einfluss des dichteren Messnetzwerkes während der Intensivmessphase, aber auch einen großen systematischen Fehler des Modells über der Sahara und dem Sahel, welches nur einen kurzzeitigen positiven Einfluss der zusätzlichen Beobachtungen auf die Modellvorhersage bewirkt. Neben den regulären Analysevariablen, wie zum Beispiel Temperatur, Wind, Feuchte und Geopotential, wurden für die Periode vom 15. Mai 2006 bis 14. Juni 2006 zusätzlich die Heizraten infolge diabatischer, subgitterskaliger Prozesse als 12-stündig akkumulierte Vorhersagevariablen berechnet und zusätzlich zu den Zwischenterminen (03, 06, 09, 15, 18 und 21 UTC) gespeichert. Dies sind Heizraten infolge subgitterskaliger Dissipation, horizontaler und vertikaler Diffusion, Strahlung, Konvektion und wolkenphysikalischer Prozesse. Die genaueren Beschreibungen dieser Terme sind in *Steinheimer et al. (2007)* nachzulesen. Die AMMA-Reanalysen liegen auf einem Gitter mit einer Maschenweite von $0,5^\circ$ auf 91 vertikalen Modellniveaus vor. Ebenso wie der ERA-Interim Datensatz wurden auch diese Daten auf Druckniveaus zwischen 1000hPa und 10hPa mit einer vertikalen Auflösung von 10hPa konvertiert. Die zeitliche Auflösung beträgt 3 Stunden. Die Maschenweite der Bodendaten beträgt ebenfalls $0,5^\circ$ und die zeitliche Auflösung drei Stunden. Die regulären Parameter der AMMA-Reanalysen, wie Temperatur, Wind, Feuchte und Geopotential, gibt es als Analysevariablen zu den synoptischen Hauptterminen um 00, 06, 12 und 18UTC und als 3-, 6-, 9- und 12-stündige Vorhersagevariablen ausgehend von 00 und 12UTC.

3.3 Satellitendaten

3.3.1 Satellitenbilder

Für die Identifikation der Tage mit einer Wolkenfahne über Westafrika stehen für das gesamte Jahr 2006 METEOSAT8- bzw. METEOSAT9-Satellitenbilder (engl.: "Meteorological Satellite") des Spektralkanals $10,8\mu\text{m}$ von EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites)² als Erdscheibenbilder in orographischer, planarer, äquatorialer Projektion zur Verfügung. Die räumliche Auflösung beträgt etwa $11\text{ km} \times 11\text{ km}$, die zeitliche 30 Minuten. Für den Zeitraum vom 13.04.2006 bis 03.11.2006 sind invertierte Bilder des Infrarot-Kanals (IR) $10,8\mu\text{m}$ von METEOSAT8 als äquidistant zylindrische Projektion für den Ausschnitt $28,8^\circ\text{W}$ bis $28,8^\circ\text{O}$ und $3,0^\circ\text{S}$ bis $43,0^\circ\text{N}$ mit einer räumlichen Auflösung von ca. $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ am Subsatellitenpunkt und einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten verfügbar. Die Graustufen decken mit

²<http://www.eumetsat.int/Home/index.htm>

linearem Bezug einen Temperaturbereich von 40°C (schwarz) bis -87,5°C (weiss) ab. Diese Bilder wurden vom Deutschen Wetterdienst³ bereitgestellt.

3.3.2 Niederschlagsdaten

Um die Qualität der Niederschlagsdaten der EZMW-Modelle einschätzen zu können, werden neben den punktuell vorhandenen Informationen aus den Bodenbeobachtungen die Daten des TRMM (engl.: “Tropical Rainfall Measuring Mission”) Version 3B-42 verwendet. Dieser Algorithmus⁴ zur Niederschlagskalibration mit Hilfe kombinierter Instrumente benutzt die optimale Kombination von 2B-31, 2A-12, SSMI, AMSR und AMSU Niederschlagsschätzungen, um die geostationären Beobachtungen im Infrarot-Kanal zu adjustieren (*Huffman et al., 2007*). Das Ergebnis sind dreistündige Niederschlagssummen für den Breitengradbereich von 50°S bis 50°N mit einer räumlichen Auflösungen von $0,25^\circ \times 0,25^\circ$.

³<http://www.dwd.de/>

⁴ausführliche Informationen unter <http://trmm.gsfc.nasa.gov/3b42.html>

4 Bodendrucktendenzgleichung

In diesem Kapitel wird die Herleitung der Bodendrucktendenzgleichung für eine trockene Atmosphäre, für eine Atmosphäre mit Wasserdampf und für eine Atmosphäre, welche die drei Aggregatzustände des Wassers beinhaltet, gezeigt. Im Anschluss werden die Terme der Gleichung erklärt und Näherungen vorgenommen. Abschließend wird die in dieser Arbeit verwendete Bodendrucktendenzgleichung angeführt, welche für die Untersuchung der Entwicklung von Tiefdruckgebieten über Westafrika benutzt wird.

4.1 Trockene Atmosphäre

Ausgangspunkt für die Herleitung der Bodendrucktendenzgleichung ist, analog zu *Kong (2006)* und *Knippertz und Fink (2008)* die hydrostatische Grundgleichung und die Kontinuitätsgleichung.

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right) \Big|_{xyz} = -g \frac{\partial \rho}{\partial t} \Big|_{xyz} = g (\nabla \cdot \rho \vec{v}) = -g \left(\frac{\partial \rho}{\partial t} \Big|_{xyp} + \frac{\partial p}{\partial t} \Big|_{xyz} \frac{\partial \rho}{\partial p} \Big|_{xyt} \right), \quad (4.1)$$

mit der Gravitationsbeschleunigung g , dem Druck p , der Dichte ρ und dem Horizontalwind \vec{v} . Die Division von Gleichung 4.1 durch ρ ergibt:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right) \Big|_{xyz} - \frac{g}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial t} \Big|_{xyz} \frac{\partial \rho}{\partial p} \Big|_{xyt} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial t} \right) = -\frac{g}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial t} \right) \Big|_{xyp} \quad (4.2)$$

Die lokalzeitliche Dichtetendenz kann ausgedrückt werden als totale Dichtetendenz minus horizontaler und vertikaler Advektion:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial t} \right) = \frac{g}{\rho} \left(\vec{v} \cdot \nabla_p \rho + \omega \frac{\partial \rho}{\partial p} - \frac{d\rho}{dt} \right), \quad (4.3)$$

mit dem Horizontalwind \vec{v} auf einer Druckfläche und dem Vertikalwind ω im System mit p als Vertikalkoordinate.

Mit Hilfe der idealen Gasgleichung $p = \rho \cdot R_d \cdot T$, wobei R_d die Gaskonstante für trockene Luft und T die Trockentemperatur sind, werden die drei Terme auf der rechten Seite der Gleichung 4.3 wie folgt ersetzt:

Erster Summand:

$$\frac{1}{\rho} \cdot \vec{v} \cdot \nabla_p \rho = \vec{v} \cdot \nabla_p \ln(\rho) = -\vec{v} \cdot \nabla_p \ln(T) \quad (4.4)$$

Zweiter Summand:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial p} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{1}{R_d \cdot T} - \frac{p}{R_d \cdot T^2} \cdot \frac{\partial T}{\partial p} \right) \quad (4.5)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial p} = \frac{1}{p} - \frac{1}{T} \cdot \frac{\partial T}{\partial p} \quad (4.6)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial p} = \frac{1}{p} \left(1 + \frac{R_d}{g} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (4.7)$$

Dritter Summand:

Zur Umformung dieser Terms wird neben der Gasgleichung für ein ideales Gas der 1. Hauptsatz der Thermodynamik benutzt:

$$\frac{\dot{Q}}{T} = \frac{c_p}{T} \frac{dT}{dt} - \frac{R_d}{p} \frac{dp}{dt} \quad (4.8)$$

Dabei ist c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck und \dot{Q} die diabatische Heizrate. Somit lässt sich der dritte Summand wie folgt umformen:

$$\frac{dp}{dt} = \frac{d}{dt} (\rho R_d T) \quad (4.9)$$

$$\frac{dp}{dt} = \frac{d\rho}{dt} \cdot R_d T + \frac{dT}{dt} \cdot \rho R_d \quad (4.10)$$

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{dp}{dt} \frac{1}{R_d T} - \frac{dT}{dt} \frac{\rho R_d}{R_d T} \quad (4.11)$$

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{\rho}{p} \frac{dp}{dt} - \frac{\rho}{T} \frac{dT}{dt} \quad (4.12)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = \frac{1}{p} \frac{dp}{dt} - \frac{1}{T} \frac{dT}{dt} \quad (4.13)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = \frac{1}{p} \frac{dp}{dt} - \frac{R_d}{p c_p} \frac{dp}{dt} - \frac{\dot{Q}}{c_p T} \quad (4.14)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = \left(1 - \frac{R_d}{c_p} \right) \cdot \frac{\omega}{p} - \frac{\dot{Q}}{c_p T} \quad (4.15)$$

Einsetzen von Gl. 4.4, Gl. 4.7 und Gl. 4.15 in Gl. 4.3 und die Integration über z liefert :

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial t} \Big|_{z_2} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial t} \Big|_{SFC} = \int_{SFC}^{z_2} g \left[-\vec{v} \cdot \nabla_p \ln(T) + \frac{R_d \omega}{gp} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{c_p} \right) + \frac{\dot{Q}}{c_p T} \right] dz \quad (4.16)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p_{SFC}}{\partial t} &= \frac{\rho_{SFC}}{\rho_{z_2}} \frac{\partial p_{z_2}}{\partial t} \\ &\quad - \rho_{SFC} \int_{SFC}^{z_2} g \left[-\vec{v} \cdot \nabla_p \ln(T) + \frac{R_d \omega}{gp} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{c_p} \right) + \frac{\dot{Q}}{c_p T} \right] dz \end{aligned} \quad (4.17)$$

Die Drucktendenz am oberen Integrationsrand z_2 im z -Koordinatensystem entspricht der Geopotentialtendenz im Niveau p_2 im p -Koordinatensystem. Somit folgt für diesen Term:

$$\frac{\rho_{SFC}}{\rho_{z_2}} \frac{\partial p_{z_2}}{\partial t} = \rho_{SFC} \cdot \frac{\partial \Phi_{p_2}}{\partial t} \quad (4.18)$$

Daraus folgt für die Drucktendenzgleichung im p -System, mit $gdz = -\frac{1}{\rho} dp$:

$$\begin{aligned} \frac{\partial p_{SFC}}{\partial t} &= \rho_{SFC} \cdot \frac{\partial \Phi_{p_2}}{\partial t} \\ &\quad - \rho_{SFC} \cdot \int_{SFC}^{p_2} \left[-\vec{v} \cdot \nabla_p \ln(T) + \omega \left(\frac{R_d}{pc_p} - \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial p} \right) + \frac{\dot{Q}}{c_p T} \right] \left(-\frac{1}{\rho} \right) dp \end{aligned} \quad (4.19)$$

$$\frac{\partial p_{SFC}}{\partial t} = \rho_{SFC} \cdot \frac{\partial \Phi_{p_2}}{\partial t} + \int_{SFC}^{p_2} \left[-\vec{v} \cdot \nabla_p T + \omega \left(\frac{R_d T}{pc_p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) + \frac{\dot{Q}}{c_p} \right] \frac{1}{T} \frac{\rho_{SFC}}{\rho} dp \quad (4.20)$$

Im Folgenden wird der Faktor neben ω im zweiten Term des Integrals mit S abgekürzt als Stabilitätsparameter bezeichnet. Weiterhin wird $1/\rho T$ durch R_d/p ersetzt. Daraus folgt:

$$\frac{\partial p_{SFC}}{\partial t} = \rho_{SFC} \cdot \frac{\partial \Phi_{p_2}}{\partial t} + \rho_{SFC} R_d \int_{SFC}^{p_2} \left[-\vec{v} \cdot \nabla_p T + S \cdot \omega + \frac{\dot{Q}}{c_p} \right] d \ln p \quad (4.21)$$

Der zweite Summand auf der rechten Seite der Gleichung 4.21 entspricht dem Vertikalintegral der lokalzeitlichen Temperaturtendenz. Somit kann die Bodendrucktendenzgleichung auch in folgender Form geschrieben werden:

$$\frac{\partial p_{SFC}}{\partial t} = \rho_{SFC} \cdot \frac{\partial \Phi_{p_2}}{\partial t} + \rho_{SFC} R_d \int_{SFC}^{p_2} \left[\frac{\partial T}{\partial t} \right] d \ln p \quad (4.22)$$

4.2 Feuchte Atmosphäre

Für die Drucktendenz am Boden mit einer Wasserdampf enthaltenden Atmosphäre darüber ergibt sich mit der virtuellen Temperatur $T_v = T(1 + 0,608q)$, der idealen Gasgleichung $p = \rho \cdot R_d \cdot T_v$ eingesetzt in Gleichung 4.9 und der Berücksichtigung des Einflusses von Niederschlag (P) und Verdunstung (E) auf den Bodendruck:

$$\begin{aligned} \frac{\partial p_{SFC}}{\partial t} = & \rho_{SFC} \cdot \frac{\partial \Phi_{p_2}}{\partial t} \\ & + R_d \rho_{SFC} \int_{SFC}^{p_2} \left[-\vec{v} \cdot \nabla_p T_v + \left(\frac{R_d T_v}{c_p p} - \frac{\partial T_v}{\partial p} \right) \cdot \omega + \frac{T_v \dot{Q}}{c_p T} + 0,608 T \frac{dq}{dt} \right] d \ln p \\ & + g(E - P) \end{aligned} \quad (4.23)$$

bzw.

$$\frac{\partial p_{SFC}}{\partial t} = \rho_{SFC} \cdot \frac{\partial \Phi_{p_2}}{\partial t} + \rho_{SFC} R_d \int_{SFC}^{p_2} \left[\frac{\partial T_v}{\partial t} \right] d \ln p + g(E - P), \quad (4.24)$$

wobei q die spezifische Feuchte in kg Wasser pro kg feuchter Luft ist.

Diese Gleichung gilt für eine feuchte, ungesättigte Atmosphäre. Ist die Luft gesättigt, tritt Kondensation ein. Die dadurch freigesetzte Latente Wärme und das daraus resultierende diabatische Heizen der Luftsäule wird in der Drucktendenzgleichung berücksichtigt, indem der trockenadiabatische Temperaturgradient $\Gamma_d = g/c_p$ durch den feuchtadiabatischen Temperaturgradienten $\Gamma_v = g \frac{1 + \frac{L_v m}{R_d T}}{c_p + \frac{0,622 L_v^2 m}{R_d T^2}}$ ersetzt wird, wobei L_v die Verdampfungswärme und m das Mischungsverhältnis von kg Wasserdampf pro kg trockener Luft ist.

4.3 Atmosphäre mit Wasserdampf, Flüssigwasser und Eis (“Reale Atmosphäre”)

Die Temperatur eines Luftpaketes mit Wasserdampf, Flüssigwasser (Index l) und Eisparkeln (Index i) wird durch die Dichtetemperatur T_p repräsentiert. Dabei ist die Dichtetemperatur wie folgt definiert (*Emanuel, 1994*):

$$T_p = T \frac{1 + \frac{m}{\epsilon}}{1 + m_T} \quad (4.25)$$

$$m = \frac{q}{1 - q} \quad (4.26)$$

$$m_T = \frac{q}{1 - q} + \frac{q_l}{1 - q_l} + \frac{q_i}{1 - q_i} \approx \frac{q_T}{1 - q_T}, \quad (4.27)$$

wobei $\epsilon = 0,622$ das Verhältnis zwischen dem Molekulargewicht von Wasser und dem trockener Luft ist. Mit $m_T = m + m_l + m_i$ wird das Mischungsverhältnis von kg Wasser in allen Aggregatzuständen pro kg trockene Luft bezeichnet und $q_T = q + q_l + q_i$ ist der spezifische Gehalt von kg Wasser in allen Aggregatzuständen pro kg Luftgemisch. Die Dichtetemperatur eines Luftpaketes kann sowohl kleiner als auch größer als die virtuelle Temperatur sein. Dies ist abhängig von den relativen Mengen an Wasserdampf, Flüssigwasser und Eis in dem Luftpaket.

Durch Einsetzen der Dichtetemperatur in die Gleichungen 4.4, 4.7 und 4.9 folgt für die Drucktendenzgleichung (Die angegebenen Abkürzungen werden im Anschluss erläutert.):

$$\frac{\partial p_{SFC}}{\partial t} = \rho_{SFC} \cdot \frac{\partial \Phi_{p_2}}{\partial t} + \rho_{SFC} R_d \int_{SFC}^{p_2} \left[\frac{\partial T_p}{\partial t} \right] d \ln p + g(E - P) \quad (4.28)$$

$d\Phi$ ITT

bzw. analog zu Gleichung 4.23:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial p_{SFC}}{\partial t} &= \rho_{SFC} \cdot \frac{\partial \Phi_{p_2}}{\partial t} && d\Phi \\
&+ R_d \rho_{SFC} \int_{SFC}^{p_2} [-\vec{v} \cdot \nabla_p T_p] d \ln p && TADV \\
&+ R_d \rho_{SFC} \int_{SFC}^{p_2} [S \cdot \omega] d \ln p && OMT \\
&+ R_d \rho_{SFC} \int_{SFC}^{p_2} \left[\frac{T_p \dot{Q}}{c_p T} \right] d \ln p && DIAB \\
&+ R_d \rho_{SFC} \int_{SFC}^{p_2} X d \ln p && HUM \\
&+ g(E - P),
\end{aligned} \tag{4.29}$$

mit dem feuchteabhängigen Stabilitätsparameter S

$$S = \begin{cases} \frac{R_d T_p}{g p} \cdot \frac{g}{c_p} - \frac{\partial T_p}{\partial p} & \text{für eine ungesättigte Atmosphäre} \\ \frac{R_d T_p}{g p} \cdot g \frac{1 + \frac{L_v m}{R_d T}}{c_p + \frac{0,622 L_v^2 m}{R_d T^2}} - \frac{\partial T_p}{\partial p} & \text{für eine gesättigte Atmosphäre} \end{cases} \tag{4.30}$$

und der Feuchteänderung X im bewegten Luftpaket

$$X = \frac{dq}{dt} \left(T \frac{1}{0,622} \frac{1 - q_T}{(1 - q)^2} - T_p \frac{1}{1 - q_T} \right) - \frac{dq_l}{dt} T_p \frac{1}{1 - q_T} - \frac{dq_i}{dt} T_p \frac{1}{1 - q_T} \tag{4.31}$$

4.4 Interpretation der Terme und Näherungen

1. Geopotentialtendenz am oberen Integrationsrand ($d\Phi$)

Wird Masse aus einer Luftsäule evakuiert, so verringert sich, unter der Annahme einer konstanten Temperatur, das Volumen und somit der Bodendruck. Diese Massenabnahme drückt sich im ersten Term auf der rechten Seite der Gleichung 4.24 in Form einer Geopotentialabsenkung am oberen Integrationsrand aus. Konvergiert im Gegensatz dazu Masse, vergrößert sich bei konstanter Temperatur das Volumen, welches einer Anhebung der Geopotentialfläche an der oberen Integrationsgrenze entspricht. Dies führt zu einer Druckerhöhung am Boden.

Allerdings wird in vielen Studien, welche sich mit der Untersuchung von Tiefdruckgebieten befassen, von einer statischen Obergrenze gesprochen. Das würde $d\Phi = 0$ bedeuten. Wie bereits in Kapitel 2 angeführt, zeigten *Knippertz et al. (2009a)*, dass $d\Phi$ über Westafrika auf keiner verfügbaren Druckfläche zu vernachlässigen ist. Abbildung 4.1 zeigt exemplarisch für den Mai 2006 die Zeitreihen der maximalen, minimalen und mittleren Geopotentialtendenz in $m^2/s^2/24h$ der ERA-Interim Analysen (schwarz) und der AMMA-Reanalysen (rot), für die Box $5^\circ W-5^\circ O$ und $10^\circ N-20^\circ N$ für vier Druckniveaus. Ebenso wie im Zeitraum des von *Knippertz et al. (2009a)* untersuchten Falles konnte sowohl für den Mai als auch für das gesamte Jahr 2006 (ohne Abbildung) keine Episode mit geringer bzw. zu vernachlässigender Geopotentialtendenz in der oberen Troposphäre identifiziert werden.

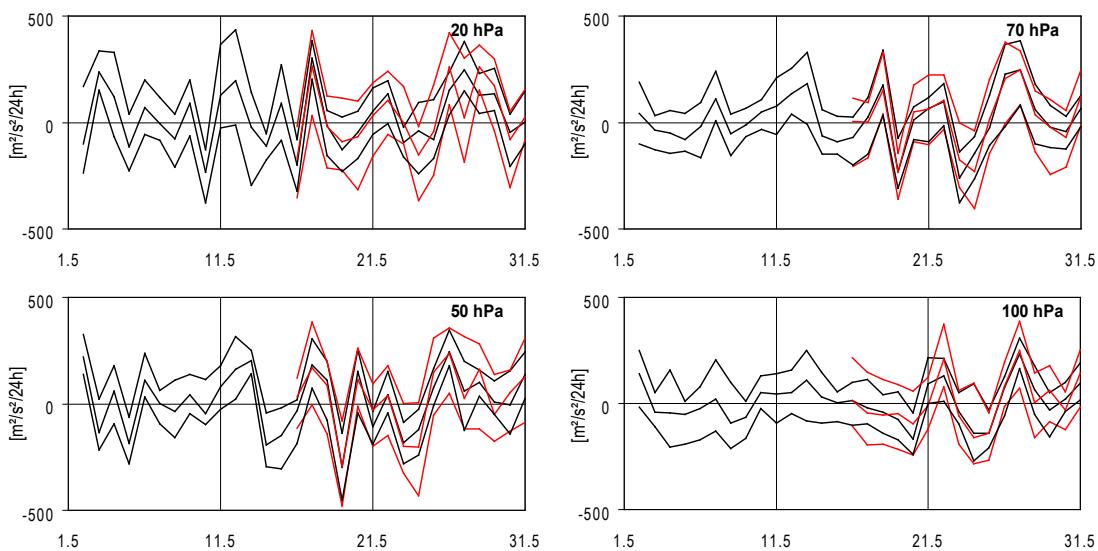


Abbildung 4.1: Zeitreihen der 24-stündigen Geopotentialtendenz in $m^2/s^2/24h$ für den Mai 2006 für die Box $5^\circ W-5^\circ O/10^\circ N-20^\circ N$. Dargestellt sind für die ERA-Interim (schwarz) und die AMMA-Reanalysen (rot) die absoluten Minimum- und Maximumwerte und der Mittelwert für die angegebene Box. Die Tendenz bezieht sich auf den Zeitraum von 18UTC des Vortages bis 18UTC des aktuellen Tages.

Aufgrund dieser Erkenntnis wird die maximale Tropopausenhöhe einer Ereignisperiode als Integrationsobergrenze festgelegt. Dies hat folgende Gründe: Erstens nimmt der Feuchtegehalt in der Atmosphäre mit der Höhe ab und ist nahezu vollständig auf die Troposphäre beschränkt. Das bedeutet, dass Prozesse, welche auf den Feuchtegehalt und dessen Änderungen zurückzuführen sind, oberhalb der Tropopause von geringer Bedeutung bzw. nicht existent sind. Zweitens sind die diabatischen Prozesse und die daraus resultierenden Heizraten oberhalb der Tropopause sehr gering und drittens befindet sich unterhalb dieser Integrationsgrenze der Großteil der Masse der Atmosphäre, welche advehiert, gehoben und geheizt/gekühlt werden kann.

Ein weiterer anzuwendender Punkt ist die Tatsache, dass die Höhe der Tropopause sowohl zeitlich als auch räumlich nicht konstant ist. Das bedeutet, dass innerhalb einer Region die Tropopausenhöhe variiert und auch in der Zeit Schwankungen unterliegt. Sie ist über Westafrika, entsprechend der Definition der WMO (engl.: World Meteorological Organization) über den vertikalen Temperaturgradienten, zwischen 120hPa und 80hPa zu finden (ohne Abbildung).

2. Vertikal integrierte Temperaturtendenz (ITT)

Der zweite Term auf der rechten Seite der Gleichung 4.24 veranschaulicht den Effekt thermodynamischer Prozesse auf die Änderung der Temperatur in einer Luftsäule und damit auf die Bodendruckänderung. Wird eine Luftsäule erwärmt, so dehnt sich die Luft, entsprechend der hypsometrischen Gleichung aus. Erfolgt diese Ausdehnung ausschließlich in vertikaler Richtung, erfolgt eine entsprechende Anhebung der Geopotentialflächen. Es wird keine Druckänderung erreicht, da die Masse über der Grundfläche konstant bleibt. Falls diese Ausdehnung jedoch nur in horizontaler Richtung erfolgt ($d\Phi = 0$), so verringert sich die Masse der Luftsäule über der Grundfläche, welche sich in Drucker-niedrigung ausdrückt. Kühlt sich eine Luftsäule dagegen ab, so konvergiert unter den oben genannten Bedingungen Masse horizontal, sodass ein Druckanstieg erwartet wird. Im Allgemeinen jedoch erzeugt eine Änderung der Temperatur innerhalb einer Luftsäule sowohl eine horizontale als auch eine vertikale Ausdehnung bzw. Kontraktion der Luftmasse, sodass von einer Erwärmung einer Luftsäule (ausgedrückt in $hPa/24h$) nicht direkt auf eine entsprechende Drucktendenz in gleicher Größe geschlossen werden kann.

Im Folgenden werden ausgehend von einer starren Obergrenze der Atmosphäre, die Auswirkungen der einzelnen thermodynamischen Prozesse, welche eine Temperaturänderung und damit eine Druckänderung am Boden bewirken können, erläutert. Dabei beziehen sich die Erklärungen immer auf das Vertikalintegral. Das heißt, nicht die Prozesse auf einzelnen Niveaus sind ausschlaggebend für den Beitrag zur Bodendrucktendenz, sondern das Integral über die gesamte Luftsäule (Netto-Beitrag).

3. Horizontale Temperaturadvektion (TADV)

Der zweite Term auf der rechten Seite der Gleichung 4.29 beschreibt den Einfluss der Horizontaladvektion von Temperatur auf die Temperaturtendenz einer Luftsäule und wird Temperaturadvektionsterm (TADV) genannt. Netto-Warmluftadvektion bewirkt eine Temperaturerhöhung und trägt somit potentiell zu Druckfall bei und Kaltluftadvektion entsprechend zu Druckanstieg.

4. Vertikalbewegung und Stabilitätsparameter (OMT)

Der dritte Term auf der rechten Seite der Gleichung 4.29, im Folgenden als Vertikalbewegungsterm (OMT) bezeichnet, ist das Produkt von Vertikalbewegung und dem Stabilitätsparameter S . Dabei ist S die Differenz zwischen trocken- bzw. feuchtadjabatischem Temperaturgradient und dem vertikalen Temperaturgradienten der Umgebung (vgl. Gleichung 4.17). Das bedeutet, dass Absinken in einer stabilen Schichtung zu einer Temperaturerhöhung in der Luftsäule und damit zum Druckfall beiträgt. Dementsprechend führt Aufsteigen in einer stabil geschichteten Atmosphäre zu Abkühlung und somit zu Druckanstieg.

5. Diabatisches Heizen (DIAB)

Die Beiträge von diabatischen Prozessen an der Temperaturtendenz und somit an der Bodendrucktendenz beschreibt der vierte Term auf der rechten Seite der Gleichung 4.29. Diese Prozesse sind subgitterskaliger Art und umfassen wolkenphysikalische Prozesse, horizontale und vertikale Diffusion, Dissipation, Heizen/Kühlen infolge von Strahlung und Konvektion. Wenn diese Prozesse ein Erwärmen der Luftsäule verursachen (diabatisches Heizen), so tragen sie zu einer Druckerniedrigung bei. Wenn diese Prozesse hingegen die Luftsäule kühlen (diabatisches Kühlen), so tragen sie potentiell zur Druck-erhöhung bei.

6. Feuchteänderung (HUM)

Den Einfluss des Gehaltes an Wasserdampf, Flüssigwasser und Eis und dessen totalzeitliche Änderung auf die lokalzeitlich Temperaturtendenz beschreibt der Term fünf auf der rechten Seite der Gleichung 4.29. Dabei führt die Erhöhung des Wasserdampfgehaltes zu einem negativen Beitrag zur Drucktendenz. Dies stimmt damit überein, dass ein Wasserdampf enthaltendes Luftpaket eine niedrigere Dichte hat als ein trockenes Luftpaket gleicher Temperatur. Erhöht sich hingegen der spezifische Gehalt an Flüssigwasser und Eis, so erhöht sich die Dichte, wodurch der Bodendruck steigt.

Abbildung 4.2 zeigt die Beiträge der Änderungen des Wasserdampfgehaltes (links), des Flüssigwassergehaltes (mitte) und des Gehaltes an Eispartikeln (rechts) zur Bodendrucktendenz, ausgedrückt in $hPa/24h$ für den Zeitraum vom 19. bis 20. Mai 2006 um 18UTC. Die Terme entsprechen in dieser Reihenfolge den Vertikalintegralen der Terme auf der rechten Seite der Gleichung 4.31. Auffallend ist weiterhin der positive Einfluss der Änderungen des Wasserdampfgehaltes in beiden Atmosphären auf den Bodendruck in Bereichen starker Konvektion, zum Beispiel entlang der ITCZ (blaue Bereiche). Dieser Beitrag zum Druckanstieg wird von der vertikalen Verlagerung von Luftpaketen dominiert und ist um bis zu 2 Größenordnungen größer als die horizontale Advektion und die lokalzeitliche Änderung von Wasserdampf (ohne Abbildung). Dabei bewirkt

die Anhebung eines feuchten Luftpaketes ($\omega < 0$, $\frac{dq}{dt} = 0$) integriert über die Luftsäule ($dlnp < 0$) den Druckanstieg und Absinken entsprechend Druckfall. Abbildung 4.3 zeigt entsprechend den Beitrag der totalzeitlichen Wasserdampfänderung einer nur Wasserdampf enthaltenden Atmosphäre zur Bodendruckänderung (Gleichung 4.23).

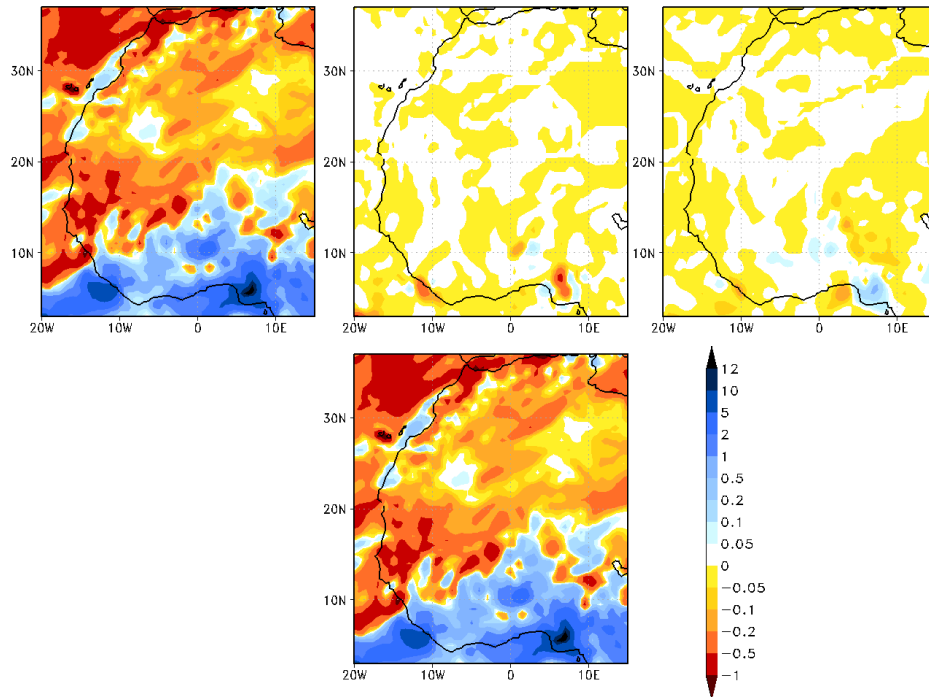


Abbildung 4.2: Beiträge zur 24-stündigen Bodendrucktendenz in $hPa/24h$ vom 19. Mai bis 20. Mai 2006 18UTC durch totalzeitliche Änderungen von Wasserdampf (links), Flüssigwasser (mitte) und Eis (rechts) und deren Summe (unten), integriert vom Boden bis 70hPa.

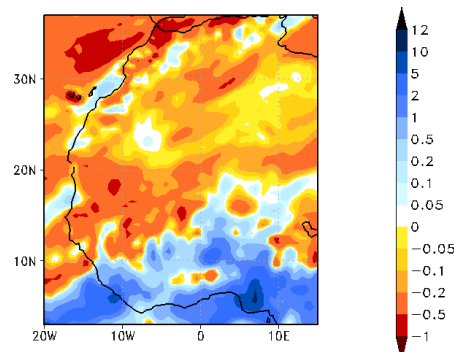


Abbildung 4.3: Summe der Beiträge zur 24-stündigen Bodendrucktendenz in $hPa/24h$ vom 19. Mai bis 20. Mai 2006 18UTC durch lokalzeitliche Änderung, Horizontaladvektion und Vertikaladvektion der spezifischen Feuchte für eine Atmosphäre, welche nur Wasserdampf enthält, integriert vom Boden bis 70hPa.

Auffallend ist, dass die Änderungen von Flüssigwasser und Eis gegenüber Wasserdampf einen 10 bis 100-fach geringeren Einfluss auf die Bodendrucktendenz haben. Die Grund hierfür sind die unterschiedlichen (maximalen) spezifischen Gehalte selbst. Das heißt, dass in einem Luftpaket mehr Wasserdampf enthalten sein kann als Flüssigwasser und Eis, bevor sie als Niederschlag ausfallen. Dadurch ergeben sich größere Schwankungsbreiten für den Wasserdampfgehalt eines Luftpaketes gegenüber den anderen Aggregatzuständen und damit auch ein größerer Einfluss auf die Änderung des Bodendruckes. Aufgrund dieser Erkenntnisse und den nahezu identischen Abbildungen 4.2 (unten) und 4.3 (für eine feuchte Atmosphäre) ist es erlaubt, den Feuchteänderungsterm einer feuchten Atmosphäre als gute Näherung für eine reale Atmosphäre zu verwenden. Dieser Term wird im Folgenden mit HUM abgekürzt.

7. Niederschlag und Evaporation

Die Auswirkungen von Niederschlag und Evaporation sind im sechsten Term auf der rechten Seite der Gleichung 4.29 enthalten. So führt Niederschlag zu einer Drucker-niedrigung, da Flüssigwasser aus der Luftsäule ausfällt und somit die Dichte herabsetzt, wohingegen die Zunahme von Feuchte infolge Evaporation den Druck erhöht. So erniedrigt eine Niederschlagsmenge von 10 mm den Bodendruck um etwa 0,98 hPa.

8. Unterschied zwischen Dichtetemperatur und virtueller Temperatur

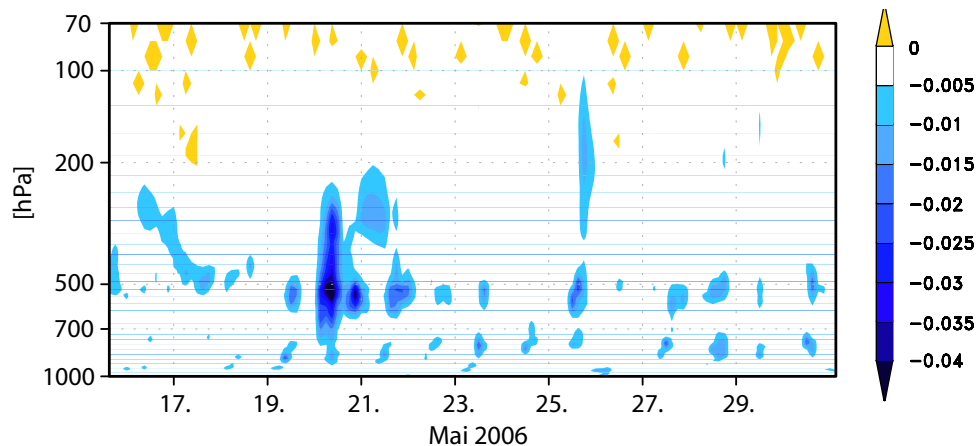


Abbildung 4.4: Zeitreihe der mittleren Vertikalprofile der Differenz zwischen der Dichtetemperatur T_ρ und der virtuellen Temperatur T_v in K für die Box $0^\circ\text{O}-3^\circ\text{O}/9^\circ\text{N}-12^\circ\text{N}$ vom 16. bis 30. Mai 2006.

Für nahezu wolkenfreie Gebiete speziell über der Sahara sind die Unterschiede zwischen der Dichtetemperatur T_ρ und der virtuellen Temperatur T_v kleiner als 0,005 K (ohne Abbildung). Für Gebiete mit beobachteter Bewölkung hingegen sind die Differenzen

zwischen T_p und T_v größer. Abbildung 4.4 zeigt die Zeitreihe der Vertikalprofile der Differenz zwischen der Dichtetemperatur und der virtuellen Temperatur für eine Box über Nordbenin ($0^\circ\text{O}-3^\circ\text{O}/9^\circ\text{N}-12^\circ\text{N}$). Die größten Differenzen von bis zu $-0,08\text{ K}$ treten am 20. Mai um 18 UTC auf. Zu diesem Termin ist in den Satellitenbildern der südwestliche Teil einer Wolkenfahne mit eingelagerten MCS über diesem Gebiet zu sehen (ohne Abbildung).

Aufgrund der vorgenommenen Approximationen im Feuchteänderungsterm und dem geringen Unterschied von weniger als $0,1\text{ K}$ zwischen Dichtetemperatur und virtueller Temperatur ist es erlaubt, die Drucktendenzgleichung für eine feuchte Atmosphäre als gute Näherung für eine reale Atmosphäre anzuwenden. Somit werden folgende Gleichungen für die Untersuchung von Hitzetiefentwicklungen verwendet:

$$\frac{\partial p_{SFC}}{\partial t} = \rho_{SFC} \cdot \frac{\partial \Phi_{p_2}}{\partial t} + R_d \rho_{SFC} \int_{SFC}^{p_2} \left[\frac{\partial T_v}{\partial t} \right] d \ln p + g(E - P) \quad (4.32)$$

bzw.

$$\begin{aligned} \frac{\partial p_{SFC}}{\partial t} = & \rho_{SFC} \cdot \frac{\partial \Phi_{p_2}}{\partial t} \\ & + R_d \rho_{SFC} \int_{SFC}^{p_2} \left[-\vec{v} \cdot \nabla_p T_v + S \cdot \omega + \frac{T_v \dot{Q}}{c_p T} + 0,608 T \frac{dq}{dt} \right] d \ln p \\ & + g(E - P), \end{aligned} \quad (4.33)$$

mit

$$S = \frac{R_d T_v}{g p} \cdot \frac{g}{c_p} - \frac{\partial T_v}{\partial p} \quad \text{für eine ungesättigte Atmosphäre} \quad (4.34)$$

Der Vertikalbewegungsterm wird mit dem Stabilitätsparameter für eine ungesättigte Atmosphäre berechnet. Dadurch wird die Vergleichbarkeit des mit den AMMA-Reanalysen berechneten diabatischen Heizterms (DIAB) und einem diabatischen Heizterm (DIAB_{res}), berechnet als Residuum aus ITT, TADV OMT und HUM gewährleistet.

4.5 Berechnungsvorschrift der Terme

In diesem Kapitel wird die Charakteristik der Terme der Drucktendenzgleichung erläutert und im Anschluss auf die Berechnungsvorschrift der einzelnen Terme eingegangen.

In der Gleichung für die Berechnung der Bodendrucktendenzen sind verschiedenartige Terme enthalten. So werden die Bodendrucktendenz und $d\Phi$ auf einem Niveau berechnet. Die integrierte Temperaturtendenz hingegen ist, wie der Name schon sagt, ein Integral, welches neben der Abhängigkeit der horizontalen und zeitlichen Auflösung auch von der vertikalen Diskretisierung des Modellgitters abhängig ist. Berechnungen dieses Integrals mit den Standardniveaus (1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70 und 50 hPa) zeigten, dass die Gleichung 4.32 nicht hinreichend gut erfüllt wurde. Die Konvertierung der Parameter von Modellniveaus auf Druckniveaus mit einer vertikalen Auflösung von 10 hPa stellte sich als gute Wahl heraus. Dennoch ergibt die Summe aus ITT und $d\Phi$ aus Gleichung 4.32 nie die Bodendrucktendenz (siehe Fallstudien) und variiert von nahezu Null bis ± 1 hPa (ohne Abbildung). Als Gründe hierfür sind sowohl die zeitliche Diskretisierung des Datensatzes als auch die vertikale Auflösung und deren Auswirkung auf die Berechnung von ITT zu nennen.

Des Weiteren gibt es Unterschiede zwischen den integrierten Termen. ITT ist wie bereits erläutert eine zeitliche Tendenz, ebenso wie die lokalzeitliche Feuchteänderung (in HUM enthalten). TADV, OMT und der advective Teil von HUM werden hingegen für einen Zeitpunkt berechnet und sind dann repräsentativ für einen bestimmten Zeitraum und DIAB kann aus den diabatischen Heizraten der verschiedenen Prozesse, welche in den AMMA-Reanalysen archiviert sind, bestimmt werden. Nach Gleichung 4.32 und 4.33 bedeutet das, dass ITT (berechnete Tendenz) gleich der Summe der Instanztanwerte (TADV, OMT), der totalzeitlichen Feuchteänderung (HUM) und archivierter Tendenzen (DIAB) ist. Diese Problematik wird in den Kapiteln der Fallstudien anhand der Ergebnisse diskutiert.

Im Datensatz der AMMA-Reanalysen sind die diabatischen Heizraten in K/s als Vorhersagevariablen mit einer zeitlichen Auflösung von 3 Stunden archiviert. Dabei bezieht sich z.B. eine Heizrate um 03 UTC auf den Zeitraum von 00 bis 03 UTC, mit den Analysevariablen um 00 UTC als Startwerte für die Vorhersage. Für die konsistente Berechnung der anderen Terme der Bodendrucktendenzgleichung wird folgender Datensatz erzeugt: Die Zeitreihe wird in 12-Stunden-Intervalle unterteilt, wobei der erste Zeitpunkt 00 oder 12 UTC mit den Werten des Analysedatensatzes belegt wird. Die nachfolgenden vier Zeitpunkte enthalten die Werte der Modellvorhersage (Abbildung 4.5).

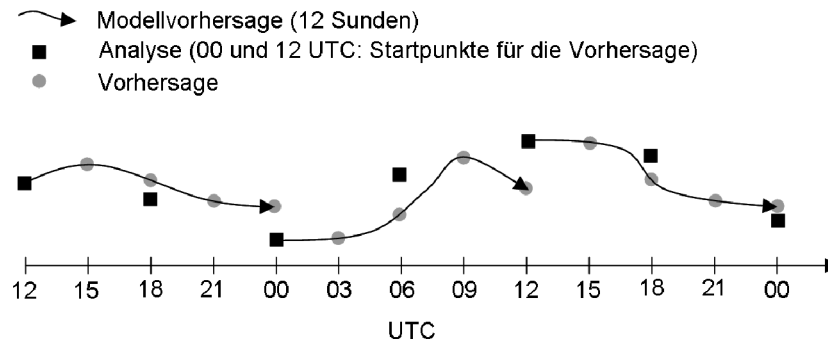


Abbildung 4.5: Schemazeichnung zur Verfügbarkeit von Analyse- (Schwarze Vierecke) und Vorhersagevariablen (graue Kreise). Die Pfeile deuten die Modellvorhersage an.

Für die AMMA-Reanalysen werden die 24-stündigen Tendenzen des Bodendruckes, des Geopotentials, der Temperatur und der lokalzeitlichen Änderung der Feuchte (in HUM enthalten) durch Addition der dreistündigen Tendenzen berechnet. Dabei wird die dreistündige Tendenz von beispielsweise 15 bis 18 UTC durch Differenzenbildung der Vorhersagen zu den Zeitpunkten bestimmt. Die Tendenzen von 00 bis 03 UTC und von 12 bis 15 UTC hingegen werden als Differenz der Vorhersage zum späteren Zeitpunkt und der Analyse zum früheren Zeitpunkt berechnet.

Die Terme TADV, OMT und die Advektion von Feuchte (in HUM enthalten) sind Terme, welche zu einem Zeitpunkt berechnet werden. Dabei sind die Terme jeweils für 1,5 Stunden vor und 1,5 Stunden nach dem Termin repräsentativ, also um 06 UTC für den Zeitraum 04:30 UTC bis 07:30 UTC. Für die Berechnung des dreistündigen Zeitraumes um 12 UTC ist die Berechnung in zwei Abschnitte unterteilt. Die 1,5 Stunden vor 12 UTC werden mit den Vorhersagevariablen um 12 UTC (Startpunkt der Vorhersage um 00 UTC) berechnet und die 1,5 Stunden nach 12 UTC mit den Analysevariablen um 12 UTC (Startpunkt des nächsten Vorhersageintervalls). Der Mittelwert ist dann repräsentativ für die drei Stunden zentriert um 12 UTC. Die gleiche Berechnungsvorschrift gilt für 00 UTC. Mittels gewichteter Summation ergeben sich die Werte für die 24 Stunden von 18 UTC des Vortages bis 18 UTC des Tages.

Für die Untersuchungen mit den ERA-Interim-Daten werden die Analysen zu den synoptischen Hauptterminen (schwarze Vierecke in Abbildung 4.5) verwendet. Da in diesem Datensatz keine diabatischen Heizraten archiviert sind, besteht keine Notwendigkeit, die Daten des Vorhersagemodells zu verwenden, welches sich zu den synoptischen Hauptterminen von den mit den Beobachtungen korrigierten Analysen unterscheiden können (siehe angedeutete Differenzen zwischen Analyse und Vorhersage in Abbildung 4.5).

Die Tendenzen werden durch Differenzenbildung zwischen zwei benachbarten Analysezeitpunkten bestimmt, wobei das Intervall sechs Stunden beträgt. Die 24-stündigen Tendenzen ergeben sich durch Summation der vier sechsstündigen Tendenzen davor. Die Terme TADV, OMT und HUM zum Zeitpunkt x sind repräsentativ für drei Stunden vor und nach dem Termin x . Die Bestimmung der 24-stündigen Tendenzen erfolgt, wie mit den AMMA-Reanalysen.

5 Identifikation der TEW-Ereignisse

Die subjektive Identifikation von Tagen mit einer tropisch-extratropischen Wechselwirkung (TEW-Tage) erfolgt in zwei Schritten. Als erstes werden die Tage mit einer in den IR-Satellitenbildern sichtbaren Wolkenfahne identifiziert. Für diesen Schritt müssen folgende Punkte erfüllt sein:

1. Eine wolkenfahnenartige Struktur ist erkennbar, welche auch unterbrochen sein darf.
2. Diese Struktur ist in SW-NO-Richtung orientiert.
3. Diese Struktur befindet sich unmittelbar vor der westafrikanischen Küste bzw. über dem westafrikanischen Kontinent. Wolkenbänder, welche ausschließlich über dem Atlantik zu sehen sind, werden nicht als TEW-Tage notiert.

Abbildung 5.1 zeigt die METEOSAT8 IR-Satellitenbilder vom Februar 2006 jeweils um 12UTC. Die mit "X" markierten Bilder kennzeichnen die Tage mit einer erkennbaren Wolkenfahne.

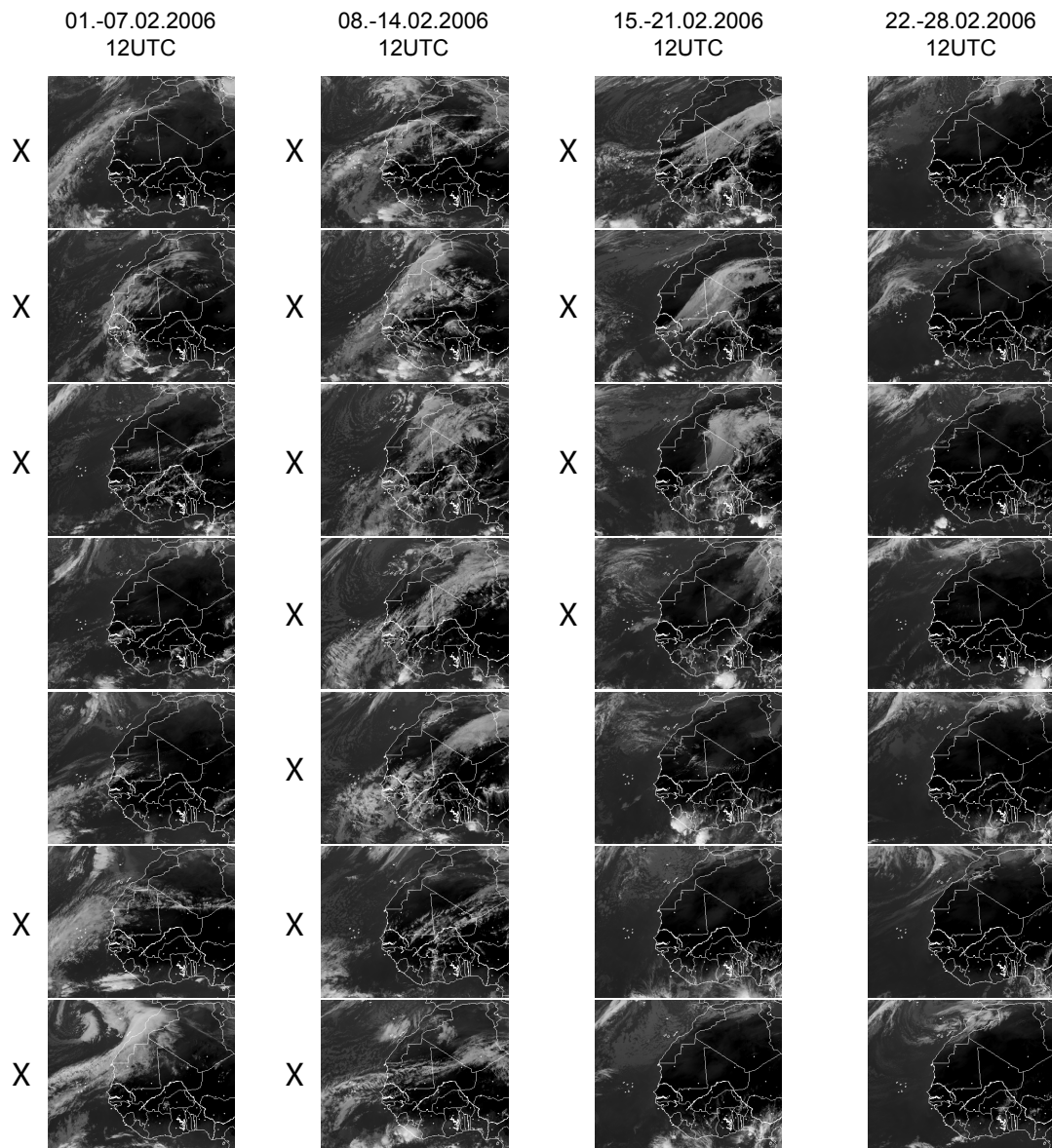


Abbildung 5.1: Hovmöllerdiagramm der 12UTC IR-METEOSAT8-Satellitenbilder für Februar 2006. Die mit "X" markierten Bilder kennzeichnen die Tage mit einer erkennbaren Wolkenfahne.

Im zweiten Schritt werden Horizontalverteilungen der geopotentiellen Höhe in 200hPa betrachtet, um Termine mit obertroposphärischen Ausströmungen zu identifizieren. Dadurch werden zum einen Tage mit einer wolkenartigen Struktur aber ohne Ausströmung als Voraussetzung für eine TEW eliminiert, zum anderen werden Tage mit einem obertroposphärischen Trog ohne TP als TEW-Tage detektiert (Abbildung 5.2).

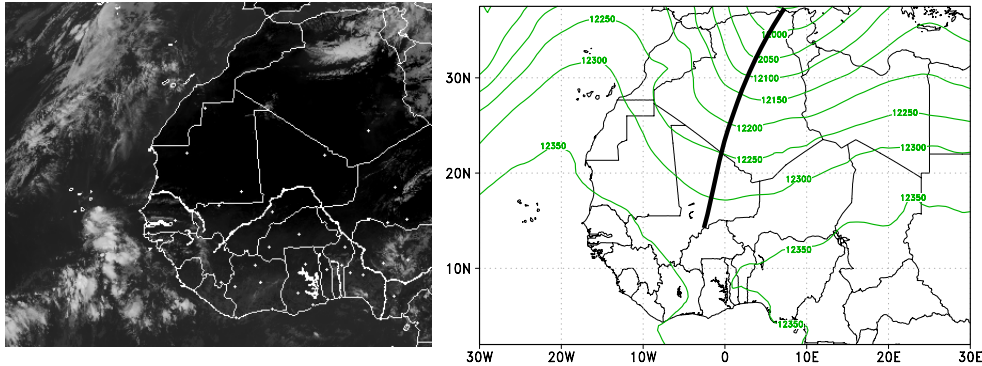


Abbildung 5.2: links: IR-METEOSAT8-Satellitenbild vom 05.10.2006 um 12 UTC. rechts: Horizontalverteilung der geopotentiellen Höhe (Isohypsen) in *gpm* in 200hPa für den gleichen Termin. Die schwarze Linie markiert die Trogachse.

Gegenüber dieser subjektiven Methode, TEW-Ereignisse zu identifizieren, entwickelte *Hohberger (2008)* mit Hilfe von IR-Satellitendaten ein objektives Verfahren. Die benutzten OLR-Daten (engl.: “Outgoing Longwave Radiation”) stammen aus dem CLOUD Archive User Service (CLAUS) und sind ein Produkt aus verschiedenen Satellitenprodukten. Die Daten sind vom 1. Juli 1983 bis zum 31. Juli 2006 verfügbar. Die zeitliche Auflösung beträgt drei Stunden, die räumliche $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Die in dieser Arbeit angewendete subjektive Methode identifiziert unter anderem Tage als TEW-Ereignisse mit einer Wolkenfahne, an denen die objektive Methode keine Wolkenfahne anzeigt. Dies ist damit zu begründen, dass bei der automatischen Detektion die Kriterien nach *McGuirk et al. (1987)* und eine Helligkeitstemperaturanomalie bezüglich des langjährigen Monatsmittels von mindestens 30 K erfüllt sein müssen. Mittels dieser Methode werden zwischen dem 1. Januar und dem 30. Juni 2006 auf Basis der CLAUS-Daten nur 23 Tage identifiziert. Demgegenüber stehen 84 Tage, welche mit der subjektiven Selektion der Satellitenbilder identifiziert wurden. Das Herabsetzen der Helligkeitstemperaturanomalie auf 20 K ergab 40 Tage, was in etwa 50% der Anzahl der manuell identifizierten Tage mit einer Wolkenfahne entspricht (persönliche Korrespondenz).

Da in dieser Arbeit neben den Tagen mit einer ausgeprägten TP auch Tage ohne TP von Interesse sind, ist die subjektive Identifikationsmethode die gewählte Methode um alle TEWs, welche mit einem subtropischen Höhentrog in Verbindung gebracht werden können, für das Jahr 2006 zu bestimmen. Insgesamt werden 140 Tage mit einem obertroposphärischen Trog identifiziert, wobei an 129 Tagen eine Wolkenfahne zu beobachten ist und 11 als trockene TEW-Tage bezeichnet werden können, an denen keine Wolkenfahne in den Satellitenbildern zu erkennen ist. Aufeinanderfolgende TEW-Tage lassen sich zu 29 TEW-Ereignissen gruppieren, welche in den folgenden Tabellen 5.1 und 5.2 aufgelistet sind.

Datum	TP	Jetmax.	Niederschlagsregion
11.01.-15.01.	anfangs breite Ausdehnung; schnell abschwächend	>60 m/s	k.A.
17.01.-21.01.	kompakte Struktur; Zyklogense über Nordalgerien	>60 m/s	unter der TP
23.01.-29.01.	zu Beginn kompakt; abschwächend; wieder verstärkend	<60 m/s; zunehmend	k.A.
01.02.-03.02.	feingliedrig; zusammenhängend	<60 m/s; zunehmend	k.A.
06.02.-18.02.	kompakte Struktur; sehr breit; Zyklogense über Atlantik	>60 m/s	TP(Algerien, Marokko); rechte Jeteingangsregion (Benin)
01.03.-03.03.	feingliedrig; zusammenhängend; in ITCZ fußend	>60 m/s	rechte Jeteingangsregion (Benin)
06.03.-09.03.	unterbrochen; schwach ausgeprägt	>60 m/s	rechte Jeteingangsregion (Benin)
16.03.-17.03.	fasrig; unterbrochen; schmal	>60 m/s	rechte Jeteingangsregion (Benin)
20.03.-21.03.	fasrig; unterbrochen	<60 m/s	rechte Jeteingangsregion (Benin); bis 24.03.
28.03.-03.04.	fasrig; unterbrochen; sehr breit	<40 m/s	größere Entfernung zum Trog
09.04.-15.04.	fasrig; schmal; stark geneigt	<60 m/s	zwischen zwei obertroposphärischen Trögen
23.04.-28.04.	kompakt	<60 m/s	rechte Jeteingangsregion (Benin, Togo, Ghana, Burkina Faso)
02.05.-08.05.	schwach entwickelt; stark geneigt	>60 m/s	rechte Jeteingangsregion; südlich der Antizyklone
19.05.-30.05.	in der ITCZ-Konvektion fußend; teils kompakt, teils fasrig	<50 m/s; abschwächend	rechte Jeteingangsregion, zyklogenetisch bedingter Niederschlag in Marokko; TP

Tabelle 5.1: TEW-Ereignisse mit einer Wolkenfahne

Datum	Wolkenfahne (TP)	Jetmax.	Niederschlagsregion
05.06.-13.06.	schwach ausgebildet	<40 m/s	zwischen zwei antizyklonalen Zentren unter der Sattelpunktregion
08.08.-10.08.	durch Staubaubreitung bei etwa 25°N unterbrochen	<40 m/s	k.A.
06.09.-07.09.	in ITCZ-Konvektion fußend; unterbrochen; fasrig	<30 m/s	rechte Jeteingangsregion; in größerer Entfernung zur TP
13.09.	perlenschnurartig angeordnete einzelne Zellen	<50 m/s	rechte Jeteingangsregion; in größerer Entfernung zur TP
30.09.-03.10.	fasrig; Zyklonense über Algerien	<30 m/s	Zyklonense (Tessalit); trogfern (Guineaküste)
10.10.-11.10.	feingliedrig	<40 m/s	k.A.
16.10.-20.10.	kompakt	<60 m/s	rechte Jeteingangsregion; in größerer Distanz
25.10.-30.10.	sehr schwach; stark bewölkt im Bereich der Zyklonense	<60 m/s	rechte Jeteingangsregion; Zyklone
04.11.-07.11.	sehr breit; kompakt; stark geneigt	<60 m/s	unter dem Nordostende der TP
23.11.-27.11.	schwach; weit im Osten	<60 m/s; ab-schwä- chend	Marokko
09.12.-15.12.	zu Beginn in ITCZ-Konvektion fußend	>60 m/s	k.A.
25.12.-29.12.	fasrig; in ITCZ-Konvektion fußend	>60 m/s	Zyklone (Marokko)

Tabelle 5.1: Fortsetzung

Datum	Trogachse	Niederschlagsregion
16.04.	nachfolgender Tag des 11. Ereignisses mit TP	
13.05.-16.05.	25°N/10°O - 10°N/5°W relativ breiter Trog	rechte Jeteingangsregion (Benin, Togo, Südniger)
14.07.-15.07.	40°N/3°W - 20°N/13°W	in größerer Entfernung
05.10.-08.10.	40°N/15°W - 15°N/10°W	unter der Jetachse (>50m/s) und der rechten Jeteingangsregion

Tabelle 5.2: TEW-Ereignisse ohne Wolkenfahne

6 Fall 1: Hitzetiefentwicklung in der Trockenzeit vom 06. bis 18. Februar 2006

6.1 Synoptischer Überblick

Ab dem 06. Februar 2006 ist in den IR-Satellitenbildern eine TP zu erkennen, welche sich vom Atlantik kommend nach Osten über den westafrikanischen Kontinent verlagert und sich zwischen dem 18. und 19. Februar wieder auflöst. Sie entspricht in dieser Periode nicht immer den Kriterien von *McGuirk et al. (1987)*. Zum einen ist das Wolkenband oft zu zerrissen, um als kontinuierlich bezeichnet zu werden (Anhang, Abbildung 2 am 13. Februar) und zum anderen wird die geforderte Länge von mindestens 2000 km nicht immer erfüllt (Anhang, Abbildung 2 am 18. Februar). Dabei schwankt die SW-NO-Neigung der Wolkenfahne von nahezu meridional bis annähernd zonal (Abbildung 6.1, links). Des Weiteren ist die über dem Festland befindliche, sichtbare Bewölkung parallel zur Guineaküste vom 14. bis 17. Februar auffällig. Sie erstreckt sich dabei von der Elfenbeinküste im Westen bis zur Grenze Kameruns im Osten und erreicht bei Benin, Togo und dem Osten Ghanas die nördlichste Position bei etwa 11°N .

Die Höhenströmung ist durch die Abfolge zweier nach Osten wandernder Subtropentröge, an deren Ostflanke die beobachtete TP zu sehen ist, charakterisiert. Während der erste Trog in der ersten Phase dieses TEW-Ereignisses vom 06. bis 13. Februar nach Osten wandert und zum Ende dieser Phase stetig langsamer wird, holt ein zweiter, von Westen kommender Trog diesen sich nach Norden zurückziehenden ein und verschmilzt mit ihm am 14. Februar. Danach verlagert sich der Trog weiter nach Osten, dringt dabei weiter nach Süden vor und erreicht seine südlichste Position bei etwa 10°N am 15. Februar (Abbildung 6.1, mitte). Nach dem 16. Februar kippt die Trogachse von einer SW-NO-Orientierung in eine S-N-Richtung. Gleichzeitig zieht sich der Trog nach Norden zurück. Die Windgeschwindigkeiten im Jetmaximum erreichen im gesamten Ereigniszeitraum über 60 m/s. Das Zentrum der Antizyklone in 200 hPa befindet sich über dem zentralafrikanischen Kontinent östlich von 20°O , sodass der gesamte westafrikanische Subkontinent von einer West- bzw. Südwestströmung in der Höhe beeinflusst wird.

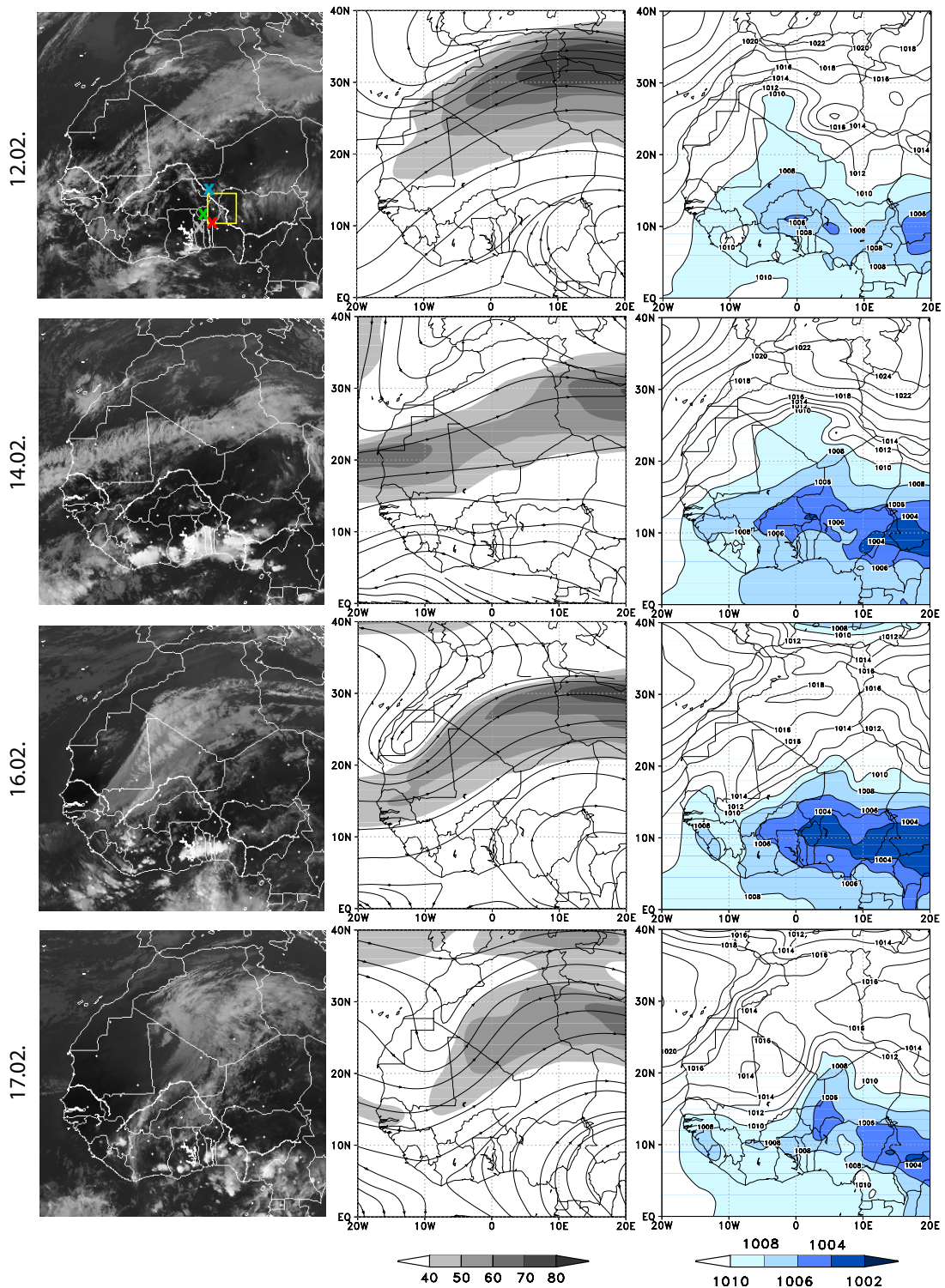


Abbildung 6.1: links: IR-METEOSAT8-Satellitenbilder um 18 UTC. Die “x” im obersten Bild markieren die Position der Stationen aus Abbildung 6.2, das gelbe Rechteck zeigt die Hitzetiefbox.; mitte: Mittlere (00 und 12 UTC) Stromlinien und Isotachen (Schattierung; in m/s) in 200hPa; rechts: Reduzierter Bodendruck in hPa um 18 UTC. Schattiert sind Werte kleiner als 1010hPa.

An den synoptischen Stationen in Benin, Togo und im Westen Nigers wird zwischen dem 11. und 16. Februar 2006 ein Druckabfall von über 1008 hPa auf weniger als 1005 hPa gemeldet (Abbildung 6.2). Unterbrochen wird diese Entwicklung von einem kurzzeitigen Druckanstieg vom 14. zum 15. Februar. Nach dem 16. Februar steigt der Druck an allen Stationen rasch wieder an.

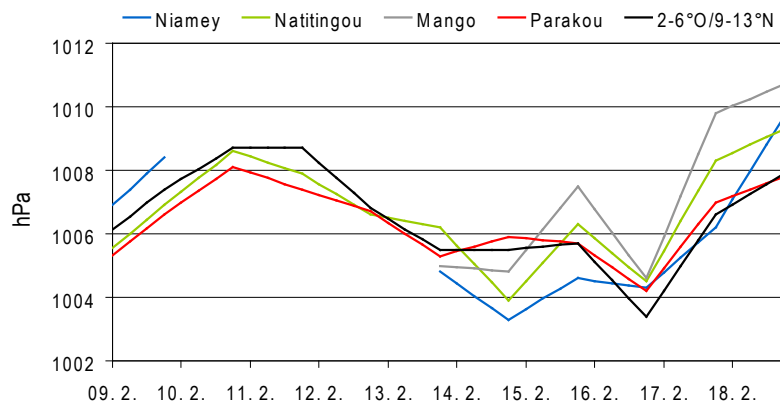


Abbildung 6.2: Zeitreihe des auf Meeresniveau reduzierten Stationsdruckes in hPa an den Stationen Niamey (2,12°O/13,48°N; Niger), Natitingou (1,38°W/10,32°N, Benin), Parakou (2,62°O/9,35°N; Benin), Mango (0,47°O/10,37°N; Togo) und in der Box 2-6°O/9-13°N vom 09. bis 18. Februar 2006 jeweils um 18 UTC.

Aufgrund des wachsenden Druck- und Feuchtegradienten zwischen dem Hitzetief und der im Süden befindlichen feuchten und kühlen Luft, verstärkt sich die Südströmung in der unteren Atmosphäre. Dadurch wird feuchte Luft weit nach Norden advehiert. Zusätzlich wird die Atmosphäre durch das nachmittägliche Aufheizen des Untergrundes labilisiert. Diese zwei Prozesse unterstützen die beobachtete Feuchtkonvektion, was in Form der oben genannten küstenparallelen Konvektion in den Satellitenbildern zu sehen. Die meteorologischen Stationen melden in dieser Region an diesen Tagen um 06 UTC 24-stündige Niederschlagsmengen von z. B. 19 mm in Parakou/Benin (2,62°O/9,35°N) und 11 mm in Fada N’Gourma/Burkina Faso (0,33°O/12,03°N) am 15. Februar und 14 mm in Wa/Ghana (2,5°W/10,05°N) am 17. Februar. Am 15. Februar wurden in der Region um Djougou/Benin (1,8°O/9,6°N) mehr als 50 mm in 24 Stunden gemeldet (Pospichal *et al.*, 2010). Für Parakou entsprechen die 19 mm 200% des langjährigen Februarmittels von 1961-1990.

6.2 Untersuchung der Hitzetiefentwicklung

Die Untersuchung der Hitzetiefentwicklung erfolgt in 2 Schritten. Im ersten Schritt werden die Terme der Gleichung 4.32 betrachtet. Im zweiten Schritt erfolgt die detaillierte

Untersuchung der Änderung der Temperatur in einer Luftsäule aufgrund der thermodynamischen und diabatischen Prozesse, welche durch die Terme der Gleichung 4.33 quantifiziert werden. Aufgrund der Komplexität dieses Themas wird der Leser an dieser Stelle auf die Zusammenfassung der Ergebnisse bezüglich der Hitzetiefentwicklung im Kapitel 6.3 hingewiesen. Die schematische Übersicht veranschaulicht die Verformung der Luftsäule innerhalb von 24-Stunden-Intervallen, die daran beteiligten Prozesse und die daraus resultierende Drucktendenz.

Die Horizontalverteilungen des reduzierten Bodendruckes (Abbildung 6.1, rechts) zeigen den Monsuntrog mit einer zonalen Ausrichtung. Das Minimum des reduzierten Bodendruckes ist in etwa entlang des zehnten Breitengrades zu sehen. Maximal meridional erstreckt sich diese Tiefdruckrinne von etwa 5 bis 15°N am 16. Februar 2006 um 18 UTC, wenn die 1006er Isobare als Definition eines Hitzetief benutzt wird. Das Zentrum des westafrikanischen Teils des Monsuntroges befindet sich über dem Länderdreieck Benin-Niger-Burkina Faso. Daher wird für die Analyse der Bodendruckentwicklung mit Hilfe der ERA-Interim-Daten die Box 2-6°O/9-13°N gewählt und im Folgenden als Hitzetiefbox bezeichnet. Innerhalb dieser Box fällt der Druck stetig bis zum 13. Februar, bleibt dann für 48 Stunden annähernd konstant und sinkt zum 16. Februar um 18 UTC um 2 hPa auf unter 1004 hPa. Danach schwächt sich auch in diesem Datensatz das Tief schnell ab (schwarze Kurve in Abbildung 6.1).

Eine Besonderheit ist die auffallende "Ausbeulung" des Bodentiefs nach Nordost schon ab dem 14. Februar. Die von Südwest nach Nordost verlaufenden Isobaren auf der Westseite des Tiefs liegen nahezu parallel zum Jet in 200 hPa und zur Wolkenfahne. Daraus resultiert die Vermutung, dass die Entwicklung des Hitzetiefs von der extratropischen Störung beeinflusst ist.

Die Tropopausenhöhe im Bereich des Hitzetiefs schwankt zwischen 120 und 90 hPa. Daher wird für die Untersuchung der Saharatiefentwicklung mit der Drucktendenzgleichung als obere Integrationsgrenze das 90 hPa-Niveau festgelegt.

Die folgende Abbildung 6.3 zeigt die Terme aus Gleichung 4.32 gemittelt über die Hitzetiefbox für die 24-stündigen Tendenzen von 18 UTC des Vortages bis 18 UTC des aktuellen Tages für den Zeitraum vom 10. bis zum 18. Februar 2006. Die grünen Balken stellen die Geopotentialtendenz in 90 hPa, und die roten Balken zeigen den Anteil der Temperaturänderung an der Drucktendenz, wobei negative Werte ein Erwärmen der Luftsäule und damit ein Beitrag zum Druckfall bedeuten. Positive Werte bedeuten entsprechend ein Abkühlen der Luftsäule und damit ein Beitrag zum Druckanstieg. Die Auswirkungen von Niederschlag und Verdunstung auf den Bodendruck sind als blaue Balken und Zahlen dargestellt. Ist die Niederschlagsmenge im Modell höher als die Menge an Wasser, welche vom Boden her verdunstet, so ergibt sich ein Beitrag zum Druckfall.

Die grauen Balken zeigen die Geschlossenheit des ERA-Interim-Datensatzes und werden als Residuum bezeichnet. Dieses Residuum wird aus der Differenz zwischen Bodendrucktendenz, integrierter Temperaturtendenz, Geopotentialtendenz, Verdunstung und

Niederschlag berechnet. Ist dieser Term klein, so erklären die berechneten Terme die Bodendrucktendenz sehr gut.

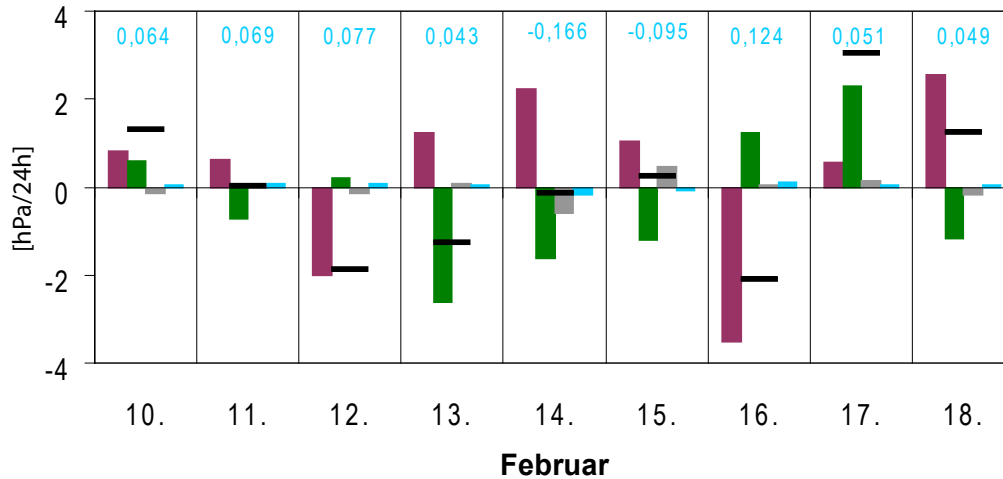


Abbildung 6.3: 24-stündige Tendenzen von 18UTC des Vortages bis 18UTC des aktuellen Tages in $hPa/24h$ des Bodendruckes (schwarze waagerechte Linien), des Geopotentials in 90hPa (grün), der integrierten Temperatur (rot) und der Verdunstung-Niederschlag (blau, Zahlen) für die Box $2^{\circ}O-6^{\circ}O/9^{\circ}N-13^{\circ}N$. Die grauen Balken zeigen das Residuum.

Vom 11. auf den 12. Februar setzt Druckfall ein. An diesem Tag wird die Erwärmung der Luftsäule nahezu vollständig in Druckfall umgesetzt, welches an einer sehr geringen Geopotentialtendenz ($d\Phi=0,2hPa/24h$) in 90hPa zu erkennen ist. Das bedeutet, dass die durch horizontale Expansion erzeugte Massenevakuierung zu dem Druckfall führt. Die Einflüsse von Verdunstung und Niederschlag sind gering ($<0,08hPa/24h$). Der folgende Tag mit Druckfall ist durch Abkühlen der Luftsäule ($ITT=1,2hPa/24h$) und Geopotentialabsenkung ($d\Phi=-2,6hPa/24h$) gekennzeichnet. Das bedeutet, dass die Geopotentialabsenkung infolge vertikaler Kontraktion der Luftsäule aufgrund von Temperaturabnahme in der Luftsäule durch zusätzliche Massenevakurierung verstärkt wird, woraus wiederum der Druckfall resultiert. In den darauffolgenden 48 Stunden, vom 13. bis zum 15. Februar, mit leichtem Druckfall beziehungsweise -anstieg kompensieren sich Temperaturabnahme ($ITT>0$) und Geopotentialabsenkung ($d\Phi<0$) fast vollständig. Anschaulich bedeutet das, dass die Abkühlung der Atmosphäre vollständig in vertikale Kontraktion umgesetzt wird. Eine Massenänderung durch horizontale Ausdehnung/Kontraktion der Luftsäule ist sehr gering. Das Residuum ist während des Ereignisses an diesen beiden Tagen am größten.

Vom 15. auf den 16. Februar sinkt der Druck um $2,1hPa$, was auf einen thermischen Antrieb zurückzuführen ist. Die Luftsäule wird durch thermodynamische Effekte erwärmt, was bei rein horizontaler Ausdehnung einem Druckfall von $3,5hPa/24h$ entsprechen würde. Diese Ausdehnung wird zum Teil jedoch durch vertikale Ausdehnung der Luftsäule kompensiert und entspricht $1,2hPa/24h$.

Die darauf folgenden 24 Stunden bis zum 17. Februar um 18UTC sind durch Massen-

konvergenz gekennzeichnet. Die Geopotentialanhebung in 90hPa wird nicht durch Aufheizen der Luftsäule erzeugt, sondern durch konvergente Strömung. Diese Konvergenz wird zusätzlich durch thermodynamische Abkühlungseffekte verstärkt und führt so zu einem Druckanstieg von 3 hPa. Dadurch beginnt das Auffüllen des Hitzetiefs, welches sich danach auf Grund von Kaltluftadvektion fortsetzt.

Um zu verstehen, welche thermodynamischen Prozesse für die Temperaturentwicklung in der Luftsäule der Hitzetiefbox verantwortlich sind, zeigt Abbildung 6.4 die Zeitreihen von TADV, OMT, HUM, und $DIAB_{res}$ als Beiträge zu ITT ausgedrückt in 24-stündigen Drucktendenzen. Dabei wird $DIAB_{res}$ als Residuum aus ITT, TADV, OMT und HUM berechnet und somit von der Geschlossenheit des Datensatzes ausgegangen. Das bedeutet, das bei der Interpretation von $DIAB_{res}$ stets eine gewisse Unsicherheit in der Größe des Terms enthalten ist. Warmluftadvektion, Absinken, Feuchtezunahme in einem Luftpaket und diabatisches Heizen erwärmen die Atmosphäre und stellen somit einen Beitrag zum Druckfall dar und Kaltluftadvektion, Aufsteigen, Abnahme des Wasserdampfgehaltes und diabatisches Kühlen folglich einen Beitrag zum Druckanstieg.

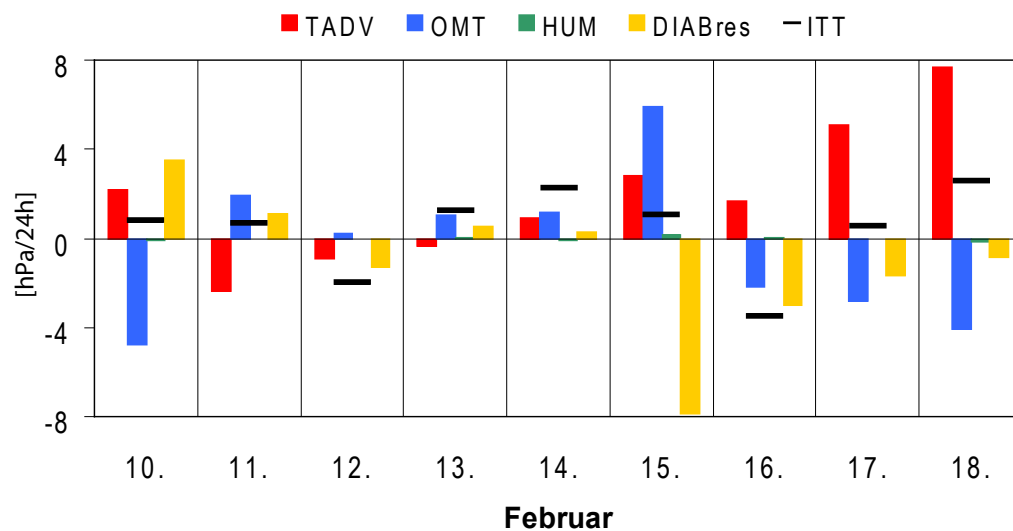


Abbildung 6.4: 24-stündige Beiträge von 18UTC des Vortages bis 18UTC des aktuellen Tages in $hPa/24h$ von TADV (rot), OMT (blau), HUM (grün) und $DIAB_{res}$ (orange) zur integrierten Temperaturtendenz (schwarze waagerechte Linien) für die Hitzetiefbox $2^{\circ}O-6^{\circ}O/9^{\circ}N-13^{\circ}N$.

In den ersten 24 Stunden mit Druckfall wird die Atmosphäre durch Warmluftadvektion und diabatische Prozesse in gleicher Größenordnung geheizt (Abbildung 6.4). Die Temperaturabnahme in den darauffolgenden 48 Stunden wird durch Aufsteigen in der Luftsäule (1,0 und 1,1 hPa/24h) und diabatischem Kühlen (0,5 und 0,2 hPa/24h) erzeugt. Am zweiten Tag bis zum 14. Februar um 18UTC kühlt zusätzlich Kaltluftadvektion die Atmosphäre (0,9 hPa/24h). Vom 14. auf den 15. Februar fällt der große diabatische Heizterm mit 7,8 hPa/24h auf. Dieses starke Heizen, welches als Residuum berechnet wur-

de, resultiert aus den Abkühlungseffekten durch Kaltluftadvektion ($TADV=2,8\text{ hPa}/24\text{h}$) und Aufsteigen ($OMT=5,9\text{ hPa}/24\text{h}$). Die Feuchteänderung spielt wie auch an den anderen Tagen eine untergeordnete Rolle und ist um eine Größenordnung kleiner als die anderen Terme.

Abbildung 6.5 zeigt für diese 24 Stunden die Horizontalverteilungen von $TADV$, OMT , HUM und $DIAB_{res}$ und deren Summe (ITT) integriert vom Boden bis 90 hPa. Abgesehen von ITT fällt das zonale Muster von negativen und positiven Beiträgen zur Drucktendenz auf. Der Vergleich mit dem Satellitenbild zeigt eine gute Übereinstimmung mit der Position der sichtbaren Bewölkung. Das bedeutet, dass OMT in den Bereichen negativ ist, wo keine oder nur sehr geringe Bewölkung auftritt, was den Wolken auflösenden Effekt von Absinkbewegungen und Wolken bildenden Effekt von Aufwärtsbewegungen unterstreicht.

Das zu OMT inverse Muster, qualitativ und quantitativ, ist in der Abbildung des diabatischen Heizterms zu finden. Neben dem latenten Heizen sind im Bereich von Wolken auch wolkenphysikalische Effekte und vertikale Diffusion von entscheidender Bedeutung, wohingegen in wolkenfreien Bereichen die Strahlungsabkühlung die anderen diabatischen Prozesse dominiert. Das entsprechende Gegenteil zu OMT gilt für $TADV$, wobei entlang der ITCZ kein Heizen der Atmosphäre stattfindet, was auf die Advektion kühlerer Luft vom Atlantik zurückgeführt werden kann. Der Bereich mit negativem Drucktendenzbeitrag bzw. Warmluftadvektion ist entlang der nahezu zonal ausgerichteten TP zu sehen. HUM ist im Bereich der Konvektion positiv und im wolkenfreien Bereich negativ, was auf den Vertikaltransport von feuchten Luftpaketen zurückgeführt werden kann. Aufgrund des nach oben gerichteten vertikalen Transport von Luftpaketen wird der in der Abbildung 6.5 zu sehende negative Beitrag zur Drucktendenz erzeugt (vgl. Kapitel 4 Abschnitt 6). Entsprechendes gilt für die Absinkregionen. Jedoch erzeugen diese thermodynamischen und diabatischen Prozesse in ihrer Summe über nahezu dem gesamten Westafrikanischen Kontinent ein Kühlen der Atmosphäre und damit potentiell einen Druckanstieg (Abbildung 6.5, oben rechts).

Innerhalb der Hitzetiefbox führt Kaltluftadvektion ($TADV=2,8\text{ hPa}/6\text{h}$) und durch Aufsteigen erzeugtes Kühlen der Atmosphäre ($OMT=5,9\text{ hPa}/6\text{h}$) potentiell zu einem Druckanstieg und wird durch diabatisches Heizen ($DIAB_{res}=7,8\text{ hPa}/6\text{h}$) kompensiert, welches sich im Laufe der 24 Stunden des Tages wie folgt entwickelt (ohne Abbildung): Zwischen dem 14. Februar um 18 UTC und dem 15. Februar um 00 UTC bewirken diabatisches Kühlen unterhalb von 600 hPa und geringes Heizen darüber und Aufsteigen vom Boden bis etwa 160 hPa ein Kühlen der Atmosphäre bis in 90 hPa. Demgegenüber steht nur eine geringe Warmluftadvektion in der gesamten Luftsäule. Oberhalb der Tropopause in etwa 120 hPa herrscht Kaltluftadvektion vor. Im Allgemeinen wird in wolkenfreien Gebieten das Profil von ITT in der Nacht von Strahlungsabkühlung dominiert. Dies ist in diesem Fall nicht erfüllt. Vielmehr bestimmt die Konvektion und die daraus resultierenden diabatischen Prozesse das Profil der Temperaturänderung. Zwischen 00 und 06 UTC schwächt sich die Abkühlung durch Vertikalbewegung ab und die Warmluftadvektion nimmt leicht zu. Die Heizraten infolge diabatischer Prozesse sind nahezu null. All diese Effekte führen innerhalb dieser sechs Stunden zu geringerem Kühlen als die sechs Stun-

den zuvor. Bis 12 UTC ändern sich die Profile von TADV und OMT nicht wesentlich. Die Temperaturänderung, welche nun vom Boden bis 90 hPa integriert, $-1 \text{ hPa}/6\text{h}$ beträgt (TADV= $1 \text{ hPa}/6\text{h}$, OMT= $2 \text{ hPa}/6\text{h}$) wird im Wesentlichen von diabatischem Heizen erzeugt ($\text{DIAB}_{res} = -4 \text{ hPa}/6\text{h}$). Dieser dominante Einfluss von DIAB_{res} auf ITT nimmt bis 18 UTC weiter zu, wird aber von OMT infolge auftretender Konvektion abgeschwächt, sodass ein Netto-Erwärmung der Luftsäule in diesen sechs Stunden von $1,4 \text{ hPa}$ eintritt.

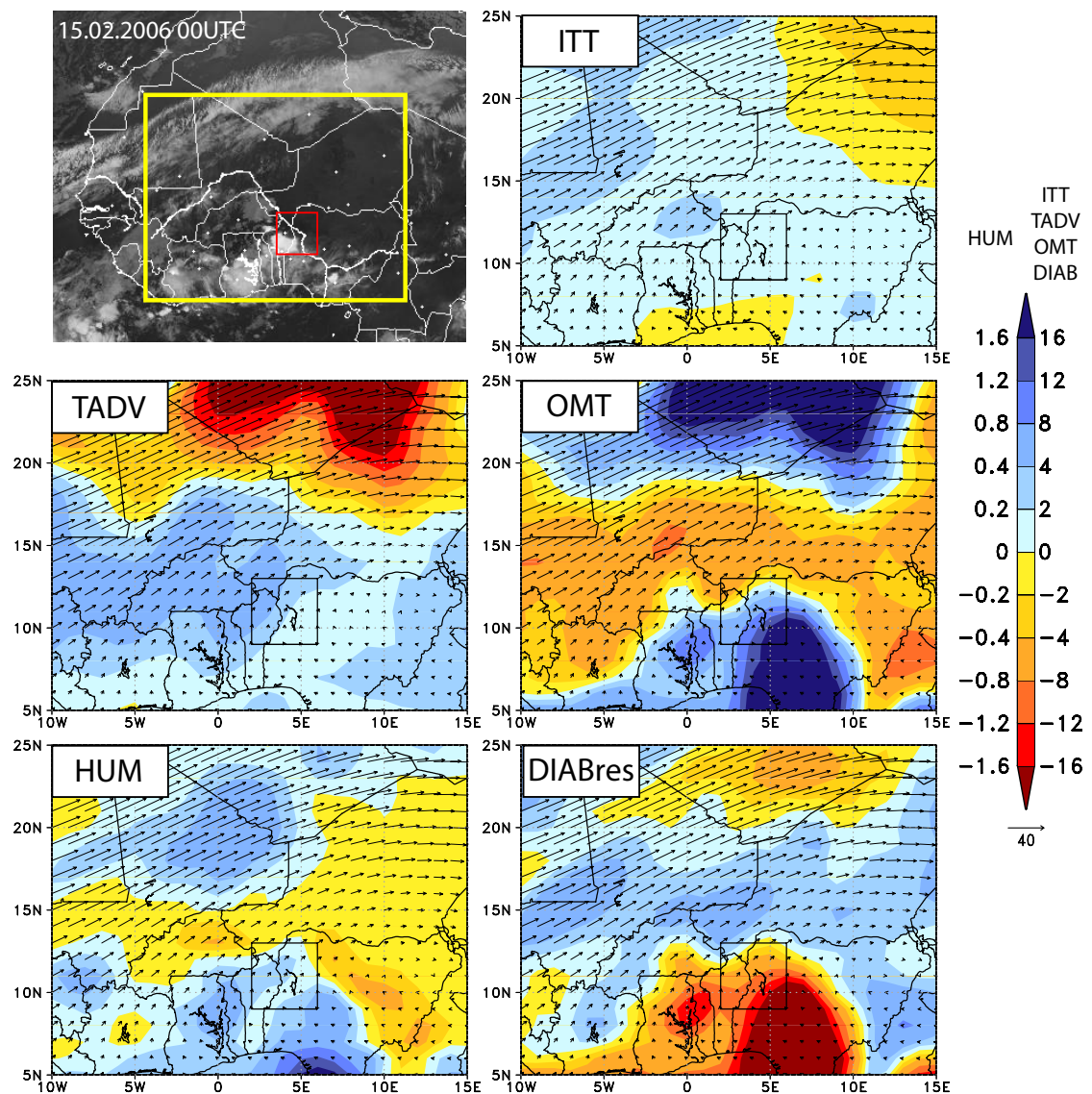


Abbildung 6.5: oben links: IR-Satellitenbild vom 15. Februar 2006 um 00 UTC. Rot eingezeichnet ist der Ausschnitt der übrigen Abbildungen, Gelb markiert ist die Hitzetiefbox. sonst: Beiträge von ITT, TADV, OMT, HUM und DIAB_{res} und zur 24-stündigen Drucktendenz vom 14. Februar 18 UTC bis 15. Februar 18 UTC in $\text{hPa}/24\text{h}$. Die Vektoren zeigen die über die Atmosphäre gemittelte Strömung in m/s . Das eingezeichnete Rechteck markiert die Hitzetiefbox.

Am 16. Februar 2006, dem letzten Tag mit Druckfall, wird das starke Erwärmen der Luftsäule durch Absinkbewegung und diabatisches Heizen erzeugt, welches durch Kaltluftadvektion abgeschwächt wird (Abbildung 6.4). Die Horizontalverteilungen der Effekte der thermodynamischen und diabatischen Prozesse auf die Bodendrucktendenz sind in Abbildung 6.6 dargestellt. Die Position der TP (vgl. Abbildung 6.1) ist in allen Abbildungen anhand negativer Werte von TADV und $DIAB_{res}$ und positiver Werte von OMT und HUM zu erkennen. Das wolkenärmere Gebiet östlich der TP ist durch Absinken und Kaltluftadvektion und diabatischen Kühlen geprägt. Innerhalb der Hitzetiefbox ist TADV bis auf einen kleinen Bereich am Südrand positiv. Es wird Kaltluft advehiert. Aufgrund großräumigen Absinkens trägt OMT potentiell zu Druckfall bei, außer in der südwestlichen Ecke. Dort ist jedoch $DIAB_{res}$ maximal negativ. Die Änderung der spezifischen Feuchte ist mit Werten zwischen $-0,2 \text{ hPa}/24\text{h}$ im Osten und $0,4 \text{ hPa}/24\text{h}$ im Westen der Box um eine Größenordnung kleiner als die anderen Terme.

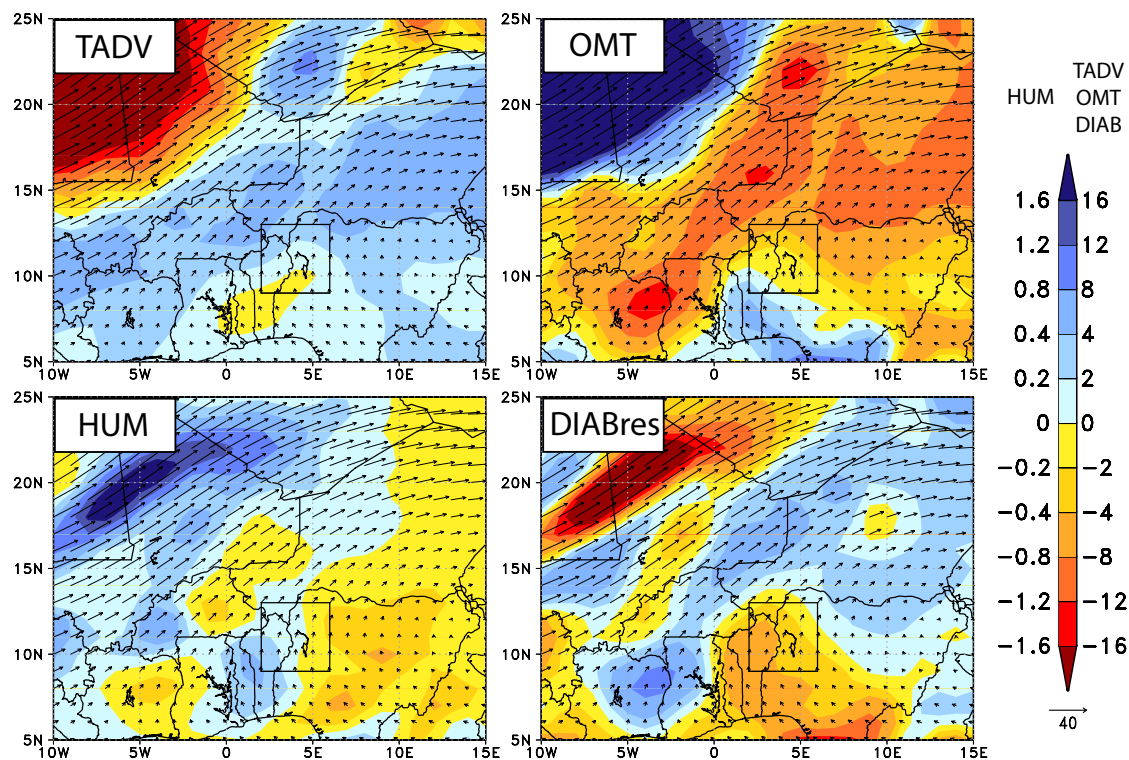


Abbildung 6.6: Beiträge von TADV, OMT, HUM und $DIAB_{res}$ und zur 24-stündigen Drucktendenz vom 15. Februar 18UTC bis 16. Februar 18UTC in $\text{hPa}/24\text{h}$. Die Vektoren zeigen die über die Atmosphäre gemittelte Strömung in m/s . Das eingezeichnete Rechteck markiert die Hitzetiefbox.

Die Vertikalprofile dieser Terme für die vier sechsstündigen Zeitabschnitte zeigen, einerseits diabatisches Kühlen (im Allgemeinen Strahlungsabkühlung) in Kombination mit Aufsteigen und andererseits Warmluftadvektion in der gesamten Luftsäule bis etwa 120hPa (Tropopausenhöhe zu diesem Zeitpunkt) zwischen 18UTC am 15. und 00UTC

am 16. Februar 2006. Dadurch wird die Luftsäule in jeder Schicht gekühlt. Oberhalb der Tropopause, ist Kaltluftadvektion, diabatisches Heizen und Absinken identifizierbar (ohne Abbildung). Innerhalb der folgenden sechs Stunden bis 06 UTC sinkt das Niveau, oberhalb dessen Absinken vorherrscht auf 470 hPa. Die Abkühlung infolge diabatischer Prozesse geht zurück und die Warmluftadvektion geht ebenfalls zurück, sodass die positive Temperaturtendenz ihr Tagesminimum erreicht. Diese Entwicklung tritt nahezu jeden Tag ein. Von 06 bis 12 UTC wird die Luftsäule von der unteren Atmosphäre her durch Aufheizen des Untergrundes und vertikaler Durchmischung nach oben bis etwa 520 hPa erwärmt. Darüber wird das Erwärmen der Atmosphäre noch immer von Absinken erzeugt. Erst zwischen 12 und 18 UTC wird die Temperaturerhöhung von den diabatischen Prozessen bestimmt. Der Effekt von nachmittäglicher Konvektion auf den Bodendruck - OMT ist unterhalb von 240 hPa auf allen Niveaus positiv - wird durch Warmluftadvektion bis in 200 hPa abgeschwächt.

Nach dem Erreichen des Druckminimums am 16. Februar 2006 wird die Abkühlung der Luftsäule durch Kaltluftadvektion erzeugt, welche das Erwärmen durch Absinken und diabatisches Heizen überkompensiert. Der Hauptanteil des beobachteten Druckanstieges wird an diesem Tag jedoch durch dynamisch angetriebene Massenkongruenz erreicht, welcher im Folgenden näher beschrieben wird.

Abbildung 6.7 zeigt für den Zeitraum vom 14. bis 18. Februar 2006 um 18 UTC die Niederschlagssummen des ERA-Interim-Datensatzes, des TRMM-Produktes, und der Meldungen der SYNOP-Stationen und die Feuchteflusskonvergenz für die untere Atmosphäre. Aufgrund fehlender Meldungen von inaktiven und auch zum Teil aktiven Stationen sind die Niederschlagsangaben als Mindestwerte anzusehen. Das bedeutet, dass zum einen mehr Niederschlag gefallen sein kann und zum anderen, dass auch in Regionen ohne Meldung Regen gefallen sein kann. Im Bereich der Wolkenfahne sind nur wenige synoptische Stationen vorhanden, woraus die geringe Anzahl an Informationen in diesem Gebiet resultiert.

Das Maximum der untertroposphärischen Feuchteflusskonvergenz nördlich der ITCZ befindet sich parallel zur und östlich der Wolkenfahne mit mehr als 20 mm/96h. Die Feuchte und damit auch Massenkongruenz resultiert aus der Richtungskongruenz einer zyklonal gekrümmten Strömung im Westen, welche von den Beobachtungen der nigri-schen synoptischen Stationen bestätigt wird, und einer antizyklonal gekrümmten Strömung aus Osten in der Schicht vom Boden bis 850 hPa. Diese Ostströmung wird folglich von der Strömung aus Westen geblockt und so nach Norden geführt. Diese Feuchteansammlung ist jedoch nicht ausreichend für die Auslösung von Feuchtekonvektion und Niederschlag (6.7, links). Die Radiosondenaufstiege von Niamey (2,12°O/13,48°N; Niger), welches sich im Bereich der Feuchteflusskonvergenz befindet, zeigen neben hoher relativer Feuchten von bis zu 80% eine sehr stabil geschichtete Atmosphäre, was das Fehlen von Niederschlag erklärt (ohne Abbildung). Die vom Boden bis 300 hPa integrierte Feuchteflusskonvergenz zeigt das Maximum mit mehr als 40 mm/96h entlang der ITCZ und der TP (ohne Abbildung), wo die synoptischen Stationen, die ERA-

Interim-Daten und das TRMM-Produkt die Niederschläge zeigen. Des Weiteren zeigt das TRMM-Produkt über Ghana, Togo, Benin und Burkina Faso die nordwärtige Exkursion des zonal ausgerichteten Niederschlagsbandes der ITCZ nach Norden, so wie es in den Abbildungen des reduzierten Bodendruckes zu sehen ist.

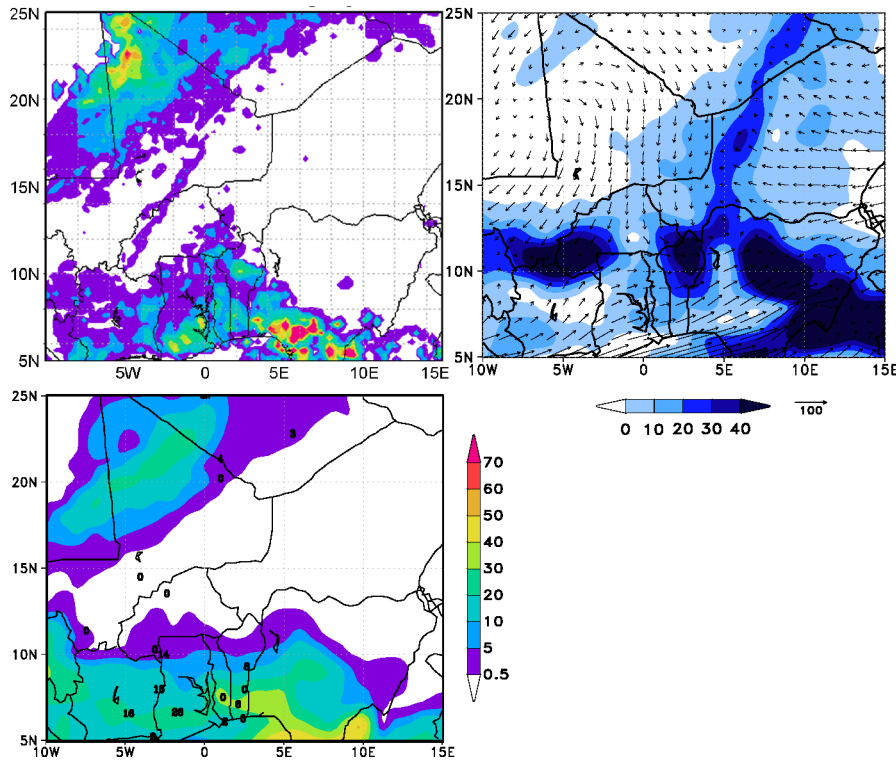


Abbildung 6.7: links: TRMM-Niederschlagssumme (oben), Modellniederschlag (unten, schattiert) und gemessene Niederschlagssummen (unten, Zahlen) in $mm/96h$ für den Zeitraum vom 14. Februar 18UTC bis 18. Februar 18UTC. rechts: Mittlerer, zwischen Boden und 850 hPa integrierter Feuchtefluss in $kg/(m*s)$ (Vektoren) und Feuchteflusskonvergenz in $mm/96h$ (Schattierung) für den gleichen Zeitraum. Die schattierten, positiven Bereiche der Feuchteflusskonvergenz zeigen die Regionen mit Feuchtezunahme.

6.3 Zusammenfassung und Diskussion

Dieses Ereignis einer tropisch-extratropischen Wechselwirkung wurde aufgrund des sehr ausgeprägten Hitzetiefs mit weniger als 1004 hPa aus der Liste ausgewählt. Die Untersuchungen zeigten eine über fünf Tage andauernde Entwicklung dieses Tiefs vom 12. bis 16. Februar 2006, mit einem absoluten Druckminimum von 1003,7 hPa am 16. Februar in den ERA-Interim-Daten und zwischen 1004 und 1005 hPa an den synoptischen Stationen am 14. und 16. Februar. Die räumliche Position des Hitzetiefs wurde vom Modell gut erfasst.

Die Untersuchung der Entwicklung des Tiefs mit Hilfe der Drucktendenzgleichung liefert folgende Ergebnisse, welche in Abbildung 6.8 schematisch und qualitativ zusammengefasst sind. Die Einflüsse der Feuchteänderung und des Terms $g(E-P)$ auf die Bodendrucktendenz sind aufgrund ihrer Größenordnung in der Schemazeichnung nicht mit berücksichtigt.

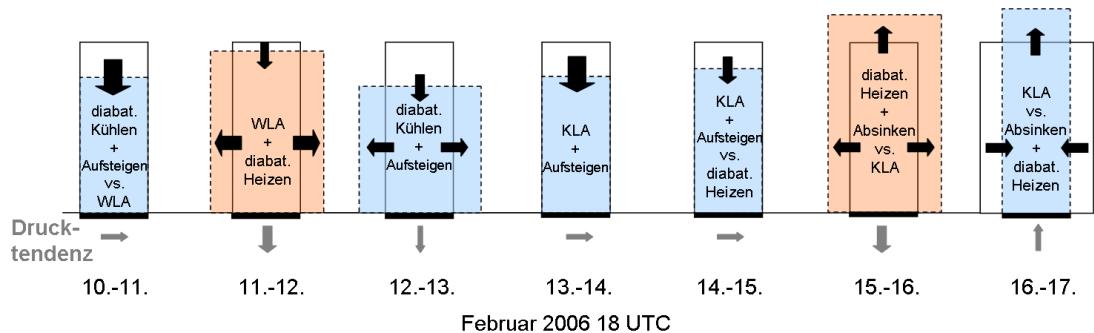


Abbildung 6.8: Schemazeichnung der an der Druckentwicklung (graue Pfeile unter den Boxen) beteiligten Prozesse. Die 24-stündigen Zeiträume sind darunter angegeben. Die Box mit durchgezogenem Rand zeigt die Luftsäule zu Beginn des Zeitraumes, die Box mit dem strichliertem Rand die Luftsäule am Ende des Zeitraumes. Die Färbung der resultierenden Luftsäule zeigt die Erwärmung (rot, $ITT < 0$) oder Abkühlung (blau, $ITT > 0$) der Luftsäule bzw. eine gleichbleibende Temperatur (weiß, $ITT \approx 0$). Die daran beteiligten Prozesse sind in der Box genannt, wobei die Dominierenden zuerst stehen. Die vertikalen schwarzen Pfeile zeigen die vertikale Ausdehnung ($d\Phi > 0$) bzw. Stauchung ($d\Phi < 0$) der Luftsäule, die horizontalen die Massenkonzvergenz bzw. -divergenz an. Die Pfeilgröße deutet die Stärke der jeweiligen Prozesse an.

Initiiert wird die Hitzetiefentwicklung in der Zeit vom 11. bis 12. Februar um 18 UTC durch horizontale Expansion erwärmter Luftmassen. Diese Temperaturzunahme ist durch Warmluftadvektion (WLA) und diabatisches Heizen erzeugt. Der Druckabfall des folgenden Tages ist dynamisch induziert. Das bedeutet, dass neben der, durch die analysierte Kaltluftadvektion (KLA) erzeugte vertikale Kontraktion der Luft zusätzlich Luftmasse evakuiert wird. Auf diese zwei Tage mit Druckfall folgen zwei Tage mit nahezu gleichbleibendem Bodendruck, an denen die Abkühlung der Atmosphäre nahezu vollständig in die vertikale Kontraktion der Luftsäule umgesetzt wird. Der letzte Tag mit fallendem Druck bis zum 16. Februar um 18 UTC ist wie zu Beginn der Hitzetiefentwicklung von einer thermisch induzierten Massenevakuierung geprägt. Das bedeutet, die Luftsäule erwärmt sich durch konvektives Aufsteigen in Kombination mit dem Erwärmen der Atmosphäre durch diabatische Prozesse. Das daraus resultierende Ausdehnen der Luft erfolgt zum Teil in die vertikale ($d\Phi > 0$) und zum Teil in die horizontale Richtung, was der Massenevakuierung und damit der Drucktendenz entspricht.

Die im Kapitel 6.1 beschriebene markante Form des Hitzetiefs wird durch die vorherrschende Strömung erzeugt. Dabei befindet sich das Zentrum des Bodentiefs zwischen einer zyklonalen Strömung im Westen und einer antizyklonalen Strömung im Osten.

Diese Konvergenz der Strömung und die daraus resultierende Südwestströmung entlang der Konvergenz ist bis in die bodennahe Schicht zu beobachten. Unterstrichen wird dieses Zusammenströmen von der analysierten Feuchteflusskonvergenz in diesem Bereich sowohl in der unteren als auch in der gesamten Atmosphäre. Die Konvergenz reicht jedoch nicht aus, um Feuchtkonvektion und Niederschlag entlang dieser Konvergenzzone auszulösen. Parallel zu dieser konvergenzparallelen Südwestströmung verlaufen die Isobaren der Westflanke des Tiefs, was den Einfluss der durch den Trog beeinflussten Strömung verdeutlicht. Entlang der Guineaküste über Ghana, Togo, Benin und weiter über dem Kontinent in Burkina Faso zeigt das TRMM-Produkt Niederschläge mit bis zu 20 mm vom 14. bis 18. Februar. Das trogvorderseitige Niederschlagsgebiet weist die charakteristische Form auf, wenn ein Hitzetief durch den Einfluss eines Höhentrog nach Norden verlagert bzw. gestreckt wird (*Knippertz und Fink, 2008*). Dabei folgt die feuchte Monsunströmung der Verlagerung des Tiefs nach Norden und begünstigt so die Bildung von Niederschlägen.

Diese (Massen-)Konvergenz leitet am 17. Februar das Auffüllen des Tiefs ein. Am 18. Februar wird dieser dynamisch angetriebene Druckanstieg von Advektion kühlerer Luft vom Atlantik abgelöst. Zusätzlich bewirken die Niederschläge und die darauf folgende Abkühlung durch Verdunstung des Niederschlages von Boden der unteren Schicht den Druckanstieg.

7 Fall 2: Hitzetiefentwicklung in der Übergangsjahreszeit vom 19. bis 30. Mai 2006

Für die Periode vom 15. Mai bis 14. Juni 2006 liegen sowohl die ERA-Interim-Daten als auch die AMMA Re-Analysen vor. Daher erfolgen die Untersuchungen dieses Ereignisses mit beiden Datensätzen. Die qualitative Zusammenfassung der Ergebnisse und die vergleichende Diskussion erfolgt im Anschluss. Wie für den Februarfall sei der Leser an dieser Stelle auf die schematische Zusammenfassung der an der Drucktendenz beteiligten Prozesse bezüglich der AMMA-Reanalysen und der ERA-Interim-Daten im Kapitel 7.4 hingewiesen.

7.1 Synoptischer Überblick

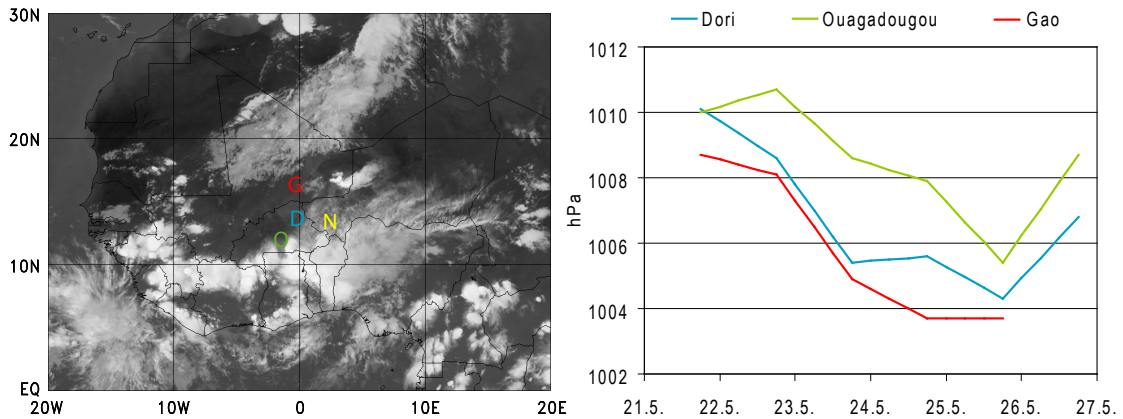


Abbildung 7.1: links: IR-Satellitenbild vom 25. Mai 2006 um 18 UTC. Die farbigen Buchstaben markieren die Stationen **D**ori, **O**uagadougou, **G**ao und **N**iamey. rechts: Zeitreihe des auf Meeressniveau reduzierten Stationsdruckes an den Stationen Dori ($0,01^{\circ}\text{W}/14,01^{\circ}\text{N}$; Burkina Faso), Ouagadougou ($1,52^{\circ}\text{W}/12,35^{\circ}\text{N}$; Burkina Faso) und Gao ($0,02^{\circ}\text{W}/16,27^{\circ}\text{N}$; Mali) vom 21. bis 26. Mai 2006 jeweils um 18 UTC.

Die SYNOP-Meldungen der meteorologischen Stationen in Burkina Faso, Mali und im Westen Nigers deuten zwischen dem 21. Mai und 25. Mai 2006 18 UTC die Entwicklung eines Hitzetiefs an, was sich in der Reduzierung des auf Meeressniveau reduzierten Stationsdruckes und einer Erhöhung der 18 UTC-Temperatur mit gleichzeitigem Taupunktrückgang ausdrückt. An den meteorologischen Stationen Dori ($0,01^{\circ}\text{W}/14,01^{\circ}\text{N}$) und Ouagadougou ($1,52^{\circ}\text{W}/12,35^{\circ}\text{N}$) in Burkina Faso und Gao ($0,02^{\circ}\text{W}/16,27^{\circ}\text{N}$) in Mali ist in dieser Zeit ein Rückgang des reduzierten Druckes um etwa 6 hPa zu beobachten (Abbildung 7.1). Danach steigt der Druck an allen Stationen in dieser Region wieder an.

Die Entwicklung dieses stationären Hitzetiefs geht mit der Rückdrängung der feuchten und kühleren Monsunluftmasse nach Süden und steigenden Tagesmaximumtemperaturen um 18 UTC einher. So ist den SYNOP-Meldungen ein Taupunktrückgang um 3 K auf 6°C und Maximumtemperaturen von mehr als 41°C an allen Tagen zu entnehmen (ohne Abbildung). Dieser erhöhte Temperatur- und Feuchtegradient zwischen der kühleren und feuchten Luft im Süden und der trocken heißen Luft im Norden führt wiederum dazu, dass sich die südwestliche Monsunströmung insbesondere südöstlich des Hitzetiefs verstärkt. Dadurch wird an der Ostseite dieses Tiefdruckgebietes Feuchtigkeit nach Norden transportiert und führt zur Labilisierung die Atmosphäre, wodurch die nachmittägliche Feuchtkonvektion und damit die Bildung von Niederschlag unterstützt werden. Diese Advektion der Feuchte mit dem Südwestmonsun ist in Niamey/Niger, welches sich östlich des Hitzetiefs befindet, am 24. und 25. Mai 2006 anhand der hohen relativen Feuchte in der Monsunschicht unterhalb von 3 km deutlich zu sehen (Abbildung 7.2).

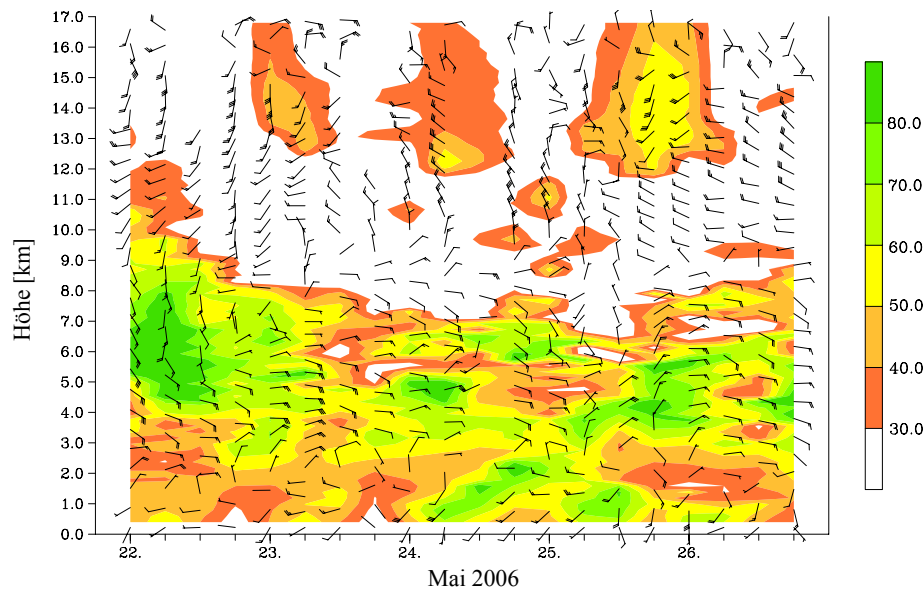


Abbildung 7.2: Zeitreihe der Radiosondenaufstiege der Station Niamey (2,12°O/13,48°N; Niger) vom 22. bis 26. Mai 2006. Die Windfahnen zeigen den Wind in *kn* an. Die relative Feuchte in % ist schattiert dargestellt. Die Position der Station ist in Abbildung 7.1 mit “N” gekennzeichnet.

Die Paketinstabilität¹, welche ein Maß für die Stabilität der Atmosphäre ist, ist oberhalb der Monsunschicht (3 km) positiv und erreicht an diesen beiden Tagen Werte von bis zu 7 K zwischen 4,5 und 7,5 km und zwischen 9 und 12 km, was einer sehr labil geschichteten Atmosphäre entspricht. Vor und nach diesen beiden Tagen ist die Paketinstabilität oberhalb der Monsunschicht zwar auch positiv, jedoch werden selten Werte von mehr als 2 K erreicht (nicht gezeigt). Zwischen dem 23. Mai um 18 UTC und dem 26. Mai um 06 UTC werden Niederschlagsereignisse an dieser Südostseite des Hitzetiefs gemeldet, welche akkumuliert über diesen Zeitraum bis zu 20 mm ergeben (ohne Abbildung).

¹Die Paketinstabilität ist die Differenz zwischen der pseudopotentiellen Temperatur eines Luftpaketes, welches von der bodennahen Schicht (Boden bis 925 hPa) in das Niveau x aufsteigt und der pseudopotentiellen Temperatur der Umgebung im Niveau x. Dabei wird zwischen reversibler und pseudoadiabatischer Paketinstabilität unterschieden. Erreicht ein Luftpaket beim Aufsteigen Sättigung, so fällt die Feuchte im reversiblen Fall nicht aus, sondern verbleibt im Luftpaket. Im pseudoadiabatischen Fall hingegen, verliert das Luftpaket beim Aufsteigen die kondensierte Feuchtigkeit. Positive Werte bedeuten eine instabil geschichtete Atmosphäre, da das aufgestiegene Luftpaket eine höhere Temperatur als dessen Umgebung hat und somit weiter aufsteigen würde. Negative Werte bedeuten entsprechend Stabilität, bei der die Umgebung wärmer als das gehobene Luftpaket ist.

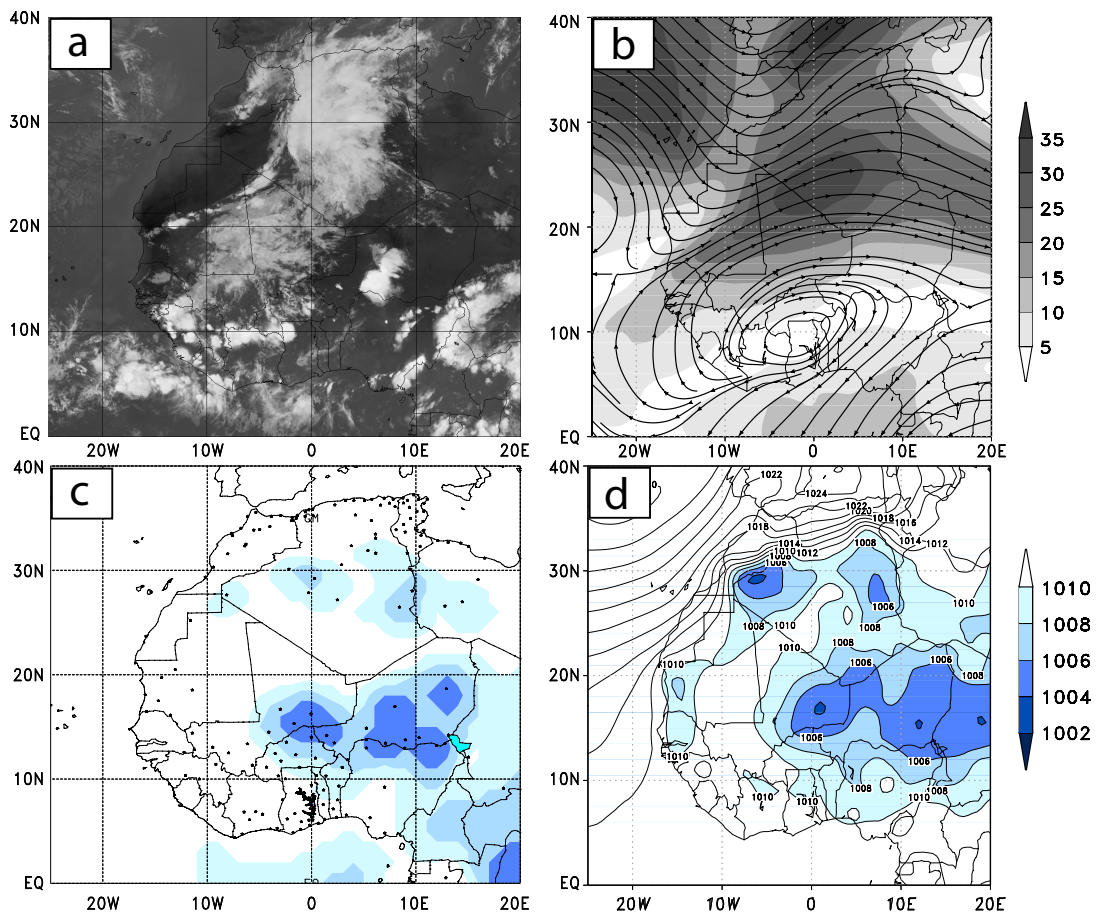


Abbildung 7.3: IR-METEOSAT-Satellitenbild vom 24. Mai 2006 um 18 UTC (a). Mittlere (00 und 12 UTC) Stromlinien und Isotachen (schattiert in m/s) in 250 hPa für den Zeitraum 22. Mai 12 UTC bis 25. Mai 00 UTC (b). Reduzierter Bodendruck in hPa interpoliert aus den Meldungen der SYNOP-Stationen (mit einem Punkt gekennzeichnet) (c) und aus ERA-Interim (d) für den 24. Mai 2006 um 18 UTC. Schattiert sind Werte kleiner als 1010 hPa.

Die Position des Hitzetiefs am 24. Mai 2006 um 18 UTC ist in Abbildung 7.3c (Meldungen der meteorologischen Stationen) und 7.3d (ERA-Interim) dargestellt, da zu diesem Termin in den Analysen die stärkste Ausprägung des Bodentiefs mit weniger als 1004 hPa im Zentrum und der größten räumlichen Ausdehnung auftritt. Das Druckminimum wird somit im Modell 24 Stunden früher als in den meisten Beobachtungen erreicht. Des Weiteren dehnt sich das Hitzetief etwas weiter nach Norden und Osten aus, als es anhand der Beobachtungen analysiert wird. Dies kann auf die fehlenden Beobachtungsdaten nördlich von 17°N zurückgeführt werden. Das Zentrum des Hitzetiefs in beiden Datensätzen stimmt jedoch sehr gut überein. Der minimale Bodendruck wird an der Station Gao (0,02°W/16,27°N, Mali) mit 1003,7 hPa gemeldet. Im Modell befindet sich das Minimum des reduzierten Bodendrucks mit 1003,9 hPa bei 1°W/17°N.

Die obertroposphärische Zirkulation ist gekennzeichnet von einer Antizyklone über dem südlichen Westafrika und einem in die Tropen vorgedrungenen obertroposphärischen, extratropischen Trog. Diese Höhenströmung ist über den Zeitraum der Hitzetiefentwicklung am Boden nahezu stationär. Abbildung 7.3b zeigt die mittlere Strömung in 250hPa für den Zeitraum vom 22. Mai 12UTC bis 25. Mai 00UTC. Die Achse des Troges verläuft etwa 5° östlich der und nahezu parallel zur nordwestafrikanischen Küste. An der Ostflanke des Troges ist der Subtropenstrahlstrom mit einer mittleren Maximalgeschwindigkeit von mehr als 30m/s für den Zeitraum zu sehen.

In den IR-Satellitenbildern ist ab dem 20. Mai 2006 die Entwicklung einer nahezu stationären TP aus der ITCZ-Konvektion heraus zu erkennen. Sie weist eine maximale Südwest-Nordost-Erstreckung von etwa $12^\circ\text{W}/10^\circ\text{N}$ bis $10^\circ\text{O}/38^\circ\text{N}$ auf (vgl. Abbildung 7.3a für den 24. Mai 2006 um 18UTC). Dieses ausgedehnte Wolkenband befindet sich auf der Ostseite des extratropischen Höhentrog. Relativ zur beobachteten Bewölkung liegt das Minimum des reduzierten Bodendruckes der Analysen und der Stationsmeldungen unter der Grenze zwischen der TP-Bewölkung und dem östlich bzw. südöstlich angrenzenden, wolkenfreien Bereich.

7.2 Untersuchung der Hitzetiefentwicklung mit den ERA-Interim-Daten

Das Hitzetief entwickelt sich annähernd stationär innerhalb der Box $2^\circ\text{W}-3^\circ\text{O}/14^\circ\text{N}-18^\circ\text{N}$, welche im Folgenden als Hitzetiefbox bezeichnet wird. Die Tropopausenhöhe schwankt innerhalb der Hitzetiefbox während dieses Ereignisses zwischen 110hPa und 90hPa (ohne Abbildung). Daher wird für die Untersuchung der Bodendruckentwicklung mit Hilfe der Drucktendenzgleichung die obere Integrationsgrenze auf 90hPa festgelegt.

Das folgende Diagramm zeigt die Terme aus Gleichung 4.32 gemittelt über die Hitzetiefbox für die 24-stündigen Tendenzen von 18UTC des Vortages bis 18UTC des aktuellen Tages für den Zeitraum vom 21. bis 26. Mai 2006. Der Einfluss von Niederschlag und Verdunstung auf den Bodendruck ist in diesem Beispiel um zwei Größenordnungen kleiner der anderen Terme und beträgt zwischen 0,02 und 0,04hPa/24h.

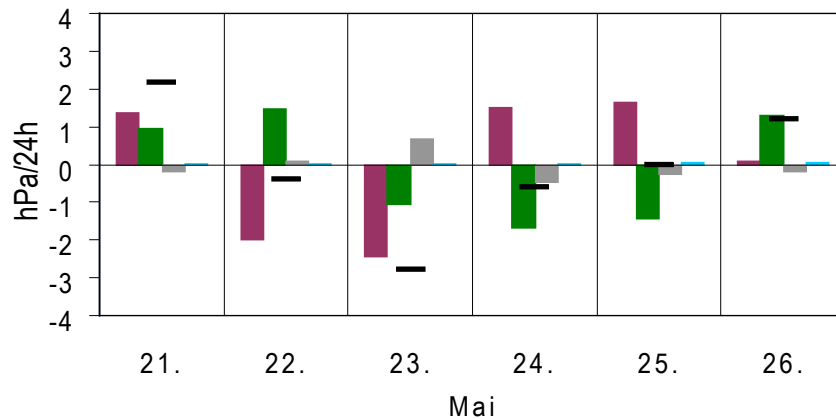


Abbildung 7.4: 24-stündige Tendenzen von 18UTC des Vortages bis 18UTC des Tages in $hPa/24h$ des Bodendruckes (schwarze waagerechte Linien), des Geopotentials in 90hPa (grün), der integrierten Temperatur (rot) und der Verdunstung-Niederschlag (blau) für die Box $2^{\circ}W-3^{\circ}O/14^{\circ}N-18^{\circ}N$. Die grauen Balken zeigen das Residuum.

In der Zeit vom 21. bis 22. Mai um 18UTC setzt Druckfall ein. Am 24. Mai ist das Hitzetief mit weniger als 1004hPa im Zentrum maximal ausgeprägt (Abbildung 7.3) und zeigt auch die größte räumliche Ausdehnung. Innerhalb der Hitzetiefbox bleibt der Druck bis zum 25. Mai erhalten und steigt danach steigt wieder an (Abbildung 7.4). Diese beschriebene Entwicklung des reduzierten Bodendruckes in den ERA-Interim-Daten stimmt sehr gut mit den Beobachtungen an der Station Gao überein (nicht gezeigt).

Am ersten Tag mit fallendem Druck wird das Heizen der Luftsäule nahezu vollständig in die vertikale Ausdehnung umgesetzt, was in der Anhebung der Geopotentialfläche in gleicher Größenordnung zu erkennen ist. Nur ein geringer Anteil der Ausdehnung der Luftsäule erfolgt in horizontaler Richtung, was sich in Massenevakuierung und somit in leichtem Druckfall ausdrückt. In den 48 Stunden vom 22. Mai bis zum 24. Mai 18UTC fällt der Druck um mehr als 3 hPa, wobei die Prozesse, welche zu einer Massenevakuierung infolge divergenter Winde führen, für die zwei Tage verschieden sind.

Am 23. Mai, dem zweiten Tag mit Druckabnahme, entspricht der Beitrag der Temperaturtendenz mit $-2,4 hPa/24h$ nahezu der Bodendrucktendenz mit $-2,8 hPa/24h$. Gleichzeitig erniedrigt sich das Geopotential um 1 hPa. Allerdings entspricht das Residuum für diese 24 Stunden mit $0,7 hPa/24h$ fast $d\Phi$ bzw. 25% der Drucktendenz. Daher sind zwei Interpretationen möglich: 1. Das Heizen der Luftsäule wird vollständig in eine horizontale Ausdehnung des Luftvolumens und damit in Druckfall umgesetzt. Die negative Geopotentialtendenz wird im Modell überschätzt und erzeugt so das große Residuum. Die zweite Interpretationsmöglichkeit liegt in der Überschätzung der Erwärmung der Luftsäule in der Größenordnung des Residuums. Das bedeutet, dass die Temperaturerhöhung, welche zu einer Anhebung der oberen Grenze führen würde, durch Massendivergenz überkompensiert wird, was wiederum zu einer Absenkung des Geopotentials führt.

Der dritte Tag mit Druckerniedrigung innerhalb der Hitzetiefbox ist gekennzeichnet durch das Abkühlen der Luftsäule und das Absenken des Geopotentials in gleichem Maße. Dies würde, bei einem geschlossenen Datensatz keine Druckänderung bedeuten, da der Temperaturrückgang vollständig in die vertikale Kontraktion der Luftsäule umgesetzt wird. Allerdings entspricht das Residuum mit $-0,4 \text{ hPa}/24\text{h}$ in etwa der Bodendrucktendenz mit $-0,6 \text{ hPa}/24\text{h}$ in der betrachteten Box. Dieses Residuum spricht für eine Unterschätzung des horizontalen Massentransports aus der Box heraus (Geopotentialabsenkung) oder einer Überschätzung des Abkühlens der Atmosphäre.

Für den Zeitraum vom 24. zum 25. Mai 2006 ist ITT positiv. Das bedeutet, die Luftsäule kühlt sich ab. Der Beitrag zur Bodendrucktendenz beträgt in diesen 24 Stunden $1,6 \text{ hPa}/24\text{h}$. Diese Abkühlung wird vollständig in die vertikale Kontraktion der Luftsäule umgesetzt. Diese Stauchung ist an der Absenkung der oberen Grenze der Luftsäule in gleicher Größenordnung wie ITT jedoch mit entgegengesetztem Vorzeichen zu erkennen. Diese Absenkung, entspricht einer Druckänderung von $-1,4 \text{ hPa}/24\text{h}$. Das Residuum beträgt $-0,2 \text{ hPa}/24\text{h}$. Dadurch bleibt der mittlere Bodendruck in der Hitzetiefbox nahezu konstant. Nach dem 25. Mai nimmt der Druck wieder zu. Dieser Druckanstieg infolge Massenadvektion ist rein dynamisch induziert, da sich die obere Integrationsgrenze bzw. die Obergrenze der Luftsäule anhebt, ohne dass sich die Temperatur der Luftsäule ändert.

Der nächste Schritt in der Untersuchung, welche Prozesse verantwortlich für die beobachtete Druckänderung sind, ist das Aufspalten von ITT in die thermodynamischen Prozesse TADV, OMT und HUM und die diabatischen Prozesse DIAB (Gleichung 4.33). Da die letzteren nicht direkt aus den ERA-Interim-Daten berechnet werden können, weil sie nicht im operationellen Betrieb beim EZMW archiviert werden, wird DIAB als Residuum (im Folgenden mit DIAB_{res} bezeichnet) aus den anderen Termen der Gleichung 4.33 und ITT berechnet.

Die Abbildung 7.5 zeigt für den Zeitraum vom 22. Mai bis 23. Mai 18UTC die Horizontalverteilungen von TADV, OMT, HUM und DIAB_{res} als Beiträge zur intergrierten Temperaturtendenz und damit zur Bodendrucktendenz ausgedrückt in $\text{hPa}/24\text{h}$.

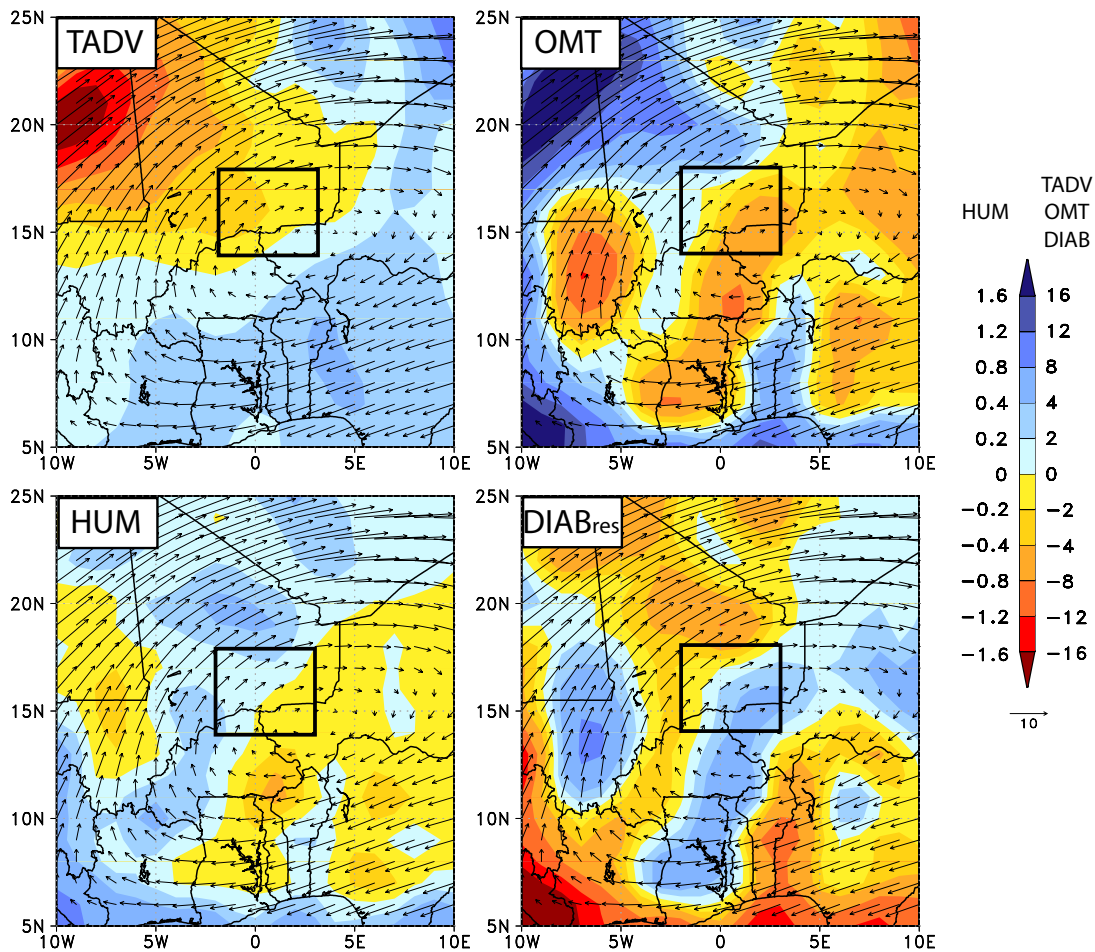


Abbildung 7.5: Beiträge des Temperaturadvektionsterms, des Vertikalbewegungsterms, des Feuchteänderungsterms und des diabatischen Heizterms zur 24-stündigen Drucktendenz vom 22. Mai 18 UTC bis 23. Mai 18 UTC in $hPa/24h$. Die Vektoren zeigen die über die Atmosphäre gemittelte Strömung in m/s . Das eingezeichnete Rechteck markiert die Hitzetiefbox.

Bis zum 23. Mai um 18 UTC führt Warmluftadvektion zu einer Erwärmung der Luft, welche einer Drucktendenz von bis zu $-3 hPa/24h$ im Westen der Box entspricht (Abbildung 7.5 oben links). Nur im Südosten des Hitzetiefs erzeugt die Advektion kälterer Luft einen Beitrag zum Druckanstieg. Im Mittel wird die Atmosphäre innerhalb der Box erwärmt, was einer Drucktendenz von $-1,4 hPa/24h$ entspricht. Die Vertikalbewegung gleicht diesen Effekt an der West- und Ostgrenze der Box durch Aufsteigen wieder aus, was sich in positiven Werten von bis zu $3,3 hPa/24h$ ausdrückt. Überwiegend sinkt jedoch die Luft ab und erwärmt die Atmosphäre, was einer mittleren Druckerniedrigung von $-1,6 hPa/24h$ in der Box entspricht. Die Feuchteänderung hat mit $0,1 hPa/24h$ nahezu keinen Einfluss auf die Temperaturänderung. Der Einfluss der diabatischen Prozesse auf den Bodendruck ist überwiegend ein positiver. Nur an der Nord- und Westgrenze der Box sind die Werte negativ. Im Mittel erzeugen die diabatischen Prozesse ein Kühlen der Luftsäule, woraus eine Drucktendenz von $0,4 hPa/24h$ resultiert.

Das Abkühlen der Atmosphäre am dritten Tag des Druckfalls ist wie folgt zu erklären: Das Heizen der Luftsäule durch Absinkbewegungen (Abbildung 7.6, oben rechts) wird durch Kaltluftadvektion (Abbildung 7.6, oben links) und diabatisches Kühlen (Abbildung 7.6, unten rechts) überkompensiert, sodass sich die Luftsäule netto abkühlt. Der Anteil an der Druckänderung infolge Feuchteänderung ist auch innerhalb dieser 24 Stunden sehr gering und beträgt im Mittel $-0,2\text{hPa}/24\text{h}$.

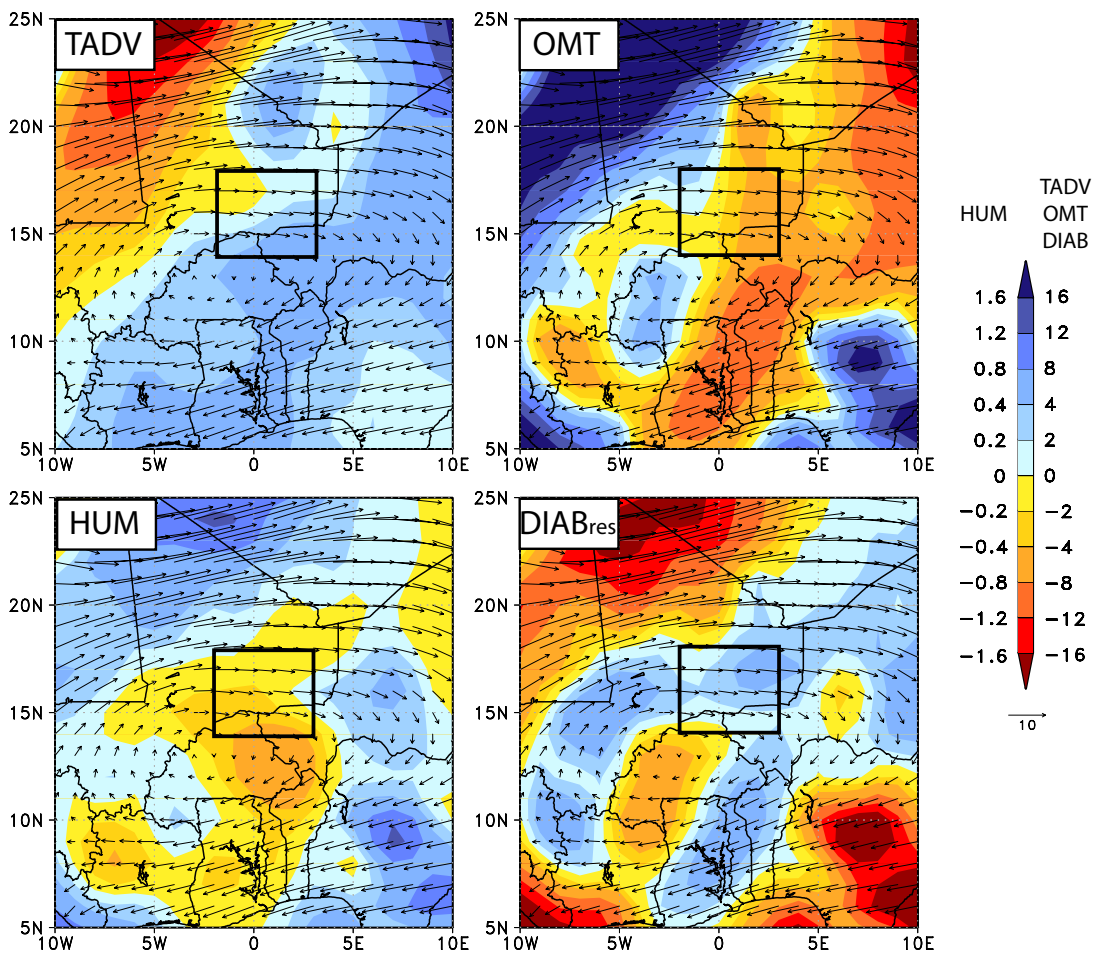


Abbildung 7.6: wie Abbildung 7.5 für die Periode vom 23. Mai 18UTC bis 24. Mai 18UTC.

Die folgende Abbildung zeigt gemittelt für die Hitzetiefbox vom 21. bis 26. Mai 2006 die Anteile der verschiedenen thermodynamischen Prozesse an ITT. Die Beiträge der diabatischen Prozesse sind als Residuum aus ITT, TADV, OMT und HUM berechnet.

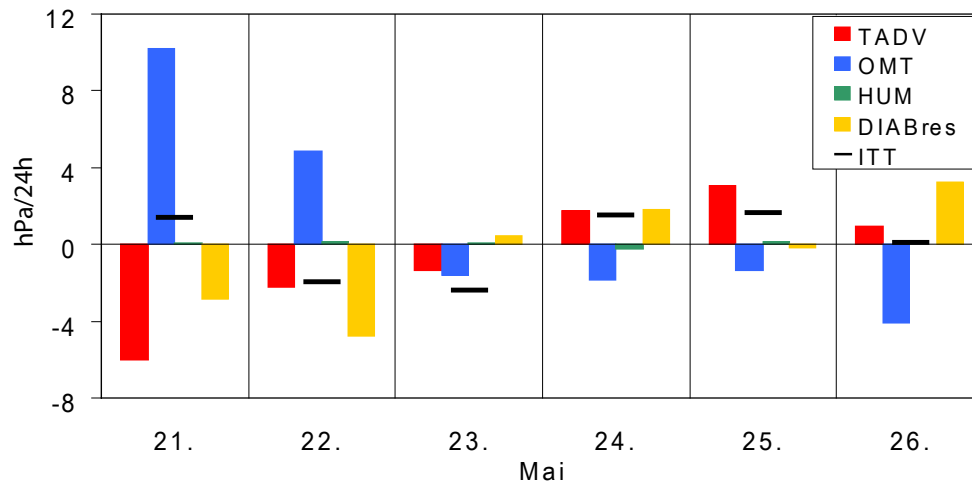


Abbildung 7.7: 24-stündige Beiträge von 18UTC des Vortages bis 18UTC des aktuellen Tages in $hPa/24h$ von TADV (rot), OMT (blau), HUM (grün) und $DIAB_{res}$ (orange) zur integrierten Temperaturtendenz (schwarze waagerechte Linien) für die Hitzetiefbox $2^{\circ}W-3^{\circ}O/14^{\circ}N-18^{\circ}N$.

An den ersten beiden Tagen mit Druckfall trägt die Erwärmung der Luftsäule ($ITT < 0$) zu dieser Drucktendenz bei. Dabei ist am 22. Mai der große Beitrag von DIAB an der Temperaturerhöhung auffallend. Des Weiteren führt Warmluftadvektion ($TADV < 0$) zu fallendem Druck, welches durch Aufsteigen ($OMT > 0$) überkompensiert wird. Am 23. Mai hingegen sind die Advektion von warmer Luft und Absinkbewegungen in gleicher Größenordnung die dominierenden Prozesse, welche die Temperatur in der Luftsäule erhöhen. Die diabatischen Prozesse leisten mit $0,4 hPa/24h$ hingegen keinen großen Beitrag zur Temperaturerhöhung und damit zum Druckfall. Am 24. Mai, dem letzten Tag mit fallendem Bodendruck, sind TADV, OMT und $DIAB_{res}$, vom Vorzeichen abgesehen, in etwa gleich groß. Das heißt, dass kein Prozess gegenüber den anderen dominant ist und somit auch nicht überwiegend für die Temperaturentwicklung verantwortlich sein kann. Das Abkühlen der Luftsäule innerhalb der Hitzetiefbox durch Kaltluftadvektion und diabatische Prozesse wird durch Absinkbewegungen gedämpft. In der Summe jedoch erzeugen die thermodynamischen und diabatischen Prozesse eine Abkühlung der Atmosphäre. Am darauffolgenden Tag mit konstantem Druck kühlt sich die Atmosphäre innerhalb der Hitzetiefbox in gleicher Größenordnung weiter ab. Jedoch wird nun die Temperaturabnahme von Kaltluftadvektion dominiert, welche durch Absinkbewegungen leicht gedämpft wird. Der 26. Mai, der erste Tag mit Druckanstieg, ist gekennzeichnet durch eine konstante, integrierte Temperatur, welche sich in der gegenseitigen Kompensation von Aufsteigen ($OMT = -4,1 hPa/24h$) und diabatischem Kühlen ($DIAB_{res} = 3,2 hPa/24h$) ausdrückt. Die Temperaturadvektion spielt mit $0,9 hPa/24h$ gegenüber den anderen Termen eine untergeordnete Rolle.

7.3 Untersuchung der Hitzetiefentwicklung mit dem Datensatz der AMMA-Reanalysen

In den AMMA-Reanalysen hat der Kern des Hitzetiefs mit einem reduzierten Bodendruck kleiner als 1004 hPa eine größere Ausdehnung als in den ERA-Interim-Daten. Das absolute Druckminimum wird am 24. Mai um 18 UTC erreicht. Danach steigt diesem Datensatz der Druck rasch wieder an. Für die Untersuchung mit diesem Datensatz ist die Box $1^{\circ}\text{W}-2^{\circ}\text{O}/16^{\circ}\text{N}-19^{\circ}\text{N}$ ausschlaggebend, da sich innerhalb dieser Grenzen das Zentrum des Hitzetiefs zwischen den 22. und 24. Mai entwickelt. Die Tropopausenhöhe schwankt zwischen 100 und 90 hPa. Daher wird wie bei der Untersuchung mit den ERA-Interim-Daten die obere Integrationsgrenze auf 90 hPa festgelegt. Für diesen Fall wird des Weiteren immer der Stabilitätsparameter S für eine ungesättigte Atmosphäre benutzt, da sonst ein Vergleich zwischen DIAB und DIAB_{res} nicht möglich ist.

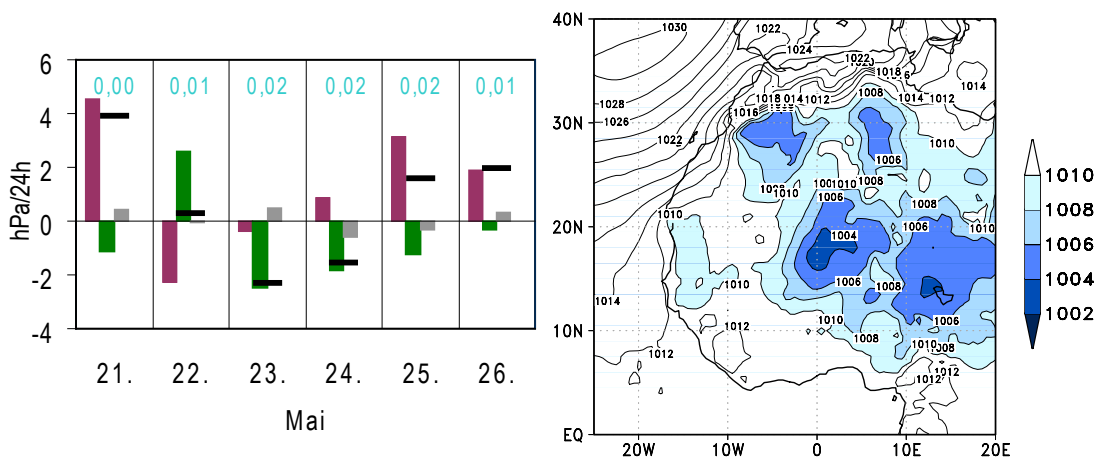


Abbildung 7.8: links: 24-stündige Tendenzen von 18 UTC des Vortages bis 18 UTC des aktuellen Tages in $hPa/24h$ des Bodendruckes (schwarze waagerechte Linien), des Geopotentials in 90 hPa (grün), der integrierten Temperatur (rot) und der Verdunstung-Niederschlag (blaue Zahlen) für die Box $1^{\circ}\text{W}-2^{\circ}\text{O}/16^{\circ}\text{N}-19^{\circ}\text{N}$. Die grauen Balken zeigen das Residuum. rechts: Horizontalverteilung des reduzierten Bodendruckes in hPa am 24. Mai um 18 UTC. Schattiert sind Werte kleiner als 1010 hPa.

Ähnlich zu den ERA-Interim-Daten wird vom 21. Mai 18 UTC bis 22. Mai 18 UTC das Erwärmen der Atmosphäre ($\text{ITT}=-2,3 hPa/24h$) vollständig in die vertikale Ausdehnung der Luftsäule ($d\Phi=2,6 hPa/24h$) umgesetzt, woraus eine Drucktendenz nahe Null ($0,3 hPa/24h$) resultiert. In den darauffolgenden 24 Stunden dominiert die Absenkung des Geopotentials ($d\Phi=-2,5 hPa/24h$) durch Abtransport von Luftmasse das geringe Heizen der Luftsäule ($\text{ITT}=-0,4 hPa/24h$). Am letzten Tag mit fallendem Bodendruck wird der durch Abkühlen der Atmosphäre ($\text{ITT}=0,8 hPa/24h$) begünstigte Druckanstieg durch horizontale Massenevakuierung infolge divergenter Winde überkompensiert und

so ein Druckfall von etwa $1,5 \text{ hPa}/24\text{h}$ erreicht. Somit sind fast ausschließlich dynamische Prozesse für die Druckabnahme von 4 hPa in 48 Stunden verantwortlich. Allerdings muss auch an dieser Stelle auf die Werte des Residuums mit $0,5$ bzw. $-0,6 \text{ hPa}/24\text{h}$ hingewiesen werden, was 30 bzw. 20% der Drucktendenz entspricht.

Nach dem Erreichen des Druckminimums kühlt die Atmosphäre ab (entspricht einer Drucktendenz von $3 \text{ hPa}/24\text{h}$), welches zu einer vertikalen Kontraktion der Luftsäule führt. Das Absenken des Geopotentials ist jedoch geringer als es bei konstantem Druck nach der Hypsometrischen Gleichung sein sollte. Dies ist dadurch zu begründen, dass Luft und damit Masse advehiert wird, welche die negative Geopotentialtendenz kompensiert und somit einen Druckanstieg bewirkt.

Wie bei den ERA-Interim-Daten erfolgt nun das Aufspalten von ITT in die Beiträge der einzelnen thermodynamischen Prozesse und das diabatische Heizen. Da im Datensatz der AMMA-Reanalysen für den Zeitraum dieses Ereignisses die Heizraten durch diabatischen Prozesse archiviert sind, können die Beiträge dieser zur Drucktendenz direkt berechnet werden und werden im Folgenden mit DIAB bezeichnet. Zunächst zeigt Abbildung 7.9 analog zur Untersuchung mit den ERA-Interim-Daten die Horizontalverteilungen von TADV, OMT, HUM und DIAB_{res} für den 24-Stunden-Zeitraum vom 22. Mai bis 23. Mai 2006 18 UTC.

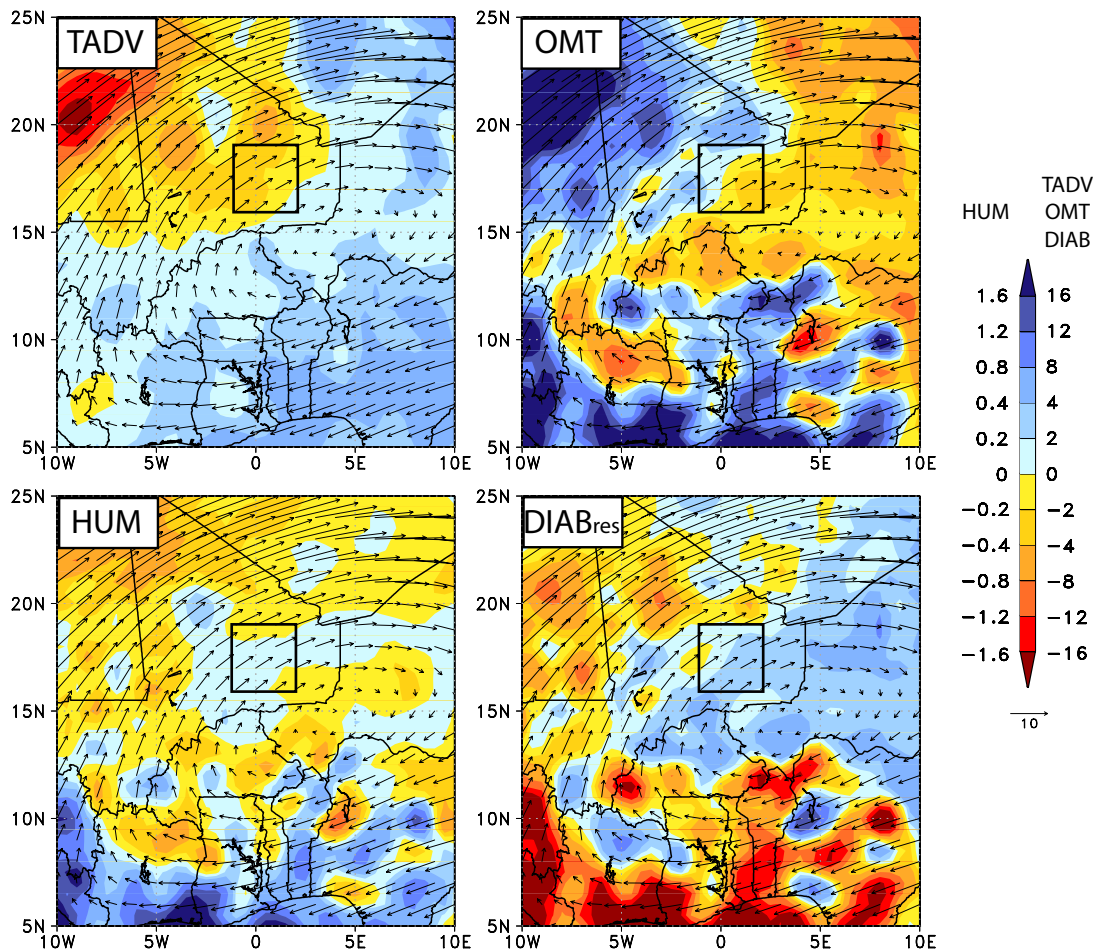


Abbildung 7.9: Beiträge des Temperaturadvektionsterms, des Vertikalbewegungsterms, des Feuchteänderungsterms und des diabatischen Heizterms zur 24-stündigen Drucktendenz vom 22. Mai 18 UTC bis 23. Mai 18 UTC in $hPa/24h$. Die Vektoren zeigen die über die Atmosphäre gemittelte Strömung in m/s . Das eingezeichnete Rechteck markiert die Hitzetiefbox.

Die Temperaturadvektion zeigt innerhalb der Hitzetiefbox, bis auf einen kleinen Bereich im Südosten, negative Werte. Das bedeutet, dass Warmluftadvektion vorherrscht, was wiederum zu negativen Drucktendenzen beiträgt ($TADV = -2,21 hPa/24h$). Bezüglich der Vertikalbewegung sind sowohl Aufsteigen anhand der positiven Werte als auch Absinken in Form negativer Werte im Hitzetief zu finden. Das daraus resultierende Heizen und Abkühlen kompensieren sich gegenseitig und ergeben im Mittel $0,02 hPa/24h$. Die Feuchteänderung bewirkt ebenfalls einen Bodendruckanstieg um $0,02 hPa$ in 24 Stunden. Wird $DIAB$ als Residuum aus ITT ($-0,4 hPa/24h$ im Mittel) und den soeben beschriebenen Termen berechnet, so ergibt sich, bis auf einen kleinen Bereich im Westen der Box mit negativen Werten, ein positiver Beitrag zur Drucktendenz von $1,8 hPa/24h$. Das bedeutet die Atmosphäre wird durch diabatische Prozesse gekühlt.

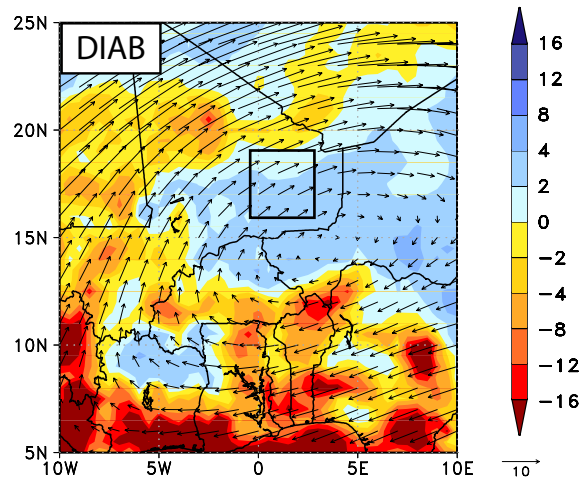


Abbildung 7.10: Beiträge der diabatischen Heizraten zur 24-stündigen Drucktendenz vom 22. Mai 18UTC bis 23. Mai 18UTC in $hPa/24h$ berechnet aus den archivierten Daten der AMMA-Reanalysen. Die Vektoren zeigen die über die Atmosphäre gemittelte Strömung in m/s . Das eingezeichnete Rechteck markiert die Hitzetiefbox.

Der Vergleich von *DIAB* (Abbildung 7.10) mit $DIAB_{res}$ (Abbildung 7.9 unten rechts) zeigt eine qualitativ ähnliche Verteilung. Südlich von $12^{\circ}N$, im Bereich der ITCZ, sind in beiden Abbildungen die größten negativen Werte zu finden. Ein weiterer Bereich mit negativen Werten erstreckt sich entlang der Position der Wolkenfahne. In diesen Regionen mit beobachteter Bewölkung sind wie zu erwarten die wolkenphysikalischen und konvektiven diabatischen Prozesse und die Prozesse der vertikalen Diffusion am ausgeprägtesten (nicht gezeigt) und erzeugen einen negative Beitrag zur Druckentwicklung von mehr als $12 hPa/24h$. Demgegenüber dominiert in wolkenfreien Bereichen und im Speziellen in den Nachtstunden die Strahlungsabkühlung die anderen Prozesse, was einem Beitrag zum Druckanstieg entspricht (nicht gezeigt). Dieser wolkenfreie Bereich ist zum Beispiel am 24. und 25. Mai jeweils um 12UTC über dem Hitzetief zu sehen (Anhang A). Die Beiträge zu Drucktendenz durch die diabatischen subgitterskaligen Prozesse der horizontalen Diffusion sind um fünf Größenordnungen kleiner als die der anderen diabatischen Prozesse. Quantitativ betrachtet stimmen $DIAB_{res}$ mit $1,8 hPa/24h$ und *DIAB* mit einer Drucktendenz von $1,9 hPa/24h$ sehr gut überein.

Für den Zeitraum vom 23. bis 24. Mai um 18UTC zeigt sich für TADV und OMT ein ähnliches Bild hinsichtlich der Regionen mit positiven und negativen Werten (Abbildung 7.11). Allerdings hat TADV mit $-0,3 hPa/24h$ im Mittel einen geringeren negativen Einfluss auf Druckentwicklung am Boden als in den 24 Stunden zuvor. OMT hingegen trägt mit $-1,4 hPa/24h$ im Mittel sogar zu Druckfall bei. Die Feuchteänderung hingegen hat von einem nahezu neutralen zu einem leicht negativen Beitrag mit $-0,3 hPa/24h$ gewechselt.

Aus diesen Werten und ITT ergibt sich für $DIAB_{res}$ ein Wert von $2,9 hPa/24h$, was diabatischem Kühlen und somit einem potentiellen Beitrag zum Druckanstieg entspricht.

Die direkt berechnete Heizrate $DIAB$ hingegen erzeugt einen Druckanstieg von nur 1 hPa/24h in der Box (Abbildung 7.12). Für die Interpretation dieser großer Differenz muss das bereits erwähnte große Residuum berücksichtigt werden. Wird die Idee verfolgt, dass das Residuum von $-0,6\text{hPa}/24\text{h}$ aus der Überschätzung des Kühlens resultiert, würde sich bei einem Residuum von $0\text{hPa}/24\text{h}$ ein ITT mit $0,6\text{hPa}/24\text{h}$ ergeben. Dennoch wäre in diesem Fall $DIAB_{res}$ mit $2,3\text{hPa}/24\text{h}$ noch immer doppelt so groß wie $DIAB$. Im Allgemeinen jedoch sind die Regionen mit negativen und positiven Beiträgen zur Drucktendenz in den Horizontalverteilungen von $DIAB_{res}$ und $DIAB$ gleich. Negative Werte sind in den Regionen der starken ITCZ-Bewölkung und der Wolkenfahne zu finden, positive Werte hingegen überwiegend in Regionen geringer oder fehlender Bewölkung wie z.B. im Hitzetief.

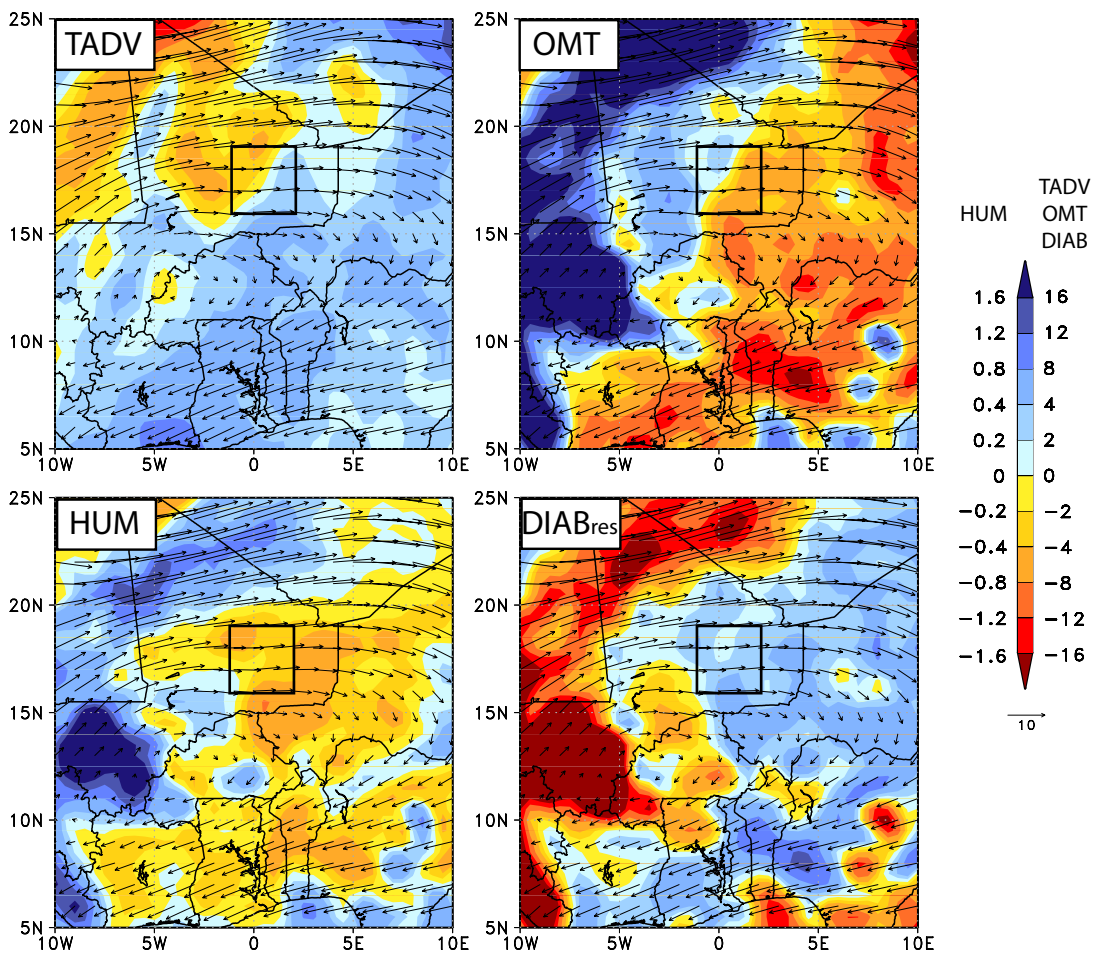


Abbildung 7.11: wie 7.9 für den Zeitraum vom 23. Mai 18UTC bis 24. Mai 18UTC

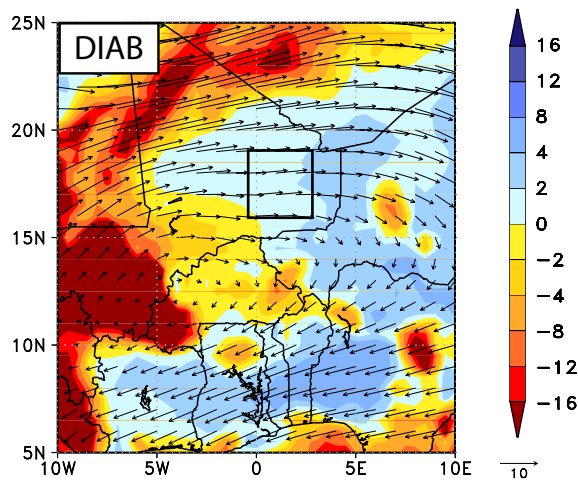


Abbildung 7.12: wie 7.10 für den Zeitraum vom 23. Mai 18UTC bis 24. Mai 18UTC

Abbildung 7.13 zeigt zusammenfassend für die Hitzetiefbox die zur Temperaturänderung beitragenden thermodynamischen und diabatischen Prozesse während der Hitzetiefentwicklung am 23. und 24. Mai 2006. Dabei ist der Beitrag der diabatischen Prozesse zum einen als Residuum berechnet und zum anderen als, aus den in den AMMA-Reanalysen archivierten Daten, ermittelter Wert angegeben.

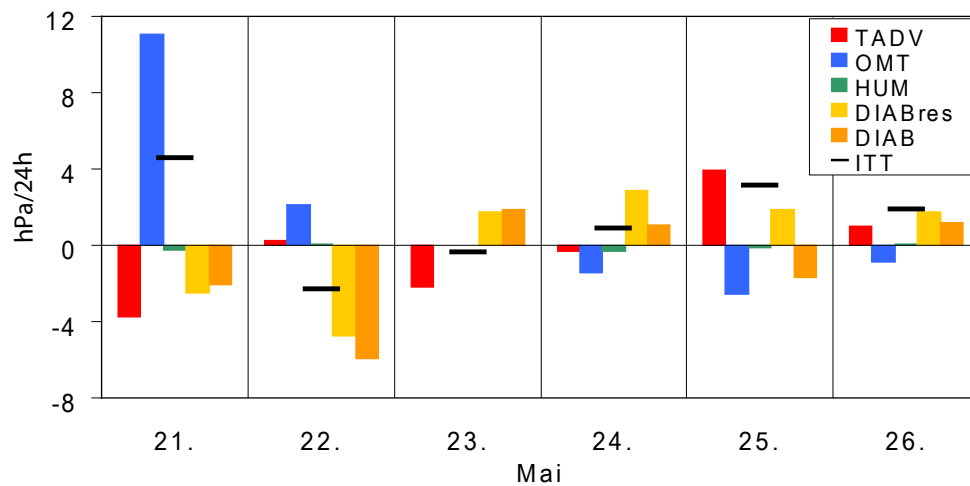


Abbildung 7.13: 24-stündige Beiträge von 18UTC des Vortages bis 18UTC des Tages in $hPa/24h$ von TADV (rot), OMT (blau), HUM (grün) und $DIAB_{res}$ (orange) zur integrierten Temperaturtendenz (schwarze waagerechte Linien) für die Hitzetiefbox $1^{\circ}W-2^{\circ}O/16^{\circ}N-19^{\circ}N$. Die dunkel-orangen Balken zeigen die aus den in den AMMA-Reanalysen archivierten Heizraten berechneten Beiträge der diabatischen Prozesse zur Temperaturtendenz ausgedrückt in 24-stündigen Druckänderungsraten.

Vor dem 22. und nach dem 24. Mai bewirkt das Kühlen der Atmosphäre eine Zunahme des Druckes durch Massenadvektion. In der Phase der Druckerniedrigung wird die Atmosphäre nur gering geheizt bzw. sogar durch die Wechselwirkung der thermodynamischen Prozesse als Summe gekühlt. Daraus resultiert die Schlussfolgerung, dass der Druckfall überwiegend durch dynamisch angetriebene Massenevakuierung hervorgerufen wird. Die Prozesse, welche zur Temperaturänderung in der Luftsäule führen sind ebenso vielfältig. Vom 21. zum 22. Mai 18UTC (nahezu konstanter Druck) wird die Temperaturerhöhung in der Luftsäule von dem diabatischen Heizen dominiert. Dieses starke diabatische Heizen ist mit der Position der Box relativ zur TP zu begründen. Sie befindet sich in diesem Zeitraum unter der Wolkenfahne (ohne Abbildung). Aufgrund der Bewölkung ist die Strahlungsabkühlung im Bereich der Wolkenfahne um mehr als 50% gegenüber den wolkenarmen bzw. -freien Bereichen reduziert. Die wolkenphysikalischen und konvektiven diabatischen Prozesse und die vertikale Diffusion hingegen heizen die Atmosphäre stärker als in Regionen ohne Bewölkung und erzeugen so eine Drucktendenz von bis zu $-6\text{hPa}/24\text{h}$, etwa $-2\text{hPa}/24\text{h}$ und etwa $-2\text{hPa}/24\text{h}$. In den darauffolgenden 24 Stunden ist ein Beitrag der diabatischen Prozesse zur Abnahme der Temperatur in der Luftsäule und damit zur Bodendruckzunahme zu identifizieren. Dabei überkompensiert die Strahlungsabkühlung im Hitzetief aufgrund fehlender Bewölkung die Heizraten aus vertikaler Diffusion und konvektiven diabatischen Prozessen. Die Beiträge aus diabatischen wolkenphysikalischen Prozessen und horizontaler Diffusion spielen dabei nur eine untergeordnete Rolle (nicht gezeigt). Dieses diabatische Kühlen wird jedoch durch Warmluftadvektion in annähernd ausgeglichen, sodass die Luftsäule sich nur leicht erwärmt, was einem Druckfall von $-0,4\text{hPa}/24\text{h}$ entspricht. Die Temperaturabnahme vom 23. zum 24. Mai wird von OMT und DIAB erzeugt. Dabei sind die zur Druckerhöhung bzw. Temperaturabnahme beteiligten diabatischen Prozesse die gleichen wie am Tag zuvor. Jedoch wird die von der Strahlungsabkühlung dominierte Temperaturabnahme durch Absinkbewegungen im Hitzetief abgeschwächt.

An dieser Stelle soll nun auf die Frage eingegangen werden, ob der diabatische Heizterm als Summe der einzelnen diabatischen Prozesse als Residuum aus ITT, TADV, OMT und HUM berechnet werden darf.

Bis auf zwei Ausnahmen am 24. und 25. Mai sind DIAB_{res} und DIAB sehr ähnlich. Die besten Übereinstimmungen zeigen sich in längerfristig wolkenfreien Regionen über der Sahara, insbesondere in den Nachtstunden, in denen die diabatischen Heizprofile durch die Strahlungsprozesse beschrieben werden (nicht gezeigt). In Regionen mit erhöhter Konvektion, wie zum Beispiel der ITCZ zeigen sich zum Teil größere Abweichungen zwischen dem direkt berechneten Beitrag der diabatischen Prozesse aus den archivierten Heizraten und dem als Residuum berechneten. Die Unterschiede zwischen an den beiden oben genannten Tagen zeigen eine Überschätzung von DIAB_{res} , wenn davon ausgegangen wird, dass DIAB dem wahren Beitrag der diabatischen Prozesse an der Druckentwicklung entspricht. Für den 24. Mai würde das bedeuten, dass entweder die Absinkbewegungen im Modell zu stark sind, oder die Temperaturadvektion nicht korrekt wiedergegeben wird (vgl. DIAB in Abbildung 7.7 am 24. Mai). Eine leichte Kaltluftad-

vektion würde $DIAB_{res}$ reduzieren und dem DIAB annähern. Am 25. Mai sind $DIAB_{res}$ und DIAB vom Betrag her gleich groß, haben aber unterschiedliche Vorzeichen. Ein Punkt, welcher schon zuvor angesprochen wurde, ist die Bedeutung des Residuums aus Abbildung 7.8. Wird in diesem Fall angenommen, dass die Temperaturtendenz in der Größe des Residuums überschätzt wird, reduziert sich ITT um 0,3hPa und somit auch $DIAB_{res}$, wenn OMT konstant bleibt. Eine weitere Überlegung ist, dass die Kaltluftadvektion unterschätzt und/oder das Wärmen der Atmosphäre durch Absinken überschätzt wird.

Dennoch erlauben die Ergebnisse die Schlussfolgerung, dass die Auswirkungen der diabatischen Heizraten auf den Bodendruck als Residuum berechnet werden können.

7.4 Vergleich der Ergebnisse und Diskussion

Der Vergleich der Ergebnisse zeigt die Sensitivität dieser bezüglich der Wahl des Modelldatensatzes. Zum einen sind die räumlichen und zeitlichen Auflösung der Daten verschieden, zum anderen unterscheiden sich die Variablen in ihrer Art (vgl. Tabelle 7.1). Das zum Teil große Residuum und der Unterschied zwischen $DIAB_{res}$ und DIAB, ist sowohl in der vertikalen Diskretisierung der Datensätze als auch in den unterschiedlichen Berechnungsvorschriften der einzelnen Terme der Drucktendenzgleichung zu suchen (siehe Kapitel 4.5).

Des Weiteren muss bei dem Vergleich der Ergebnisse die Positionen und Maße der Hitzetiefboxen berücksichtigt werden. So befindet sich die ERA-Interim-Box etwas weiter südlich, als die Box, welche für die Untersuchung mit den AMMA-Reanalysen verwendet wurde.

	ERA-Interim	AMMA-Reanalyse
horizontale Auflösung	$1^\circ \times 1^\circ$	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$
vertikale Auflösung	10hPa; Boden bis 10hPa	10hPa; Boden bis 10hPa
zeitliche Auflösung	sechs Stunden	drei Stunden
Variablenart	Analysen	Kombinierte Analyse- und Vorhersagevariablen
Hitzetiefbox	$2^\circ\text{W}-3^\circ\text{O}/14^\circ\text{N}-18^\circ\text{N}$	$1^\circ\text{W}-2^\circ\text{O}/16^\circ\text{N}-19^\circ\text{N}$

Tabelle 7.1: Räumliche und zeitliche Auflösung der Modelldatensätze, Variablenart und Lage der jeweiligen Hitzetiefbox.

Neben den vorgestellten Ergebnissen, wurden die Untersuchungen auch für die Box durchgeführt, welche sich aus der Überlappung der beiden Hitzetiefboxen ergibt. Die Resultate unterscheiden sich nicht wesentlich von den oben angeführten, jedoch wird dadurch in beiden Datensätzen das Hitzetief nicht korrekt erfasst. Um jedoch die Gründe für die Entwicklung des beobachteten Hitzetiefs über Burkina Faso und Mali identifizieren zu können, ist es notwendig, das Zentrum des Hitzetief bei den oben gemachten Boxbetrachtungen vollständig zu erfassen. Daher ist es erforderlich, unterschiedliche Boxen zu betrachten. Dennoch muss bei der vergleichenden Diskussion der Ergebnisse und der Gründe für deren Unterschiede dieser Fakt berücksichtigt werden.

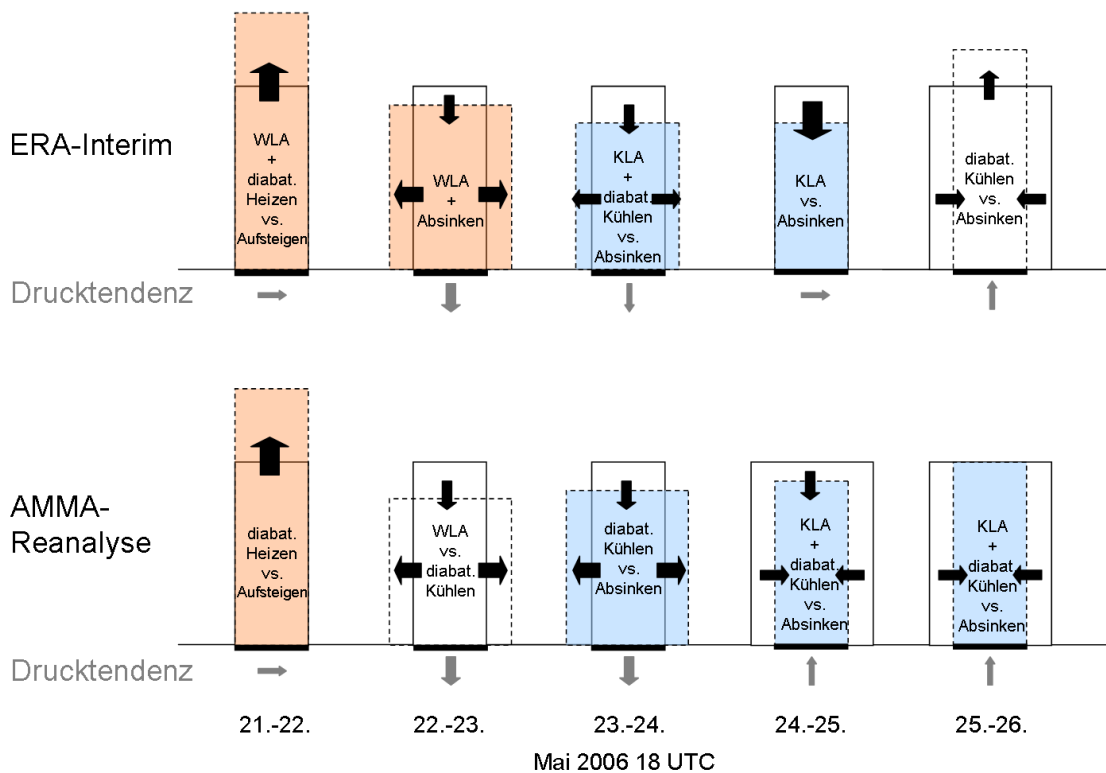


Abbildung 7.14: Schemazeichnung der an der Druckentwicklung (graue Pfeile unter den Boxen) beteiligten Prozesse aus den ERA-Interim-Daten (oben) und den AMMA-Reanalysen (unten). Die 24-stündigen Zeiträume sind darunter angegeben. Die Box mit durchgezogenem Rand zeigt die Luftsäule zu Beginn des Zeitraumes, die Box mit dem strichliertem Rand die Luftsäule am Ende des Zeitraumes. Die Färbung der resultierenden Luftsäule zeigt die Erwärmung (rot, $ITT < 0$) oder Abkühlung (blau, $ITT > 0$) der Luftsäule bzw. eine gleichbleibende Temperatur (weiß, $ITT \approx 0$). Die daran beteiligten Prozesse sind in der Box genannt, wobei die Dominierenden zuerst stehen. Die vertikalen schwarzen Pfeile zeigen die vertikale Ausdehnung ($d\Phi > 0$) bzw. Stauchung ($d\Phi < 0$) der Luftsäule, die horizontalen die Massenkonvergenz bzw. -divergenz an. Die Pfeilgröße deutet die Stärke der jeweiligen Prozesse an.

Die Boxbetrachtungen bezüglich des Einflusses von ITT und $d\Phi$ auf den Bodendruck zeigen, bis auf den 23. Mai 2006 qualitativ gleiche Ergebnisse, was die Vorzeichen der Terme betrifft (Abbildung 7.14).

Für den 24-stündigen Zeitraum vom 21. bis 22. Mai 18 UTC ist das Integral der Temperaturtendenz von der Erdoberfläche bis 90 hPa in beiden Datensätzen negativ und zeigt somit ein Erwärmen der Atmosphäre und damit einen Beitrag zum Druckfall am Boden an. Dieses Heizen, welches hauptsächlich durch diabatische Prozesse erreicht wird, wird nahezu komplett in vertikale Expansion umgesetzt, wodurch am Boden nur eine sehr geringe Druckänderung erzeugt wird.

Am 24. Mai kühlt sich die Atmosphäre ab ($ITT > 0$) und kontrahiert vertikal ($d\Phi < 0$). Jedoch ist der Beitrag der Geopotentialabsenkung zur Bodendruckreduzierung größer als der Beitrag von ITT zum Bodendruckanstieg. Dieser Differenzbetrag entspricht in etwa der Bodendrucktendenz. Das bedeutet, dass die beobachtete Druckabnahme in beiden Modellen nicht thermisch induziert ist. Vielmehr ist der Massenabtransport infolge divergenter Strömung rein dynamisch angetrieben.

Der konstante Druck zum 25. Mai 18 UTC in den ERA-Interim-Daten ist auf die Balance zwischen Abkühlen der Atmosphäre und entsprechendem vertikalem Kontrahieren der Atmosphäre zurückzuführen, was dem entgegengesetzten Fall zum 22. Mai entspricht. In den AMMA-Reanalysen erfolgt eine stärkere Kühlung der Luftsäule über dem Bodentief, deren Differenz zu den ERA-Interim-Daten in etwa der Drucktendenz in dem erstgenannten Datensatz entspricht. Das bedeutet, dass die ageostrophische Zirkulation und damit die Konvergenz von Luft thermisch induziert ist.

Für den 24-stündigen Zeitraum vom 22. bis zum 23. Mai um 18 UTC, dem Tag mit der stärksten Bodendruckänderung, unterscheiden sich die Ergebnisse und damit die Interpretationen hinsichtlich der Gründe für den beobachteten Druckfall zwischen den gewählten Datensätzen am stärksten. Wird in den ERA-Interim-Daten die Atmosphäre infolge Warmluftadvektion und Absinkbewegungen erwärmt, so wird in den AMMA-Reanalysen die Warmluftadvektion durch diabatisches Kühlen kompensiert, sodass nahezu keine Temperaturänderung in der Luftsäule eintritt. Demgegenüber steht eine annähernd doppelt so große Geopotentialabsenkung in den AMMA-Reanalysen wie in den ERA-Interim-Daten. Aus diesen Vergleichen resultiert für die AMMA-Reanalysen die Schlussfolgerung, dass der Druckfall durch Massenabtransport dynamisch induziert ist. Die ERA-Interim-Daten hingegen sprechen für eine thermisch induzierte Zirkulation.

Um die Gründe für die beobachtete Drucktendenz vom 22. bis zum 23. Mai um 18 UTC in den beiden Datensätzen zu verstehen, wird der 24-Stunden-Zeitraum in sechsstündige Zeitabschnitte unterteilt und die Vertikalprofile der Terme der Drucktendenzgleichung betrachtet. Abbildung 7.15 zeigt die Vertikalprofile der vom Boden bis in das entsprechende Niveau integrierten thermodynamischen Terme der Drucktendenzgleichung (Gleichung 4.34) und ITT ausgedrückt in $hPa/6h$. Die Profile der ERA-Interim-Daten sind als durchgezogene Linien dargestellt, die Profile der AMMA-Reanalysen als strichlierte Kurven.

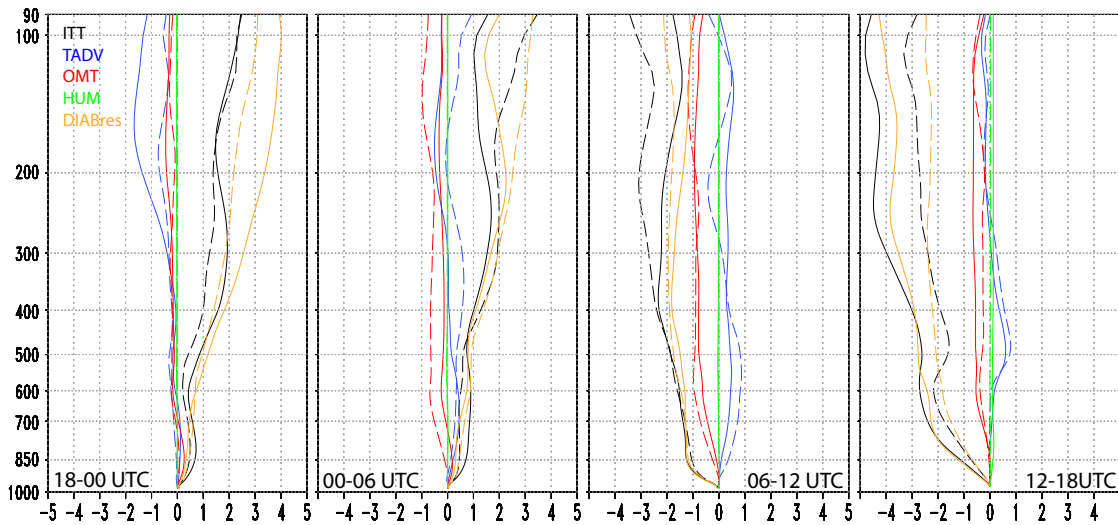


Abbildung 7.15: Mittlere Vertikalprofile der jeweiligen Hitzetiefboxen der vom Boden bis in die entsprechenden Niveaus integrierten thermodynamischen Terme der Drucktendenzgleichung (Gleichung 4.34) und ITT in $hPa/6h$ für die vier sechsstündigen Zeitabschnitte bis zum 23. Mai 2006 um 18UTC. Die diabatischen Heizprofile sind als Residuum aus den anderen Termen berechnet. Durchgezogene Linien: ERA-Interim, strichliert: AMMA-Reanalysen.

	18-00 UTC		00-06 UTC		06-12 UTC		12-18 UTC	
	ERA- Interim	AMMA- Reanalyse	ERA- Interim	AMMA- Reanalyse	ERA- Interim	AMMA- Reanalyse	ERA- Interim	AMMA- Reanalyse
ITT	2,44	2,48	1,54	3,46	-1,78	-3,44	-4,58	-2,82
TADV	-0,3	-0,18	-0,22	-0,74	-0,62	-0,92	-0,24	-0,38
OMT	-1,17	-0,43	-0,23	0,92	0,01	-0,39	-0,18	0,01
HUM	-0,03	-0,001	0,01	-0,01	-0,02	0,01	0,12	0,02
DIAB _{res}	3,94	3,091	1,98	3,29	-1,15	-2,14	-4,28	-2,47

Tabelle 7.2: Anteile der der thermodynamischen und diabatischen (als Residuum) Prozesse an der Temperaturtendenz (ITT) integriert vom Boden bis 90hPa ausgedrückt in $hPa/6h$. Die Werte beziehen sich auf die sechsstündigen Intervalle zwischen dem 22. Mai 2006 18UTC und dem 23. Mai 2006 18UTC.

Im Allgemeinen zeigen die Profile von TADV, OMT und ITT zu den einzelnen Termin qualitativ ähnliche Verläufe. Das heist, in beiden Modellen wird beispielsweise für den Zeitraum von 18UTC am 22. Mai bis um 00UTC am 23. Mai die Atmosphäre über die gesamte Luftsäule gekühlt ($ITT > 0$). Quantitativ betrachtet ergeben sich sowohl für TADV, OMT und ITT und dadurch auch für DIAB_{res} zum Teil größere Differenzen (Tabelle 7.2), welche sich zu größeren Abweichung in der Tagessumme addieren können.

Die Temperaturtendenz in den Nachtstunden (von 18 bis 06 UTC) wird vom diabatischen Heizen bestimmt (Abbildung 7.15), welches wiederum fast ausschließlich der Strahlungsabkühlung entspricht (vgl. Abbildung 7.16). Die Beiträge der anderen diabatischen Prozesse sind innerhalb dieser 12 Stunden nahezu Null. Von 06 bis 12 UTC ist der Wechsel von diabatischem Kühlen zu diabatischem Heizen zu sehen. Dies resultiert aus zunehmender solarer Einstrahlung (Strahlungserwärmung) und der daraus folgenden thermischen nach oben gerichteten thermischen Strahlung. Durch die Erwärmung des Untergrundes und der bodennahen Atmosphäre werden die darüber befindlichen Schichten infolge vertikaler Durchmischung ebenfalls erwärmt, was an der Zunahme von OMT mit der Höhe bis etwa 500 hPa in Abbildung 7.15 (06-12 UTC) und am diabatischen Heizen der Atmosphäre durch vertikale Diffusion bis etwa 850 hPa in Abbildung 7.16 (06-12 UTC) zu sehen ist. Bis 18 UTC bleibt dieses Profil erhalten.

Dieser Tagesgang der diabatischen Prozesse und ihre Auswirkungen auf den Wärmehaushalt und folglich auf den Bodendruck sind häufig zu beobachten. Tritt verstärkt Bewölkung im Modell auf, so wird DIAB zusätzlich von Prozessen des Konvektions- und des Wolkenchemas beeinflusst (nicht gezeigt). Die Profile von TADV und OMT sind im Gegensatz dazu im Tagesgang sehr variabel. In dem gezeigten Beispiel sind die Terme sehr klein.

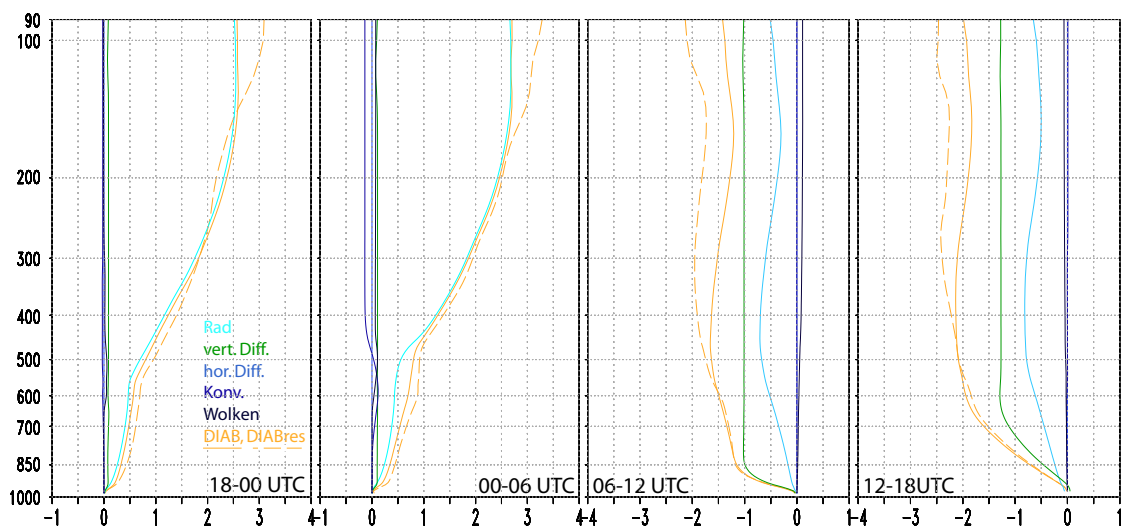


Abbildung 7.16: Mittlere Vertikalprofile (AMMA-Reanalysen) der Hitzetiefbox der vom Boden bis in die entsprechenden Niveaus integrierten diabatischen Heizraten in $hPa/6h$ für die vier sechsstündigen Zeitabschnitte bis zum 23. Mai 2006 um 18 UTC. Die Summe der diabatischen Heizraten ist als durchgezogenes Profil in orange dargestellt. Das aus den thermodynamischen Prozessen und ITT als Residuum berechnete Heizprofil als strichliertes Profil.

Neben den in Tabelle 7.1 angegebenen Unterschieden der Modelldatensätze und der Lage der jeweiligen Hitzetiefbox müssen weitere Unterschiede, die Datensätze betreffend berücksichtigt werden. Zum einen sind die Antriebsdaten für die beiden Modelle nicht identisch und zum anderen sind in den Modellen verschiedene Parametrisierungen der physikalischen Prozesse implementiert. Beispielsweise wurde das Konvektionsschema für die Berechnung der AMMA-Reanalysen verbessert (u.a. *Bechtold et al., 2008*) und das Datenassimilations- und Vorhersagesystem weiterentwickelt.

Die Integrale der Terme der Drucktendenzgleichung berechnet mit den ERA-Interim-Daten und den AMMA-Reanalysen stimmen in den unteren Schichten gut überein. Größere Unterschiede treten meist erst oberhalb von 500hPa auf, was unter anderem auf die Konvertierung der Modelldaten von Modellniveaus auf Druckniveaus zurückgeführt werden kann. In der unteren Atmosphäre liegen die Modellniveaus dicht beieinander, wohingegen die Schichten zwischen den Modellniveaus nach oben immer mächtiger werden. Dadurch ist die Konvertierung der Daten auf äquidistante Druckniveaus in der oberen Atmosphäre mit größeren Fehlern behaftet, als in der unteren Atmosphäre. Diese Unsicherheit wird insoweit verstärkt, als dass die Berechnung der Integrale über das Inkrement $dlnp$ erfolgt. Das bedeutet, dass die Prozesse in der Schicht von 100 bis 90hPa den 10-fachen Einfluss auf das Integral haben ($dlnp = 0,1$) als die Prozesse in der Schicht von 900 bis 890hPa ($dlnp = 0,01$).

Als Beispiel für die Auswirkungen der oben genannten Unterschiede wird im Folgenden auf die Bedeutung der Bestimmung des Feuchtegehaltes eingegangen. Der Gehalt an Wasserdampf, Flüssigwasser und Eisparkeln im Einzelnen und deren vertikaler Verteilung im Speziellen bestimmt die Detektion von Wolken in der Atmosphäre, welche wiederum essentiell für den Wärmehaushalt (z.B. nächtliche Strahlungsabkühlung) sind. Auch hängt vom Feuchtegehalt zum Beispiel die Auslösung von Konvektion ab, die wiederum das Freiwerden latenter Wärme bei Kondensation erzeugt.

Diese Fragen nach den Eigenschaften der Modellphysik und dessen Auswirkungen auf die Eigenschaften der Atmosphäre und die detaillierte Analyse der Unterschiede zwischen den Modellen diesbezüglich, können im Rahmen dieser Arbeit nicht beantwortet werden. Dennoch sind die Ergebnisse sehr zufriedenstellend, was die Möglichkeit, DIAB als Residuum berechnen zu können, erlaubt.

8 Fall 3: AEW-Höhentrog-Wechselwirkung vom 18. bis 30. Mai 2006

Der dritte Ergebnisteil befasst sich mit einem Ereignis einer tropisch-extratropischen Wechselwirkung in Form einer Kopplung der tropischen mitteltroposphärischen Ostströmung mit der extratropischen obertroposphärischen Strömung. Dieses Ereignis überschneidet sich zeitlich mit dem in dieser Arbeit untersuchten Fall der Hitzetiefentwicklung vom 19. bis 30. Mai 2006. Daher wird an diesem Punkt auf die Erklärungen und Abbildungen der obertroposphärischen Zirkulation dieses Falles hingewiesen (Kapitel 7). Die Untersuchung erfolgt mit Beobachtungsdaten und den AMMA-Reanalysen. Der Grund hierfür ist die erhöhte Qualität des Reanalysedatensatzes gegenüber der ERA-Interim-Daten (siehe hierzu Kapitel 3).

8.1 Synoptischer Überblick

Die Strömung der mittleren Troposphäre ist durch eine AEW gekennzeichnet. Die Analyse der AEW erfolgt nach *Fink und Reiner (2003)* in drei Schritten. Im ersten Schritt werden die Hovmöllerdiagramme der Anomalien der Meridionalwindkomponente in 850 hPa und in 700 hPa betrachtet (Abbildung 8.1), um die Passage des nördlichen und südlichen Vortex zu identifizieren. Da sich der Pfad, auf dem sich das nördliche zyklonale Rotationszentrum nach Westen bewegt, nördlich des von *Fink und Reiner (2003)* festgelegten Breitengradbereiches von 17 bis 23°N befindet, wird für das 850 hPa Niveau der Breitengradbereich auf 21°N bis 27°N angepasst. Für die Identifikation der Passage des südlichen Wirbels wird wie in *Fink und Reiner (2003)* die Meridionalwindanomalie in 700 gemittelt zwischen 7°N und 13°N betrachtet. Inwieweit der nördliche Wirbel als Wirbel der AEW bezeichnet werden kann ist diskutabel, da der zonale Korridor, indem sich der Wirbel von Ost nach West verlagert, sehr weit im Norden positioniert ist. Die ermittelte Phasengeschwindigkeit liegt aber mit 8,3 m/s innerhalb der von *Reed et al. (1977)* festgelegten mittleren Propagationsgeschwindigkeiten von 8 bis 10 m/s.

Die Grenzen von negativen zu positiven Anomalien kennzeichnen dabei die von Ost nach West orientierte Passage des zyklonalen Wirbels, d.h. von anormal starken Nordwinden vor der Passage zu anormal starken Südwinden hinter der Passage. Im Hovmöllerdiagramm der Anomalie des Meridionalwindes AMMA-Reanalysen (Abb. 8.1) sind die Wirbel nicht eindeutig zu identifizieren. Mit Hilfe der 2-6 Tage bandpassgefilterten Stromlinien in 850hPa und der Position des Maximums der 2-6 Tage bandpassgefilterten Vorticity in 850hPa kann jedoch in beiden Fällen die Verlagerung der Wirbel und damit die AEW analysiert werden. Die Zugbahnen der nördlichen und südlichen Wirbel zeigen die Trajektorien in Abbildung 8.2 mit einer Verlagerungsgeschwindigkeit von 8,3 m/s und 9,3 m/s. Im Hovmöllerdiagramm sind zur Orientierung die Positionen der Rotationszentren, identifiziert aus den bandpassgefilterten Stromlinien, mit "x" eingezeichnet. Zu beachten ist, dass die bandpassgefilterten Daten der AMMA-Reanalysen erst am 20. Mai um 00UTC beginnen. Daher können anhand dieses Datensatzes keine Aussagen vor dem ersten verfügbaren Termin gemacht werden.

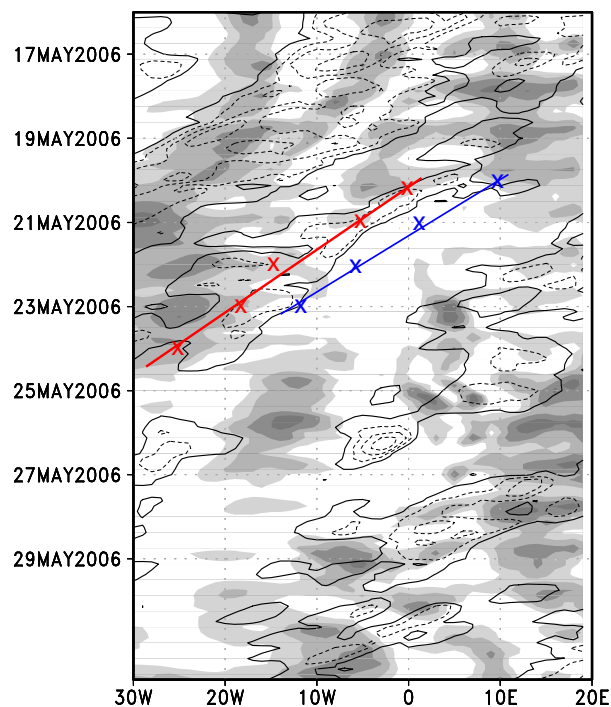


Abbildung 8.1: Hovmöllerdiagramm der Anomalien des Meridionalwindes für den Zeitraum vom 16. bis 31. Mai 2006 in Intervallen von 2 m/s. Die Linien kennzeichnen die negativen Anomalien in 700hPa gemittelt zwischen 7°N und 13°N. Schattiert sind die negativen Anomalien in 850hPa gemittelt zwischen 21°N und 27°N. Die Kreuze markieren die Position der nördlichen (rot) und südlichen (blau) Wirbel um 00UTC, bestimmt aus den gefilterten Stromlinien und Vorticitymaxima. Die entsprechend eingefärbten Linien kennzeichnen die mittlere Position.

Die Besonderheit dieser AEW liegt in der Abspaltung eines Wirbels am 21. Mai 2006. Dieser Wirbel verlagert sich während der darauffolgenden Tage nach Nordost (vgl. Abb. 8.2, grüne Trajektorie). In den Horizontalverteilungen des auf Meeresebene reduzierten Bodendruckes (Abb. 8.3) ist in den ERA-Interim-Daten am 18. Mai beginnend, ein antizyklonales Einlenken des Bodentiefs mit anschließender Nordostverlagerung zu beobachten (nicht gezeigt). In den AMMA-Reanalysen ist erst ab dem 19. Mai ein Bodentief mit weniger als 1006 hPa zu erkennen, welches sich innerhalb der darauffolgenden Tage nach Nordost verlagert. Die nördlichste Position des Bodentiefs wird in beiden Datensätzen bei etwa 30°N am 23. Mai erreicht. Danach zieht sich das Tief nach Süden bis etwa 26°N (ERA-Interim) bzw. 27°N (AMMA-Reanalysen) am 25. Mai zurück und wird anschließend aufgefüllt.

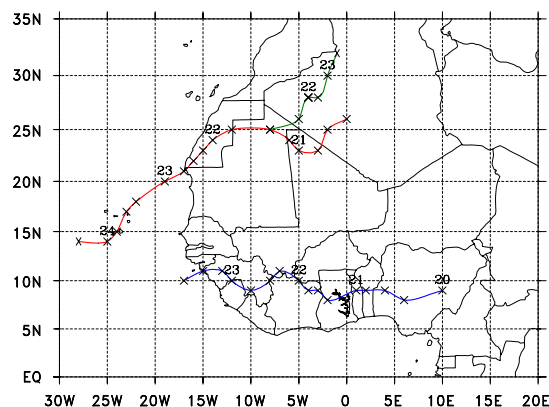


Abbildung 8.2: Trajektorien der nördlichen (rot) und südlichen (blau) zyklonalen Rotationszentren der AEW vom 20. bis 24. Mai 2006. Die Datumsangaben kennzeichnen die Positionen um 00 UTC. Die grüne Trajektorie zeigt den Pfad des Vortex, welcher sich vom nördlichen Vortex abspaltet.

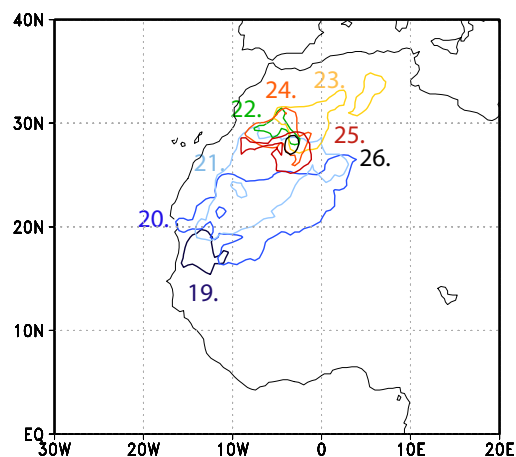


Abbildung 8.3: Isobaren ≤ 1006 hPa des auf Meeresebene reduzierten Bodendruckes um 18 UTC am angegebenen Tag im Mai 2006. Das Intervall beträgt 1 hPa. In dieser Abbildung sind Tiefdruckgebiete in anderen Regionen ausgeblendet.

Die Bodenbeobachtungen der synoptischen Stationen zeigen aufgrund der geringen räumlichen und zeitlichen Abdeckung nicht direkt die Verlagerung des Bodentiefs. Jedoch melden mehrere Stationen südlich von 17°N zwischen dem 18. und 20. Mai und nördlich von 25°N ab dem 21. Mai einen reduzierten Bodendruck von weniger als 1006hPa (nicht gezeigt).

Ab dem 22. Mai korrespondiert das Zentrum dieses Bodentiefs sehr gut mit dem zu den jeweiligen Zeitpunkten bestimmten Position des abgespaltenen Wirbels in der mittleren Troposphäre. Relativ zur Trogachse des obertroposphärischen Trog und dem an dessen Ostflanke befindlichen Subtropenjet befinden sich das Bodentief und der nach Nordosten wandernde zyklonale Wirbel in der mittleren Troposphäre östlich der Trogachse und an der Westflanke des Jets (Abbildung 8.4). In den IR-Satellitenbildern ist ab dem 21. Mai die Entwicklung einer kommaförmigen Wolkenstruktur an der Ostseite des abgespaltenen Wirbels zu sehen. All diese Beobachtungen lassen die Vermutung zu, dass nicht nur eine Kopplung zwischen der tropischen mitteltroposphärischen Ostströmung und der obertroposphärischen extratropischen Westströmung vorliegt, sondern ebenso eine Wechselwirkung mit der unteren Atmosphäre bis hin zum Boden existiert.

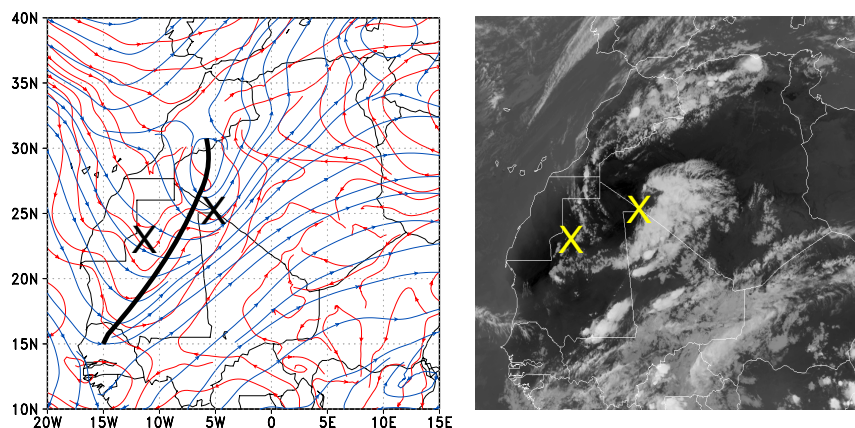


Abbildung 8.4: links: Stromlinien in 850 (rot) und 200hPa (blau) am 21. Mai 2006 um 18UTC. Die schwarze Linie zeigt die Trogachse in 200hPa. rechts: IR-Satellitenbild zum gleichen Termin. Die Kreuze in beiden Abbildungen markieren die Position der zyklonalen Wirbel, identifiziert aus den gefilterten Stromlinien.

8.2 Untersuchung der TEW

Die ab dem 19. Mai zu beobachtende Nordostverlagerung des Bodentiefs (vgl. Abbildung 8.3) ist nicht durch “Atlas pumping” hervorgerufen. Vertikalschnitte der Atmosphäre zeigen zwar die in *Flamant et al. (2007)* gezeigte typische Zellenstruktur, jedoch ist die räumliche Ausdehnung der identifizierten Zirkulationszellen viel zu klein, als dass das “Atlas pumping” die Verlagerung des Bodentiefs initiiert haben kann (ohne Ab-

bildung). Vielmehr hat sich ein Tief vom Monsuntrog abgespalten und wurde von der trogvorderseitigen Strömung eingefangen und nach Nordosten “gezogen”. Die nordwärtige Verlagerung der ITD in den Beobachtungen in diesem Bereich unterstreicht diese Schlussfolgerung (ohne Abbildung).

Am 21. Mai erreicht ein sekundärer Höhentrog die Iberische Halbinsel. Die untertropische Kaltluftadvektion an der Westflanke des Troges wird durch das Atlasgebirge geblockt, wodurch die Bildung einer Lee-Zyklone infolge barokliner Instabilität über dem Länderdreieck Marokko-Mauretanien-Algerien ab 22. Mai ausgelöst wird (*Knippertz et al., 2009b*). Die Merkmale für die barokline Instabilität im Bereich der Zyklonogenese sind wie folgt: Der meridionale Süd-Nord-Gradient der potentiellen Temperatur beträgt zu Beginn der Zyklonogenese in der Box 5°W bis $0^{\circ}\text{O}/30^{\circ}\text{N}$ bis 35°N in etwa 10 K. Bis zum 23. Mai intensiviert sich dieser Gradient auf 20 K innerhalb der fünf Breitengrade und verlagert sich etwas weiter nach Süden. Über dieser bodennahen baroklinen Zone ist auch in der Höhe des STJ ein Gebiet erhöhter Baroklinität mit gleichgerichtetem Gradienten zu finden (ohne Abbildung).

Die Horizontalverteilungen des reduzierten Bodendruckes der AMMA-Reanalysen zeigen das Bodentief südlich von 20°N am 19. Mai um 18 UTC mit einer nahezu zirkularen 1006 hPa-Isobare. Am 20. und 21. Mai hingegen ist das Tief nach Nordost gestreckt bis es am 23. Mai um 18 UTC nur noch nördlich von 25°N zu finden ist (Abbildung 8.3). Diese Entwicklung zusammen mit der Leezyklonogenese ab dem 22. Mai lässt die Schlussfolgerung zu, dass das entlang der Ostflanke des Troges nordostwärts propagierende Tief von der Lee-Zyklone eingefangen wurde, wodurch sich ein sehr ausgeprägtes Tief ausbilden konnte.

Aufschlüsse über die Wechselwirkungsmechanismen zwischen der unteren, mittleren und oberen Atmosphäre geben Rückwärtstrajektorien und Feuchteflussberechnungen, welche mit Beobachtungen validiert werden.

So zeigt der Feuchtefluss in der unteren Atmosphäre zwischen dem Boden und 850 hPa südlich von 15°N eine Südströmung, was der beobachteten Mosunströmung entspricht (Abbildung 8.5, links). Die Feuchtekonvergenz konzentriert sich zwischen dem Äquator und 15°N auf den Bereich der ITCZ entlang von etwa 5°N und bei etwa 15°N östlich des Nullmeridians. Ein weiteres Maximum der Feuchtekonvergenz, d.h. Feuchteansammlung ist am konvektiven Südwestende der TP und etwas westlich der Wolkenfahne zu sehen. Die TP-parallele Feuchtekonvergenz resultiert aus der weit nach Norden reichenden Mosunströmung westlich des Nullmeridians bis an die Mittelmeerküste. Dadurch ist über der Westsahara die zu dieser Jahreszeit übliche trockene Harmattanströmung durch eine starke Südströmung unterbrochen (vgl. *Knippertz und Fink, 2008*).

In der mittleren Atmosphäre zwischen 700 und 400 hPa (Abbildung 8.5, rechts) ist bis etwa 17°N deutlich die etablierte Ostströmung zusehen. Auffallend ist das Aufspalten dieser Ostströmung bei etwa 0° an der Rückseite des südlichen Wirbels der AEW in eine Strömung nach Westen und in einen antizyklonal gekrümmten Ast nach Nordost mit

erhöhter Feuchteflusskonvergenz. Dieser südwestliche Feuchtefluss reicht über die Zentralsahara bis an die Mittelmeerküste, wobei das Maximum der Feuchteflusskonvergenz zwischen 5°W und 0°O und 15°N und 25°N zu finden ist. Weiter nach Nordost nimmt die Feuchteflusskonvergenz wieder ab. Dieses Konvergenzmuster stimmt mit der Position der Wolkenfahne überein. Der Vergleich der beiden Muster zeigt, dass Regionen mit Feuchteflussdivergenz (negative Bereiche) in der unteren Atmosphäre durch Konvergenz darüber kompensiert wird und umgekehrt.

Vertikalschnitte der zonalen und meridionalen Windkomponenten bei 20°N zeigen eine bei 25°W bis in etwa 850hPa reichende, vertikal nach Osten geneigte Trogachse, wobei die Neigung vom 21. zum 23. Mai zunimmt (nicht gezeigt). Diese gekippte Achse erklärt, dass das bodennahe Konvergenzmaximum weiter im Westen liegt als in der mittleren Atmosphäre.

Die Horizontalverteilung der Feuchteflussdivergenz integriert vom Boden bis 300hPa zeigt einen breites, von SW nach NO orientiertes Band mit Konvergenz, wobei das Maximum zwischen den Maxima der beiden gezeigten Abbildungen liegt (ohne Abbildung). Da der Konvergenzbereich die positiven Bereiche der unteren und mittleren Schichten abdeckt, folgt zum einen, dass die Konvergenzen und Divergenzen der unteren und mittleren Troposphäre sich nicht vollständig kompensieren und das zum anderen Feuchteflusskonvergenz in den Schichten zwischen 850 und 700hPa und zwischen 400 und 300hPa vorherrscht.

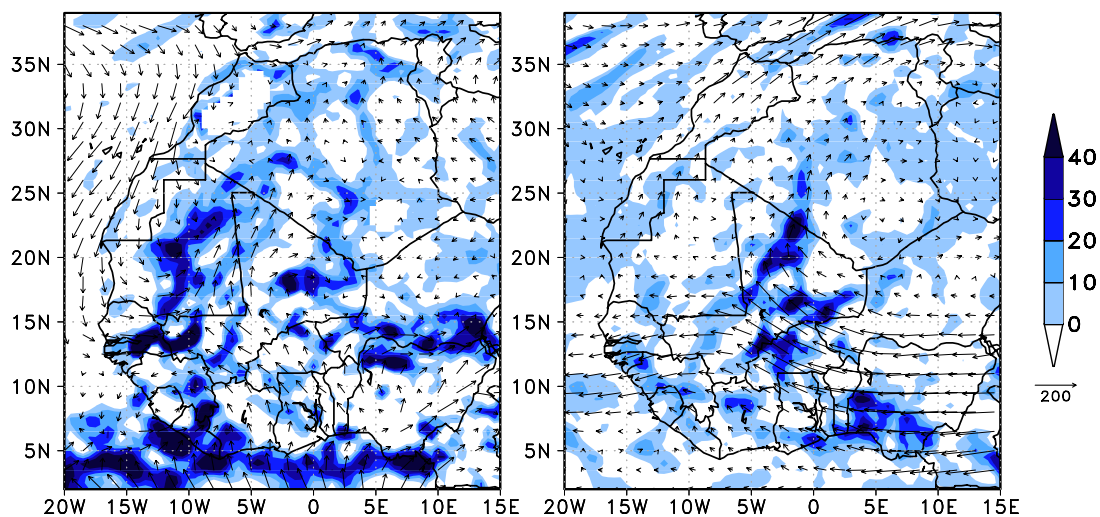


Abbildung 8.5: Mittlerer, zwischen Boden und 850hPa (links) und zwischen 700 und 400hPa (rechts) integrierter Feuchtefluss in $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ (Vektoren) und Feuchteflusskonvergenz in $\text{mm}/48\text{h}$ (Schattierung) für die Periode 21. Mai 2006 00 UTC bis 23. Mai 2006 00 UTC. Die schattierten, positiven Bereiche der Feuchteflusskonvergenz zeigen die Regionen mit Feuchtezunahme.

Entsprechend der vorgestellten Feuchteflüsse zeigen die 4-Tage-Rückwärtstrajektorien (Abbildung 8.6), welche in 400hPa von 25 Gitterpunkten über Nordmali bzw. Westalgerien am 22.Mai 2006 um 06 UTC gestartet wurden, dass die meisten ihren Ursprung in der etwas trockeneren, mittleren und auch zum Teil in der feuchten, unteren Atmosphäre haben. Diese Trajektorien starten, wie in *Warner (2004)* und *Knippertz (2003b)* beschrieben, in der mittleren bzw. unteren Atmosphäre und steigen in einem antizyklonalen Bogen bis etwa 400hPa auf und erklären somit die Feuchteflusskonvergenz in dieser Box. Die Trajektorien des nordwestlichen Bereiches der Box sind durch Höhenkonstanz und geringen Feuchtegehalt gekennzeichnet. Oberhalb von 400hPa verlaufen die Trajektorien höhenströmungsparell. Eine Kopplung zur Atmosphäre darunter ist nicht mehr existent (nicht gezeigt).

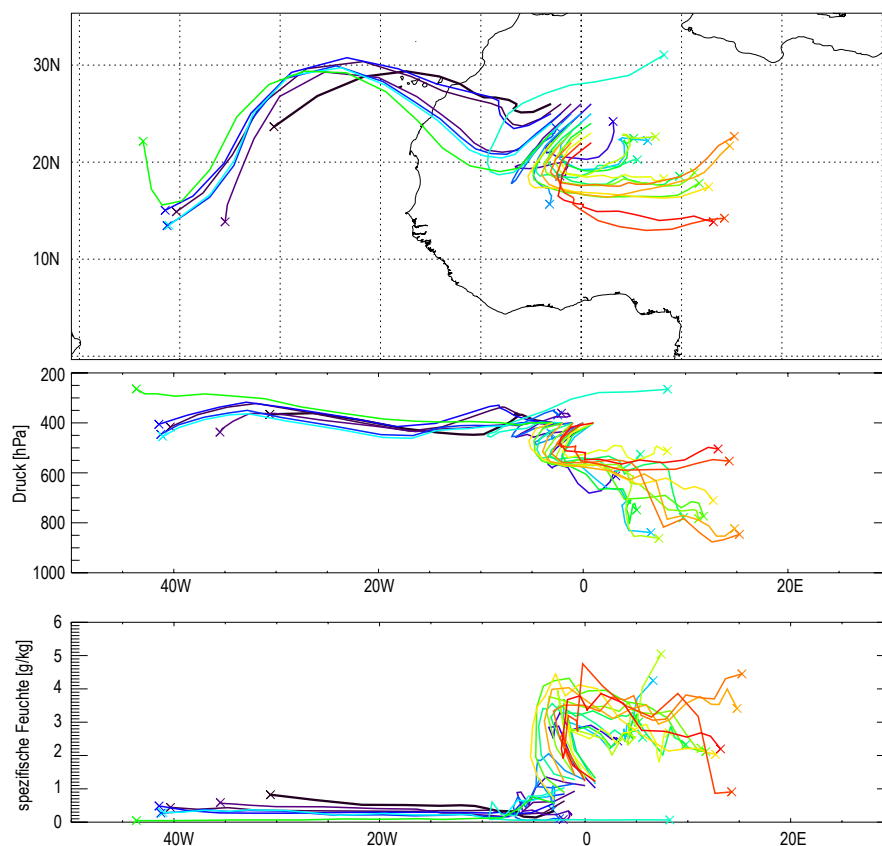


Abbildung 8.6: oben: 4-Tage-Rückwärtstrajektorien, welche in 400hPa von 25 Punkten über Nordmali bzw. Westalgerien am 22.Mai 2006 um 06 UTC gestartet wurden. mitte: Vertikale Position, unten: spezifische Feuchte in g/kg . Gleiche Farben bedeuten gleiche Trajektorien.

Entgegen der analysierten Feuchteflusskonvergenz und der berechneten Rückwärtstrajektorien sind in den AMMA-Reanalysen keine Niederschläge entlang der Wolkenfahne verzeichnet (Abbildung 8.7). Auch die dort befindlichen synoptischen Stationen melden keine Niederschläge, was jedoch zum Teil auf fehlende Meldungen der Stationen zurückgeführt werden kann. Weiter im Süden melden nur wenige Stationen nennenswerten Nie-

derschlag zwischen dem 21. und 23. Mai 2006 um 00UTC (vgl. Zahlenangaben in Abbildung 8.7, rechts). Jedoch stimmt in diesen Regionen das AMMA-Reanalyseprodukt gut mit den Niederschlagsmeldungen überein. Das TRMM-Produkt hingegen zeigt, neben den Niederschlägen entlang der ITCZ mit lokal höheren Werten als beobachtet, Regenmengen von zum Teil mehr als 10mm von der westlichen Guineaküste über Mali, Burkina Faso und Algerien bis hin nach Marokko. Die Niederschlagsabschätzung des TRMM-Produktes basiert unter anderem auf dem Eis- und Flüssigwassergehalt von Wolken in Kombination mit der Wolkenoberflächentemperatur. Im Sahel und über der Sahara tritt oft das Phänomen auf, dass zwar Niederschlag aus Wolken ausfällt, aber nicht den Boden erreicht, da das Niederschlagswasser durch die sehr trockenen Atmosphäre dieser Region fällt und dadurch wieder verdunsten kann. Daher neigt das TRMM-Produkt zur Überschätzung des am Boden ankommenden Niederschlages, welcher aus hohen/kalten Wolken ausfällt.

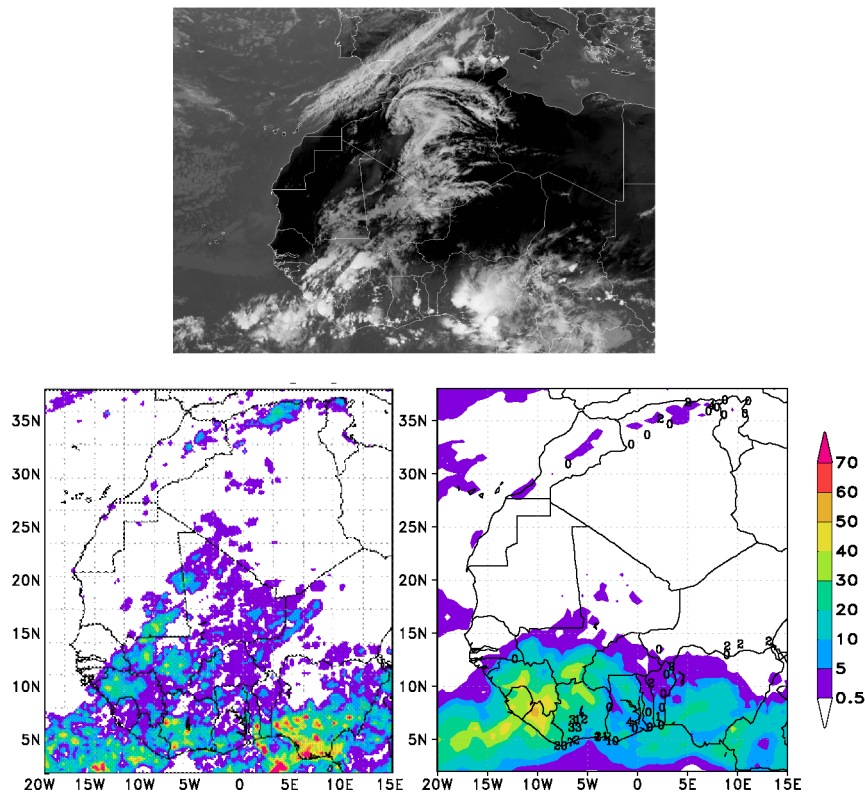


Abbildung 8.7: oben: METEOSAT8-IR-Satellitenbild vom 22. Mai 2006 um 15 UTC; unten: 48-stündige Niederschlagssummen des TRMM-Produktes (links), der AMMA-Reanalysen (rechts) und der Meldungen der synoptischen Stationen (Zahlen in rechter Abbildung) in $mm/48h$ für die Periode 21. Mai 2006 00 UTC bis 23. Mai 2006 00 UTC.

In Abbildung 8.7 (oben) ist an der Bewölkung über Marokko, Algerien und Tunesien die bereits erwähnte Zyklone zu erkennen. Aufgrund von Kaltluftadvektion in der oberen Atmosphäre, der analysierten barokline Instabilität und der anhaltenden Feuchtfeldflusskonvergenz unter der Wolkenfahne wird die Atmosphäre zunehmend labilisiert (vgl. Knippertz *et al.*, 2007). Dadurch wird die Feuchtkonvektion begünstigt, was im Bereich der Zyklone in den darauffolgenden Tagen bis zum 29. Mai 2006 zu Niederschlägen führt. Aufgrund fehlender Beobachtungsdaten am 27., 28. und 30. Mai 2006 um 06UTC zeigt Abbildung 8.8 nur die Niederschlagsmengen des TRMM-Produktes, der AMMA-Reanalysen und der synoptischen Stationen für den Zeitraum vom 24. bis 26. Mai 2006 um 06UTC in $mm/48h$.

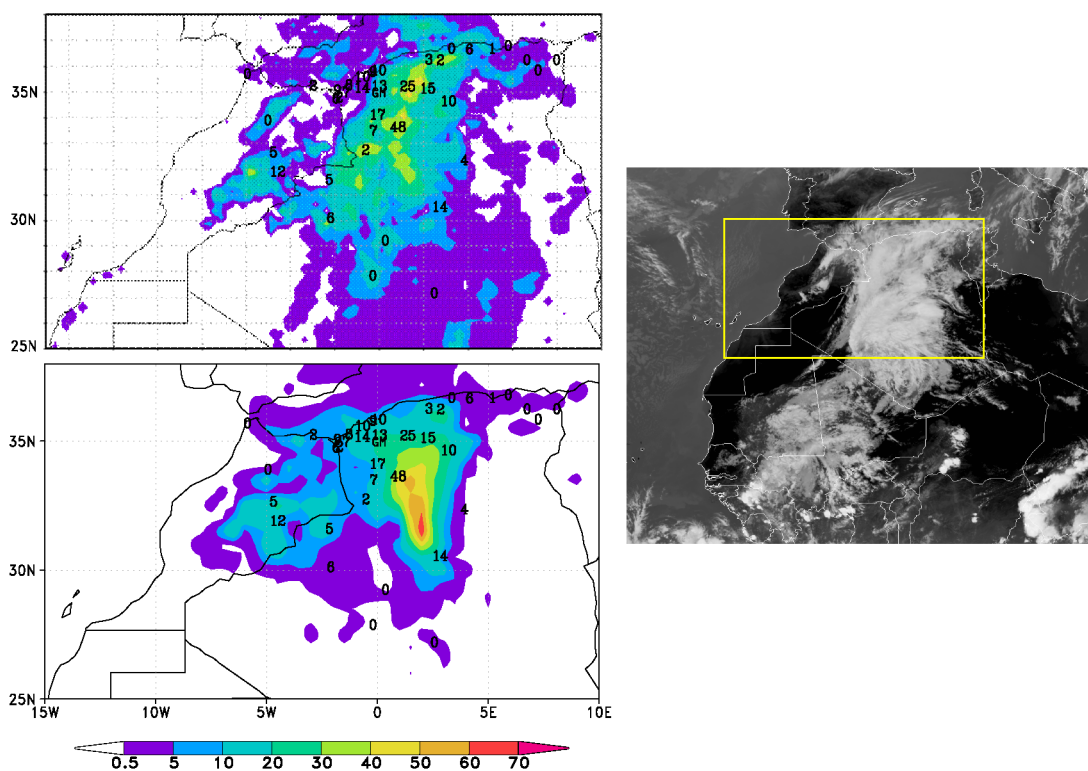


Abbildung 8.8: links: 48-stündige Niederschlagssummen des TRMM-Produktes (oben), der AMMA-Reanalysen (unten) und der Meldungen der synoptischen Stationen (Zahlen in beiden Abbildungen) in $mm/48h$ für die Periode 24. Mai 2006 06 UTC bis 26. Mai 2006 06 UTC; rechte: METEOSAT8-IR-Satellitenbild vom 24. Mai 2006 um 15 UTC. Das gelbe Rechteck markiert den Ausschnitt der linken Abbildungen.

Einhergehend mit der Zyklonogenese dringt rückseitig dieser extratropischen Störung Kaltluft bis weit nach Süden in den afrikanischen Kontinent ein (Abbildung 8.9). Ein sekundäres Hoch mit Werten von mehr als 1020 hPa etabliert sich über Nordalgerien und Nordmarokko. Die synoptischen Stationen, welche sich auf der Rückseite dieses Tiefdruckgebietes befinden, melden ab dem 23. Mai 2006 fallende Temperaturen und steigenden Bodendruck, was für die Etablierung des sekundären Hochs in dieser Regi-

on spricht. Dadurch verstärken sich die Meridionalgradienten der Temperatur und des Druckes, was wiederum höhere, beobachtete Windgeschwindigkeiten und dadurch weiter nach Süden reichende Nordwinde zur Folge hat (Abbildung 8.9 für den 24. Mai 2006 um 18UTC). An den nordalgerischen Stationen werden am 25. Mai um 18UTC beispielsweise Temperaturen von weniger als 20°C gemessen, wohingegen am 21. Mai um 18UTC die Temperaturen noch zwischen 25 und 30°C lagen (ohne Abbildung). Nach dem 25. Mai steigen die Temperaturen wieder an und die Winde drehen wieder auf Süd. In den AMMA-Reanalysen wird dieser beschriebene frontrückseitige Kaltluftvorstoß überschätzt. Das heißt, die 18UTC-Temperaturen sinken am 24. Mai unter 15°C und steigen erst wieder ab dem 26. Mai an. Die Temperaturen über den Gebieten mit geringer Stationsdichte sind in den AMMA-Reanalysen höher als in den Abbildungen, welche mit Hilfe der Stationsmeldungen erstellt wurden. Die 25°C-Isothermen stimmen jedoch in beiden Datensätzen gut überein. Das bedeutet, dass die AMMA-Reanalysen die Minima und Maxima der Temperaturen prinzipiell gut lokalisieren, sie in ihren Intensitäten jedoch überschätzen.

Die bodennahe Nordströmung von der algerischen Mittelmeerküste wird jedoch vom Sahara-Atlas-Gebirge teilweise geblockt, welches sich parallel zur Mittelmeerküste vom Westen Marokkos über Algerien bis nach Tunesien im Osten erstreckt. Dadurch kann diese Nordströmung nicht allein für die beginnende Ventilierung des Tiefs verantwortlich sein. Antizyklonal um das Sahara-Atlas-Gebirge herum wird ebenfalls Kaltluft über Tunesien nach Südwesten in Richtung des Tiefs geführt, wobei Windgeschwindigkeiten von mehr als 30kn beobachtet werden (magentafarbener Windpfeil in Abbildung 8.9). Diese hohen Windgeschwindigkeiten entstehen aufgrund des Kanalisierungseffektes zwischen dem Sahara-Atlas-Gebirge rechts der Strömung und dem Jeffara-Gebirge und dem im Südwesten anschließenden Ausläufern des Hoggar-Massifs links der Strömung.

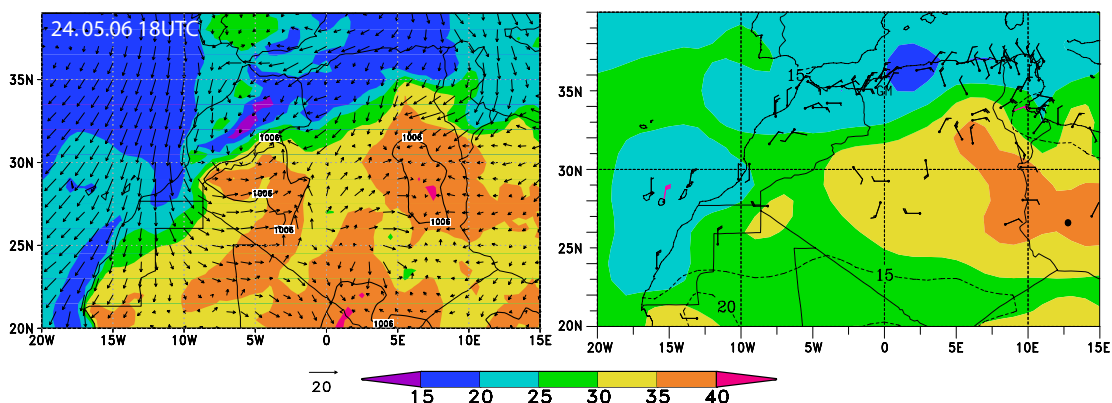


Abbildung 8.9: links: AMMA-Reanalysen; rechts: Bodenbeobachtungen. Temperatur (schattiert) und Taupunkt (rechts, grüne Isothermen) in °C in 2m über Grund und Wind (Vektoren/Windpfeile) in m/s in 10m über Grund und reduzierter Bodendruck ≤ 1006 hPa (Isobaren) für den 24. Mai 2006 um 18UTC.

In den Satellitenbildern des sichtbaren Kanals vom 24. und 25. Mai 2006 um 18UTC sind am Osthang des Atlas-Gebirges nach Süden ausfließende Dichteströmungen zu erkennen (vgl. *Knippertz et al., 2007* für den 25. Mai). Diese Dichteströmung hat ihren Ursprung in der über dem Atlas am Nachmittag entstehenden Bewölkung. Abbildung 8.10, links zeigt das Satellitenbild vom 24. Mai 2006 um 18UTC. Das Diagramm auf der rechten Seite zeigt die Temperaturzeitreihe einiger IMPETUS-Stationen in Marokko vom 23. bis 25. Mai 2006 mit einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten. Am 24. Mai ist deutlich der Durchzug der Staubfront von Nordost nach Südwest zu sehen. An der nördlichsten Stationen Trab Labied (TRB) und Bou Skour (BSK) gehen die Temperaturen ab 14UTC zurück, wohingegen an der südlichsten Station Jebel Brâhim (JHB) die Front als letztes um 17UTC durchzieht. Gleichzeitig mit dem Temperaturrückgang steigt an allen Stationen die relative Feuchte und auch der Taupunkt an, was auf eine Zunahme der absoluten Feuchte schließen lässt. Der zunehmende Wind dreht von Nordnordwest auf Nordnordost (ohne Abbildung), was der Verlagerungsrichtung der Front entspricht (siehe Pfeil in Abbildung 8.10). Am 25. Mai wiederholt sich dieses Phänomen, woraufhin die Temperaturen an den Stationen weiter sinken. An allen Stationen fallen die Tagesmaximumtemperaturen vom 24. bis zum 26. Mai um bis zu 8K. Danach steigen die Temperaturen wieder an, der Feuchtegehalt geht zurück und der Wind schwächt sich ab und dreht wieder auf Nordnordwest.

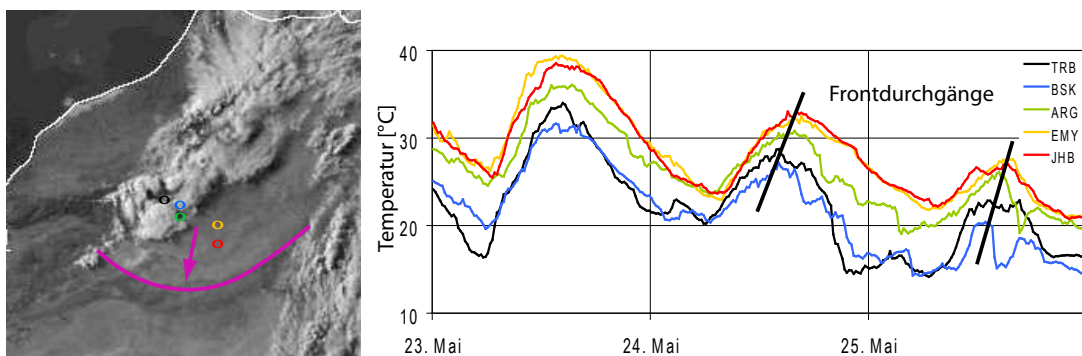


Abbildung 8.10: links: Satellitenbild vom 24. Mai 2006 um 18UTC (Strahlung im sichtbaren Wellenlängenbereich). Die farbigen Kreise markieren die IMPETUS-Stationen, deren Positionen in der Tabelle 8.1 angegeben sind. Die Position der Staubfront zum Termin ist in magenta dargestellt, ebenso wie die Zugrichtung der Front (Pfeil). rechts: Zeitreihen der Temperaturen an den IMPETUS-Stationen vom 23. bis 25. Mai 2006. Als schwarze Geraden sind die Passagen der Fronten der Dichteströmungen am jeweiligen Tage eingezeichnet. Gleiche Farben bedeuten gleiche Stationen.

Station	Abkürzung	geografische Position	Höhe
Trab Labied	TRB	31,17°N/6,58°W	1383m
Bou Skour	BSK	30,95°N/6,34°W	1420m
Arguioun	ARG	30,65°N/6,32°W	1020m
El Miyit	EMY	30,36°N/5,63°W	792m
Jebel Brâhim	JHB	29,94°N/5,63°W	725m

Tabelle 8.1: IMPETUS-Stationen.

Neben dem bodennahen Kaltluftvorstoß aus der Mittelmeerregion und der Dichteströmung aus dem Atlasgebirge wird kühlere Luft in Bodennähe um den Südwestfuß des Antiatlas in einem zyklonalen Bogen herumgeführt (Abbildung 8.9 für den 24. Mai 2006 um 18UTC). Infolge dieser Advektion kühler Luft aus 3 Richtungen in Richtung des Bodentiefs wird dieses bis etwa 27°N nach Süden gedrängt und gleichzeitig soweit aufgefüllt, dass ab dem 27. Mai 2006 um 18UTC keine 1006er Isobare zu sehen ist (ohne Abbildung).

8.3 Zusammenfassung und Diskussion

Die Untersuchung dieses Ereignisses zeigt die Komplexität und Vielfältigkeit von tropisch-extratropischen Wechselwirkungen, wie sie in Kapitel 2 erläutert wurden. Zu Beginn dieses Ereigniszeitraumes am 19. Mai 2006 um 18 UTC befindet sich ein Bodentief mit weniger als 1006hPa im Zentrum südlich von 20°N und westlich von 10°W. Durch die Präsenz eines Höhentrog, welcher eine ausgeprägte Tiefenwirkung bis weit in die untere Atmosphäre aufweist, wird das Bodentief nach Nordost gezogen. Gleichzeitig ist in der mittleren Troposphäre eine AEW identifizierbar. Die Position des nördlichen zyklonalen Rotationszentrums bietet Freiraum für die Diskussion, ob dieser als nördlicher Vortex einer AEW bezeichnet werden kann. Der Breitengradbereich, in dem sich der Wirbel nach Westen bewegt, liegt mit 21 bis 27°N nördlich des Korridors von *Fink und Reiner (2003)* mit 17 bis 23°N. Die Verlagerungsgeschwindigkeit von 8,3 m/s erfüllt jedoch die Bedingung für einen AEW-Vortex. Die Besonderheit dieses Falles liegt in der Aufspaltung des nördlichen Wirbels in einen weiter westwärts wandernden Wirbel und ein Rotationszentrum, welches sich bis zum 23. Mai nach Nordosten bewegt.

Die Strömung unterhalb von 850hPa ist westlich von 5°W bis zum 29. Mai 2006 durch eine weit nach Norden, bis an den Fuß des Atlasgebirges reichende Südströmung gekennzeichnet. Dadurch wird Feuchte aus den Tropen über die Westsahara bis in die Subtropen transportiert. In der mittleren Troposphäre zwischen 700 und 400hPa wird bis zum 26. Mai zunehmend Feuchte auf der Rückseite (Ostflanke) des südlichen AEW-Wirbels nach Norden transportiert und in einem antizyklonalen Bogen bis zur Mittel-

meerküste von 700 auf 400hPa gehoben, wie es in *Knippertz (2003b)* und *Knippertz et al. (2003)* angeführt wird. Das Maximum der Feuchteflusskonvergenz dieser Schicht stimmt mit der Position der in den Satellitenbildern sichtbaren TP überein. Zonale Vertikalschnitte der Meridional- und Zonalwindkomponenten bei 20°N zeigen die Neigung des Troges nach Osten, sodass die weiter im Westen befindliche Feuchteflusskonvergenz in der unteren Troposphäre sich ebenso an der Ostseite des Troges befindet, wie in der Schicht darüber.

Trotz der analysierten hohen Feuchteflusskonvergenzen gibt es keine Meldungen über Niederschläge entlang der Wolkenfahne zwischen dem 21. und 23. Mai 2006. Allerdings ist aufgrund der geringen Datendichte über der Sahara und der zum Teil fehlenden Meldungen aktiver Stationen ein Ausschluss von Niederschlag nicht vorbehaltlos möglich. Die AMMA-Reanalysen bestätigen das Fehlen von Niederschlag, das TRMM-Produkt deutet jedoch auf weit verbreitete Niederschläge von der Guineaküste über Burkina Faso und Mali bis nach Südalgerien hin. Diese Informationen können aber auch als Niederschlagsüberschätzung interpretiert werden. Die Feuchteflusskonvergenz ist folglich an diesen Tagen nicht stark genug, um intensive Niederschläge auszulösen.

Gleichzeitig ist über dem Länderdreieck Marokko, Algerien und Mauretanien ab dem 22. Mai der Beginn einer Leezyklogese, begünstigt durch barokline Instabilität (gleichgerichteter Gradient von Θ in der unteren Troposphäre und im Bereich des STJ) östlich des Atlas, zu beobachten. Der zunehmende Einfluss des Troges an den folgenden Tagen, zusammen mit Kaltluftadvektion in der Höhe und anhaltender Feuchtekonvergenz in der mittleren Troposphäre labilisiert die Atmosphäre weiter und führt so zu den hohen Niederschlägen in Marokko und Algerien zwischen dem 24. und 30. Mai 2006. Im Bereich der Zyklone und weiter im Süden entlang der TP treten zwischen dem 24. und 26. Mai Niederschläge von bis zu 48 mm an der Station El Bayadh (1°O/33,67°N; Algerien) auf, welche sowohl von den AMMA-Reanalysen als auch von dem TRMM-Produkt gut wiedergegeben werden. Innerhalb dieser 48 Stunden wandert das Bodentief wieder nach Süden und füllt sich auf, sodass nach dem 26. Mai kein Druckminimum unter 1006 hPa zu identifizieren ist. Diese Entwicklung wird durch drei Prozesse gesteuert. An der Rückseite der extratropischen Störung dringt Kaltluft aus der Mittelmeerregion nach Süden vor, wodurch sich ein sekundäres Hoch über dem Norden Algeriens und Marokkos mit mehr als 1020 hPa ausbildet. Der erhöhte Druck- und Temperaturgradient bewirkt ein Auffrischen der Nordwestströmung, gefolgt von einem Temperaturrückgang um etwa 10 K innerhalb von 4 Tagen (vgl. *Garreaud, 2001*). Der zweite Prozess, welcher zur Ventilation des Tiefs beiträgt, ist das oberflächennahe Ausfließen kalter Luft aus dem Hohen Atlas in Form der am 24. und 25. Mai 2006 beobachteten Dichteströmungen (*Knippertz et al., 2007*). An den IMPETUS-Stationen in Marokko ist der Frontdurchgang an beiden Tagen in Form von Temperaturrückgang in Kombination mit Feuchtezunahme und eine Winddrehung von Nordnordwest auf Nordnordost mit einhergehender Windgeschwindigkeitszunahme sehr gut zu kennen. Innerhalb dieser zwei Tage geht die Tagesmaximumtemperatur um 8 K zurück. Als drittes wird kühlere Luft bodennah vom Atlantik in einem zyklonalen Bogen um das Südwestende des Antiatlas herumgeführt und trägt ebenfalls zur Abschwächung des Tiefs bei.

9 Zusammenfassung und zukünftige Forschungsperspektiven

Die vorliegende Arbeit beleuchtet die dynamischen und synoptischen Aspekte tropisch-extratropischer Wechselwirkungen (TEW) über Westafrika. Im Rahmen des AMMA-Projektes (Afrikanischer Monsun - Multidisziplinäre Analysen) fand im Jahr 2006 eine geophysikalische Feldmesskampagne statt, deren Umfang an gewonnenen Daten hinsichtlich Vielfältigkeit, räumlicher und zeitlicher Dichte bisher einmalig ist. Beispielsweise war die räumliche und zeitliche Dichte von Radiosondenaufstiegen durchaus mit Europa, Asien und Nordamerika vergleichbar (Fink *et al.*, 2010). Vor dem Start von AMMA im Jahr 2004 war das westafrikanische Messnetz hinsichtlich Bodenbeobachtungen und Atmosphärenmessungen in einem sehr schlechten Zustand. Mit Hilfe des Projektes wurden in Westafrika meteorologische Stationen aufgebaut, reaktiviert und/oder erneuert. Innerhalb von vier Jahren von Ende 2005 bis 2009 wurden mehr als 13500 Radiosondenaufstiege durchgeführt, was für Westafrika einmalig ist.

Den Untersuchungszeitraum stellt das Jahr 2006 dar, wobei die Monate in der Trockenzeit und in den Übergangsjahreszeiten im Fokus standen. Mit Hilfe von 15-minütigen Infrarot-Satellitenbildern mit einer horizontalen Auflösung von 5 km am Subsatellitenpunkt wurden Tage mit einer Wolkenfahne (TP) als markantestes TEW-Merkmal identifiziert und aufeinanderfolgende Tage nach der Analyse der Höhenströmung in 200 hPa zu Ereignissen zusammengefasst. Es wurden 140 TEW-Tage identifiziert und zu 29 Ereignissen zusammengefasst, aus denen drei Fallstudien ausgewählt wurden:

Das erste Ereignis vom 06. bis 18. Februar in der Trockenzeit 2006 kann als Fall mit einer Hitzetiefentwicklung zwischen dem 12. und 16. Februar über Nordbenin, Westniger und -nigeria und dem Osten Burkina Fasos und außergewöhnlich starken Niederschlägen entlang der Guineaküste bezeichnet werden. Der zweite Fall vom 19. bis 30. Mai 2006 umfasst ein Ereignis in der Übergangsphase von der Trocken- zur Monsunzeit mit einer in den Satellitenbildern gut sichtbaren TP über Westafrika und einer beobachteten Hitzetiefentwicklung über Burkina Faso und Mali zwischen dem 21. und 25. Mai 2006. Beide Hitzetiefentwicklungen wurden mit einer erweiterten Form der Drucktendenzgleichung, basierend auf den Gleichungen von Knippertz und Fink (2008) und Knippertz *et al.* (2009b), untersucht. Die Erweiterung umfasste den Einfluss der Feuchteänderung

in einem Luftpaket und des Nettoeffektes von Verdunstung und Niederschlag auf den Bodendruck. Die Drucktendenzgleichung setzt somit die Balance zwischen der Änderung des Bodendruckes und der Summe aus der Änderung der Höhe der oberen Grenze der Luftsäule (Geopotentialtendenz), der Änderung der Temperatur (Vertikalintegral der lokalen Temperaturtendenz) und der Nettobilanz in der Säule aus gefallenem Niederschlag und bodennaher Verdunstung voraus. Dabei werden die dynamisch induzierten Massenvergenzen durch die Geopotentialtendenz am Oberrand und die thermisch angetriebenen Vergenzen durch das Vertikalintegral der lokalen Temperaturtendenz angezeigt. Die Temperaturänderung wiederum ist abhängig von der Temperaturadvektion, der Vertikalbewegung, der Feuchteänderung und dem Heizen/Kühlen durch diabatische Prozesse. Dabei zeigte sich, dass bei der Feuchteänderung der Vertikaltransport gegenüber dem horizontalen Transport von Feuchte und der lokalzeitlichen Änderung von Feuchte dominierte. Dennoch war der Einfluss der Feuchteänderung auf den Bodendruck gegenüber den anderen thermodynamischen Prozessen (horizontale Temperaturadvektion, Vertikalbewegung, diabatisches Heizen/Kühlen) um eine Größenordnung kleiner, sodass dessen Einfluss auf den Bodendruck bezüglich der untersuchten Ereignisse als vernachlässigbar einzuordnen war. Die Auswirkungen von Niederschlag und Verdunstung auf den Bodendruck waren bei diesen Fallstudien ebenfalls sehr gering.

Als Daten standen für beide Ereignisse die ERA-Interim-Daten zur Verfügung und für den zweiten Fall zusätzlich die zeitlich höher aufgelösten AMMA-Reanalysen. Dieser Datensatz beinhaltet neben den regulären Analyse- und Vorhersageparametern wie Temperatur, Feuchte, Wind und Geopotential als Atmosphärendaten, die Heizraten infolge subgitterskaliger, diabatischer Prozesse. Dadurch konnte deren Einfluss auf die Entwicklung des Bodendruckes sowohl als Residuum als auch direkt berechnet werden, was schließlich eine Aussage zur Güte der Residualmethode, welche bei der Verwendung der ERA-Interim-Daten angewendet werden muss, ermöglichte.

Die an den synoptischen Stationen beobachtete Hitzetiefentwicklung in der Trockenzeit zwischen dem 12. und 16. Februar 2006 wurde von den ERA-Interim-Daten sowohl räumlich als auch zeitlich gut wiedergegeben (Abbildung 6.2). Die Untersuchungen bezüglich der Initiierung des Druckfalls ergaben einen thermischen Antrieb für die Massenevakuierung gefolgt von dynamisch induzierter Massendivergenz am zweiten Tag mit Druckfall. Ein thermischer Antrieb bedeutete dabei, dass die Temperaturänderung in der Luftsäule zu einer Expansion dieser führte, wobei die Ausdehnung in horizontaler Richtung dominierte, was einen Druckfall bewirkte. Eine dynamisch induzierte Massendivergenz bedeutete entsprechend, dass die Abnahme an Masse nicht durch horizontales Ausdehnen der Luftsäule infolge Aufheizens erfolgte. Vielmehr blieb bei diesem Fall die Temperatur in der Luftsäule nahezu konstant und die Luftmassenabnahme erfolgte durch eine dynamisch angetriebene ageostrophische Zirkulation, was an einer Geopotentialabsenkung bei gleichzeitiger konstanter Temperatur zu erkennen war. Auf diese zwei Tage mit Druckfall folgten 48 Stunden mit nahezu konstantem Bodendruck, an denen die Abkühlung der Atmosphäre in eine vertikale Kontraktion umgesetzt wurde. Der Druckfall am letzten Tag war, wie zu Beginn der Hitzetiefentwicklung, von thermisch induzierter

Massendivergenz geprägt. Die diabatischen Heizraten, welche nur als Residuum aus den anderen Termen der Drucktendenzgleichung berechnet werden konnten, zeigten bis auf die letzten beiden Tage der Druckerniedrigung geringe Beiträge zur Temperaturtendenz und damit zur Bodendrucktendenz. Vielmehr bestimmten an diesen Tagen die Temperaturadvektion und Vertikalbewegung die Temperaturänderung in der Luftsäule. Besonders auffällig war das starke diabatische Heizen vom 14. Februar 18UTC bis 15. Februar 18UTC. Dieses Heizen in Kombination mit starkem Aufsteigen und den analysierten (TRMM-Produkt und ERA-Interim) bzw. beobachteten (SYNOP-Meldungen der Stationen) Niederschlägen in der Hitzetiefbox zeigen die Bedeutsamkeit der Bestimmung des diabatischen Heizterms in seinen Komponenten. Dadurch könnten die Anteile der einzelnen Prozesse, wie zum Beispiel das Freiwerden latenter Wärme beim Kondensieren von Wasserdampf und Temperatureffekte von Wolken auf die Atmosphäre quantifiziert werden. Da das diabatische Heizen jedoch nur als Summe bestimmt werden konnte, war für diese Fallstudie eine datenbasierte Aussage bezüglich der einzelnen diabatischen Prozesse wie konvektives Heizen, Heizen durch wolkenphysikalische Prozesse, vertikale Diffusion u. s. w. nicht möglich.

Die Ausprägung des Hitzetiefs und die dadurch verstärkte südwestliche Mosunströmung zusammen mit der beobachteten trogvorderseitigen Feuchteflusskonvergenz führten zu den zwischen dem 14. und 18. zunehmenden Niederschlägen über Benin, Togo, Ghana und Südmali. Diese Beobachtungen erfüllen die Eigenschaften des Monsunpulses, wie sie von *Couvreux et al. (2010)* und *Cuesta et al. (2009)* für den Sommermonsun angeführt werden. Die Form und das Verhalten des Hitzetiefs und die Ausprägung des Niederschlagsgebietes unterstrich die Beeinflussung der untertroposphärischen Strömung durch den subtropischen Höhentrog.

Die Untersuchung des Mai-Ereignisses hinsichtlich der Hitzetiefentwicklung vom 22. bis 24. Mai 2006 zeigte bis auf den 23. Mai zufriedenstellende Übereinstimmungen zwischen den ERA-Interim- und AMMA-Reanalysedaten: Vom 21. Mai 18UTC bis 22. Mai 18UTC wurde die Erwärmung der Atmosphäre durch Warmluftadvektion und diabatisches Heizen, gedämpft durch Abkühlung infolge Aufsteigen in vertikale Expansion umgesetzt. Dadurch folgte eine geringe negative (ERA-Interim) beziehungsweise geringe positive (AMMA-Reanalysen) Drucktendenz. Der große diabatische Heizterm an diesem Tag resultierte aus der Position des Hitzetiefs zum Teil unter der TP und zum Teil im wolkenfreien Bereich. Die Strahlungsabkühlung in der Nacht war im Bereich der TP um 50% gegenüber den wolkenfreien Bereichen reduziert und die wolkenphysikalischen und konvektiven diabatischen Prozesse und die vertikale Diffusion heizten am Tag zusätzlich die Atmosphäre. Das zeigte, dass die Position der TP über dem Bodentief von essentieller Bedeutung war. In diesem Fall wurde dadurch die Hitzetiefentwicklung initiiert. Der folgende Tag mit der stärksten Druckabnahme in beiden Datensätzen (23. Mai 2006) führte je nach Wahl zu unterschiedlichen Interpretationen, was die Gründe der Druckentwicklung betrifft: Die ERA-Interim-Daten deuteten auf eine thermodynamisch induzierte Druckabnahme hin, wohingegen die AMMA-Reanalysen auf eine dynamisch angetriebene Massendivergenz schließen ließen. Am 25. Mai blieb der Druck

in den ERA-Interim-Daten infolge vertikaler Kontraktion der Luftsäule aufgrund von Abkühlung konstant. In den AMMA-Reanalysen dagegen führte dynamisch induzierte Massenkonzentration bereits zum Druckanstieg.

Diese Interpretationsunterschiede entstanden aufgrund der verschiedenen Modelle mit ihren spezifischen Parametrisierungen der physikalischen Prozesse und den daraus resultierenden atmosphärischen Eigenschaften, wie zum Beispiel dem Feuchtegehalt (Dampf, Flüssigwasser, Eis) und dessen vertikaler Verteilung (Wolken) und den daraus folgenden Eigenschaften unter anderem den Wärmehaushalt betreffend. Des Weiteren war die zeitliche Auflösung der Daten unterschiedlich, sodass bei den AMMA-Reanalysen (drei Stunden) kurzzeitige Prozesse berücksichtigt werden konnten, die bei einer größeren Auflösung nicht in Erscheinung traten. Als letzter für die Interpretation wichtiger Punkt war die Position der Hitzetiefbox im jeweiligen Modell anzuführen. Die Box für die Untersuchung mit den ERA-Interim-Daten lag weiter im Süden als die Box, welche für die Untersuchung mit den AMMA-Reanalysen gewählt wurde. Der Grund hierfür war die leicht verschobene Position des Hitzetiefs in den jeweiligen Modelldatensätzen.

Diese angeführten Punkte, welche auszugswise die Unterschiede der Modelldaten und deren Ursachen verdeutlichen, waren bei der Interpretation, Einschätzung der Güte und Robustheit der Ergebnisse zu berücksichtigen, wobei die Güte der AMMA-Reanalysen nach *Augustí-Panareda et al. (2009c)* höher einzuschätzen ist als die der ERA-Interim-Daten. Der Vergleich der Ergebnisse dieses Falles hinsichtlich der verschiedenen verwendeten Datensätze und hinsichtlich der berechneten und der als Residuum bestimmten diabatischen Heizraten aus den AMMA-Reanalysen zeigte, dass die diabatischen Heizprofile als Residuum aus den anderen Termen der Drucktendenzgleichung berechnet werden dürfen.

Nach der Untersuchungen der Hitzetiefentwicklungen von einem Trockenzeitereignis und einem Ereignis in der Übergangsjahreszeit vor dem Einsetzen des Monsuns steht folgende Frage im Raum: Gibt es etwas Verbindendes zwischen beiden Ereignissen, was die Initiierung, oder die Verstärkung des Hitzetiefs betrifft, bzw. das Wiederauffüllen?

Im Allgemeinen zeigt sich, dass zu Beginn des Druckfalls das Heizen der Atmosphäre durch Warmluftadvektion bestimmt wurde. Im Februarfall wurde der erneute Druckfall in der zweiten Hälfte des Ereignisses ebenfalls durch das Aufheizen der Luftsäule erzeugt, wobei in diesem Fall das diabatische Heizen und Absinkbewegungen zur Temperaturerhöhung führten. Später wurde die Atmosphäre meist gekühlt, überwiegend durch Kaltluftadvektion. Diabatisches Heizen oder Kühlen und Aufsteigen oder Absinken unterstützten oder kompensierten die Temperaturadvektion. Ein generelles Verhalten dieser Prozesse konnte aber keiner bestimmten Phase der Druckentwicklung zugeordnet werden. Beiden Fällen gemein war jedoch die thermodynamische Initiierung des Druckfalls über ein oder zwei Tage und die Dominanz der dynamisch angeregten Massenkonzentration und -Divergenz danach. Auch der Druckanstieg war in beiden Fällen auf einen thermodynamischen Antrieb zurückzuführen. So dominierte Kaltluftadvektion gegenüber den Effekten der diabatischen Prozesse und der Vertikalbewegung und führte zu einer horizontalen Kontraktion und somit zu Massenkonzentration. Eine allgemeingültige

Zuordnung von typischen Prozessen zu den einzelnen Phasen einer Hitzetiefentwicklung (Initiierung, Verstärkung und Abschwächung) konnte auf der Basis zweier untersuchter Hitzetiefentwicklungen jedoch nicht gemacht werden.

Der dritte Fall einer TEW vom 18. bis 30. Mai 2006 war charakterisiert durch die Verlagerung eines subsaharischen Bodentiefs südlich von 20°N nach Nordost bis 30°N , einer AEW in der mittleren Troposphäre und einem subtropischen Höhentrog mit einer kompakt ausgeprägten Wolkenfahne an dessen Ostflanke. Diese Konstellation der Zirkulationsmuster der verschiedenen atmosphärischen Schichten zueinander wurde bereits von *Nicholson (1981)* erwähnt. *Knippertz (2003b)* analysierten in diesen synoptischen Situationen einen Transport von feuchter Luft in einem antizyklonalen Bogen von der Ostseite der zyklonalen Rotationszentren der AEW über die Sahara bis an die Mittelmeerküste Marokkos und Algeriens bei gleichzeitiger Hebung von 700 hPa bis in 400 hPa. Während dieses Ereignisses konnte zusätzlich zu diesem mittel- und obertroposphärischen Feuchtetransport auch untertroposphärisch ein nordwärtiger Transport von Feuchte beobachtet werden. Dadurch wurde der zu dieser Jahreszeit vorherrschende Harmattan über der Sahara und dem nördlichen Sahel unterbrochen. Ab dem 22. Mai 2006 war an der Westseite des subtropischen Teils der TP über dem Länderdreieck Marokko, Mauretanien-Algerien eine Leezyklonogenese zu sehen. Die zunehmende Labilisierung der atmosphärischen Schichtung durch trogrückseitige Kaltluftadvektion in der Höhe und die anhaltende trogvorderseitige Feuchteflusskonvergenz führten im Bereich der Zyklone und der TP in den darauf folgenden Tagen zur Auslösung von Feuchtkonvektion und Niederschlag. Ab dem 23. Mai verlagerte sich das Bodentief wieder nach Süden und füllte sich langsam auf, was auf folgende Prozesse zurückzuführen war: Antizyklonal strömte kühle Luft vom Mittelmeer über Tunesien nach Südwesten in Richtung des Tiefs und wurde dabei durch den Kanalisierungseffekt beim Durchströmen des Tals zwischen dem Sahara-Atlas und dem Jeffara-Gebirge und den Ausläufern des Hoggar-Massifs weiter im Südwesten noch zusätzlich beschleunigt. An der Ostseite des Hohen Atlas in Marokko wurde am 24. und 25. Mai 2006 (*Knippertz, 2007*) kühle Luft bodennah in Form von Dichteströmungen in Kombination mit Staubausbreitung bis nach Algerien in Richtung des Tiefs transportiert. Diese Dichteströmung entstand aus der beobachteten, am Nachmittag über dem Atlas entstandenen Konvektion. Aufgrund der vertikalen Windscherung wird die Konvektion verblasen, sodass die gesättigten und absinkenden Luftpakete nicht innerhalb der Konvektion fallen, sondern durch die trockene und heiße Umgebungsluft. Dadurch verdunstet das Kondensat und kühlt sich stark ab, was eine beschleunigte Abwärtsbewegung und in Bodennähe die Dichteströmung erzeugt. Als dritter Mechanismus war das Einströmen von kühlerer Luft um den Südfuß des Atlasgebirges herum in Richtung des Tiefs zu nennen.

Zukünftige Forschungsperspektiven

Mit Blick auf die Untersuchungen der Hitzetiefentwicklungen ist es interessant weitere Ereignisse zu untersuchen. Ein Motivationspunkt hierfür stellen die verschiedenen Bedingungen in der Atmosphäre zu den verschiedenen Jahreszeiten dar. Dabei wäre die Frage interessant, ob sich verschiedene Eigenschaften der Druckentwicklung einzelnen Jahreszeiten (Trockenzeit, Regenzeit, Übergangsjahreszeiten) zuordnen lassen. Der Einfluss von Niederschlag und Verdunstung war in den angeführten Beispiel sehr gering und in der Literatur wie zum Beispiel in *Kong (2006)*, *Knippertz und Fink (2008)*, *Hirschberg und Fritsch (1991a,b, 1993)* und *Steenburgh und Holton (1993)* wurde auf den Effekt der beiden Prozesse nie eingegangen. Auch der Feuchteänderungsterm und dessen potentielle Auswirkung auf den Bodendruck ist nie erwähnt. Daher stellt die Untersuchung von Ereignissen mit entsprechend hohen Niederschlägen ein interessantes Forschungsziel dar.

In dieser Arbeit wurden Tiefdruckgebiete untersucht, welche sich nahezu stationär in den Tropen entwickelt haben. Welche Erkenntnisse lassen sich aus Untersuchungen bewegter Systeme ziehen? Gibt es Unterschiede zwischen transienten Störungen in den Tropen, wie z. B. westwärts wandernde tropische Zyklonen und in den Extratropen? Zum Beispiel bieten extratropische, schnell ostwärts wandernde Tiefdruckgebiete über Europa wie die Stürme Lothar (Dezember 1999), Kyrill (Januar 2007), Klaus (Januar 2009) und Xynthia (Februar 2010) ein weiteres Anwendungsgebiet für die in dieser Arbeit entwickelte Drucktendenzgleichung. Des Weiteren gehen extratropische Stürme oft mit heftigen Niederschlagsereignissen einher, was wiederum das zuvor angeführte Forschungsziel der Berücksichtigung des Einflusses von Niederschlag und Verdunstung auf den Bodendruck beinhalten würde. Aber lässt sich die Drucktendenzgleichung auf extratropische Tiefdruckgebiete ohne weiteres anwenden? Diese Frage gilt es zu beantworten.

Ein weiteres Forschungsziel ist die Modellierung verschiedener Tiefdrucksysteme, inklusive der diabatischen Heizraten, und die vergleichende Untersuchung der Druckentwicklung. Die Möglichkeit, Sensitivitätsstudien bezüglich der Bedeutung einzelner diabatischer Prozesse durchzuführen und neue Erkenntnisse hinsichtlich der Dominanz bestimmter Prozesse gegenüber anderen zu gewinnen, sei an dieser Stelle nur beispielhaft angeführt. Gerade die Simulation des TEW-Ereignisses der Hitzetiefentwicklung im Mai 2006 bietet sich hierfür an, da in diesem Beispiel die simulierten Heizraten mit den archivierten verglichen werden können.

Literaturverzeichnis

- Augustí-Panareda, A., D. Vasiljevic, A. Beljaars, O. Bock, F. Guichard, M. Nuret, J.-P. Jafare, A. G. Mendez, E. Anderson, P. Bechtold, A. Fink, H. Hersbach, J.-B. Ngamini, D. Parker, J. L. Redelsperger und A. Tompkins, 2009a: Radiosonde humidity bias correction over the West African region for the special AMMA reanalysis at ECMWF. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 595–617.
- Augustí-Panareda, A., A. Beljaars, M. Ahlgrimm, G. Balsamo, O. Bock, R. Forbes, A. Ghelli, F. Guichard, M. Köhler, R. Meynadier und J.-J. Morcrette, 2009b: The ECMWF re-analysis for the AMMA observational campaign. *ECMWF Newsletter*, **612**, 29 Seiten, [online verfügbar unter <http://ecmwf.int/publications/library/do/references/list/14>].
- Augustí-Panareda, A., A. Beljaars, M. Ahlgrimm, G. Balsamo, O. Bock, R. Forbes, A. Ghelli, F. Guichard, M. Köhler, R. Meynadier und J.-J. Morcrette, 2009c: The ECMWF re-analysis for the AMMA observational campaign. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc. (akzeptiert)*, 29 Seiten.
- Bechtold, P., M. Köhler, T. Jung, M. Leutbecher, M. Rodwell und F. Vitart, 2008: Advances in simulating atmospheric variability with ifs cycle 32r3. *ECMWF Newsletter*, **556**, 22 Seiten.
- Blackwell, K. G., 2000: Tropical Plumes in a Barotropic Model: A Product of Rossby Wave Generation in the Tropical Upper Troposphere. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2288–2303.
- Blanchard, D. O., W. Cotton und J. Brown, 1998: Mesoscale Circulation Grow under Conditions of Weak Inertial Instability. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 118–140.
- Bock, O. und M. Nuret, 2009: Verification of NWP Model Analysis and Radiosonde Humidity Data with GPS Precipitable Water Vapor Estimates during AMMA. *Wea. Forecasting*, **24**, 1085–1101.

- Boyle, J. und L. Bosart, 1986: Cyclone-anticyclone couplets over North America. Part II: Analysis of a major cyclone event over the eastern United States. *Mon. Wea. Rev.*, **114** (12), 2432–2465.
- Buckle, C., 1996: Weather and Climate in Africa. *Longman, Harlow*, 312 Seiten.
- Chen, S.-J., J. Egger und W. Han, 1992: Altai-Sayan lee cyclogenesis: A case study. *Beitr. Phys. Atmos.*, **65**, 13–22.
- Couvreur, F., F. Guichard, O. Bock, B. Campistron, J.-P. Lafore und J.-L. Redelsperger, 2010: Synoptic Variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136** (0), 159–173, DOI:10.1002/qj.473.
- Cuesta, J., C. Lavaysee, C. Flamant, M. Mimouni und P. Knippertz, 2009: Northward burst of the west African monsoon leading to rainfall over the Hoggar Massif, Algeria. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136** (0), 174–189.
- Dubief, J., 1979: Review of the North African climate with particular emphasis on the productn of Eolian dust in the Sahel zone and in the Sahara: S. 27-30 in: Morales, C. (Ed.), Saharan dust - Mobilisation, transport, deposition. *John Wiley & Sons*.
- Dubief, J. und P. Queney, 1935: Les grand traits du climat du Sahara algérien. *La Météorologie*, 81–91.
- Emanuel, K., 1994: Atmospheric Convection. *Oxford University Press, New York*, 580 Seiten.
- Fink, A. und P. Knippertz, 2003: An extreme precipitation event in southern Morocco in spring 2002 and some hydrological implications. *Weather*, **58**, 376–392.
- Fink, A. und A. Reiner, 2003: Spatiotemporal variability of the relationship between African Easterly Waves and West African Squall Lines in 1998 and 1999. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4332–4348.
- Fink, A. H., E. Afiesimama, A. Beljaars, O. Bock, M. Christoph, C. Faccani, N. Fourrie, J.-P. Lafore, J. Polcher, A. Augustí-Panareda, Z. Mumba, J.-B. Ngamini, M. Nuret, D. J. Parker, S. Pohle, F. Rabier, A. Tompkins und G. Wilson, 2010: Operational meteorology: observational networks, weather, analysis and forecasting. *Atm. Sci. Lett.* (eingereicht).
- Flamant, C., J.-P. Chaboureau, D. J. Parker, C. M. Taylor, J.-P. Cammas, O. Bock, F. Timouk und J. Pelon, 2007: Airborne observations of the impact of a convective system on the planetary boundary layer thermodynamics and aerosol distribution in the inter-tropical discontinuity region of the West African Monsoon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 1175–1189.

- Garreaud, R., 2001: Subtropical cold surges: Regional aspects and global distribution. *Int. J. Climatol.*, **21**, 1181–1197.
- Godson, W., 1948: The new tendency equation and its application to the Analysis of surface pressure changes. *Meteorological Service of Canada*, 227–235.
- Griffiths, J., 1972: Nigeria. Kapitel 3 in: Landsberg, H. E.(Hsrg.): *World Survey of Climatology, Vol. 10, Climates of Africa.*, Elsevier Publishing Company: Amsterdam – London – New York, 167–192.
- Griffiths, J. und K. Soliman, 1972: The northern desert (Sahara). Kapitel 3 in: Landsberg, H. E.(Hsrg.): *World Survey of Climatology, Vol. 10, Climates of Africa.*, Elsevier Publishing Company: Amsterdam – London – New York, 75–132.
- Hirschberg, P. A. und J. M. Fritsch, 1991a: Tropopause Undulation and the Development of Extratropical Cyclones. Part I: Overview and Observations from a Cyclone Event. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 496–517.
- Hirschberg, P. A. und J. M. Fritsch, 1991b: Tropopause Undulation and the Development of Extratropical Cyclones. Part II: Diagnostic analysis and Conceptual Model. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 518–550.
- Hirschberg, P. A. und J. M. Fritsch, 1993: On Understanding Height Tendency. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2646–2661.
- Hohberger, E., 2008: Entwicklung einer objektiven Methode zur Identifikation tropischer Wolkenfahnen mit Hilfe von Infrarot-Satellitendaten. *Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Physik der Atmosphäre, Johannes Gutenberg Universität Mainz*, 86 Seiten.
- Huffman, G., R. Adler, D. Bolvin, G. Gu, E. Nelkin, K. Bowman, Y. Hong, E. Stocker und D. Wolff, 2007: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TCMA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J. Hydrometeor.*, **8**, 38–55.
- Iskenderian, H., 1995: A 10-year Climatology of northern hemisphere tropical cloud plumes and their composite flow patterns. *J. Clim.*, **8** (6), 1630–1637.
- Issar, A., 1995: Impacts of climate variations on water management and related socio-economic systems. *UNESCO, Paris*, 121 Seiten.
- Kiladis, G., 1998: Observations of Rossby waves linked to convection over the eastern tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **55** (3), 321–339.
- Knippertz, P., 2003a: Niederschlagsvariabilität in Nordwestafrika und der Zusammenhang mit der großskaligen atmosphärischen Zirkulation und der synoptischen Aktivität. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*, **152**, 136 Seiten.

- Knippertz, P., 2003b: Notes and Correspondence: Tropical-Extratropical Interactions Causing Precipitation in Northwest Africa: Statistical Analysis and Seasonal Variations. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 3069–3076.
- Knippertz, P., 2005: Tropical-Extratropical Interactions Associated with an Atlantic Tropical Plumes and subtropical Jet Streak. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 2759–2776.
- Knippertz, P., 2007: Tropical-extratropical interactions related to upper-level troughs at low latitudes. *Dyn. Atmos. Ocean*, **43**, 36–62.
- Knippertz, P., C. Deutscher, K. Kandler, T. Müller, O. Schulz und L. Schütz, 2007: Dust mobilisation due to density currents in the Atlas region: Observations from the Saharan Mineral Dust Experiment 2006 field campaign. *J. Geophys. Res.*, **112**, D21 109, doi:10.1029/2007JD008 774.
- Knippertz, P. und A. Fink, 2006: Synoptic and dynamic aspects of an extreme springtime Saharan dust outbreak. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 1153–1177.
- Knippertz, P. und A. Fink, 2008: Dry-Season Precipitation in Tropical West Africa and its Relation to Forcing from the Extratropics. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3579–3596.
- Knippertz, P., A. Fink und S. Pohle, 2009a: Reply. *Mon. Wea. Rev.*, **137** (9), 3151–3157.
- Knippertz, P., A. Fink, A. Reiner und P. Speth, 2003: Three late summer/early autumn cases of tropical-extratropical interactions causing precipitation in northwest Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 116–135.
- Knippertz, P. und J. Martin, 2005: Tropical Plumes and Extreme Precipitation in Subtropical and Tropical West Africa. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 2337–2365.
- Knippertz, P., A. Ansmann, D. Althausen, D. Müller, M. Tesche, E. Bierwirth, T. Dinter, T. Müller, W. v. Hoyningen-Huene, K. Schepanski, M. Wendisch, B. Heinold, K. Kandler, A. Petzold, L. Schütz und I. Tegen, 2009b: Dust mobilisation and transport in the northern Sahara during SAMUM 2006 - a meteorological overview. *Tellus*, **61B**, 12–31.
- Kong, K.-Y., 2006: Understanding the genesis of Hurricane Vince through the surface pressure tendency equation. *27th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Monterey, CA, Amer. Meteor. Soc., 9B.4., [online verfügbar unter <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/108938.pdf>].
- Kuhnel, I., 1989: Tropical-Extratropical Cloudband Climatology based on Satellite Data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **9**, 441–463.
- Lavaysse, C., C. Flamant, D. Parker, J.-P. Lafore, B. Sultan und J. Pelon, 2009: Seasonal evolution of the West African Heat Low. *Clim. Dyn.*, **33**, 313–330.

- McGuirk, J., A. H. Thompson und J. R. Schaefer, 1988: An Eastern Pacific tropical plume. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2505–2521.
- McGuirk, J., A. H. Thompson und N. R. Smith, 1987: Moisture bursts over the tropical Pacific Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 787–798.
- Mecikalski, J. und G. Tripoli, 1998: Inertial Available Kinetic Energy and the Dynamics of Tropical Plume Formation. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2200–2216.
- Mocrette, J. J., H. Barker, J. Cole, M. Iacono und R. Pincus, 2008: Impact of a new radiation package, mcrad, in the ECMWF integrated forecasting system. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4773–4798.
- Nicholson, S., 1981: Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2191–2208.
- Nicholson, S., 2000: The nature of rainfall variability over Africa on time scales of decades to millenia. *Glob. Planet. Change*, **26**, 137–158.
- Nuret, M., J.-P. Lafore, F. Guichard, J.-L. Redelsperger, O. Bock, A. Agusti-Panareda und J.-B. N’Gamini, 2008: Correction of Humidity Bias for Vaisala RS80-A Sondes during the AMMA 2006 Observing Period. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **25 (11)**, 2152–2158.
- Parker, D., A. Fink, S. Janicot, J.-B. N’Gamini, M. Douglas, E. Afiesimama, A. Agusti-Panareda, A. Beljaars, F. Dide, A. Diedhiou, T. Lebel, J. Polcher, J.-L. Redelsberger, C. Thorncroft und G. Wilson, 2008: The AMMA radiosonde program and its implications for the future of atmospheric monitoring over Africa. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89 (7)**, 1015–1027.
- Pedgley, D., 1972: Dessert Depressions over North Africa. *Meteorol. Mag.*, **101**, 228–244.
- Pohle, S., 2004: Auslösung von mesoskaligen Gewitterkomplexen über Westafrika in Zusammenhang mit Trögen in den oberen Westwinden außerhalb der Hauptregenzeit. *Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln*, 124 Seiten.
- Pospichal, B., D. B. Karam, S. Crewell, C. Flamant, A. Hünerbein, O. Bock und F. Saïd, 2010: Diurnal cycle of the intertropical discontinuity over West Africa analysed by remote sensing and mesoscale modelling. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 92–106.
- Racz, Z. und R. Smith, 1999: The dynamics of heat lows. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 225–252.
- Raethjen, P., 1939: Advective und konvektive stationäre und gegenläufige Druckänderungen. *Meteorol. Zeitschrift*, **25**, 133–142.

- Redelsperger, J.-L., C. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. Parker und J. Polcher, 2006: An International Research Project and Field Campaign. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **87** (12), 1739–1746.
- Reed, R., E. Norquist und E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 317–333.
- Roca, R., J.-P. Lafore, C. Piriou und J.-L. Redelsperger, 2005: Extratropical Dry-Air Intrusions into the West African Monsoon Midtroposphere: An Important Factor for the Convective Activity over the Sahel. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 390–407.
- Rowell, D., C. K. Maskell und M. N. Ward, 1995: Variability of summer rainfall over Tropical North Africa (1906-92): Observations and modelling. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 669–704.
- Slingo, A., T. Ackermann, R. Allan, E. Kassianov, S. McFarlane, G. Robinson, J. Barnard, M. Miller, J. Harries, J. Russel und S. Dewitte, 2006: Observation of the impact of a major Saharan dust storm the atmospheric radiation balance. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L24 817, doi:10.1029/2006GL027 869.
- Smith, R., M. Reeder, N. Tapper und D. Christie, 1995: Central Australian cold fronts. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 16–38.
- Spengler, T. und J. Egger, 2009: Comment on „Dry-Season Precipitation in Tropical West Africa and Its Relation to Forcing from the Extratropics “. *Mon. Wea. Rev.*, **137** (9), 3149–3150.
- Steenburgh, W. und J. Holton, 1993: The interpretation of geopotential height tendency equations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2642–2645.
- Steinheimer, M., M. Hantel und P. Bechtold, 2007: Convection in Lorenz’s global energy cycle with the ECMWF model. *ECMWF Newsletter*, **545**, 39 Seiten, [online verfügbar unter <http://ecmwf.int/publications/library/do/references/list/14>].
- Sultan, B. und S. Janicot, 2000: Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal Variability. *Geophys. Res. Lett.*, **27** (20), 3353–3356.
- Therpenier, R.-M. und D. Cruette, 1981: Formation of Cloud Bands Associated with the American Subtropical Jet Stream and Their Interaction with Midlatitude Synoptic Disturbances Reaching Europe. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2209–2220.
- Thomas, M., C. Gautier und P. Ricchiuzzi, 2009: Investigations of the March 2006 African dust storm using ground-based column-integrated high spectral resolution infrared (8–13 μ m) and visible aerosol optical thickness measurements: 1. Measurement procedures and results. *J. Geophys. Res.*, **114**, D11 202, doi:10.1029/2008JD010 928.

- Thorncroft, C. und H. Flocas, 1997: A Case Study of Saharan Cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1147–1165.
- Thorncroft, C. und B. Hoskins, 1990: Frontal cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2317–2336.
- Tsou, C.-H., P. J. Smith und P. M. Pauley, 1987: A Comparison of Adiabatic and Diabatic Forcing in an intense Extratropical Cyclone System. *Mon. Wea. Rev.*, 763–786.
- Warner, T., 2004: Desert Meteorology. *Cambridge, Univ. Press, Cambridge, U. K.*
- Waugh, D. und L. Polvani, 2000: Climatology of Intrusions into the Tropical Upper Troposphere. *Geophys. Res. Lett.*, **27 (23)**, 3857–3860.
- Ziv, B., 2001: A subtropical rainstorm associated with a tropical plume over Africa and the Middle East. *Theor. Appl. Clim.*, **69**, 91–102.

Anhang: Satellitenbilder

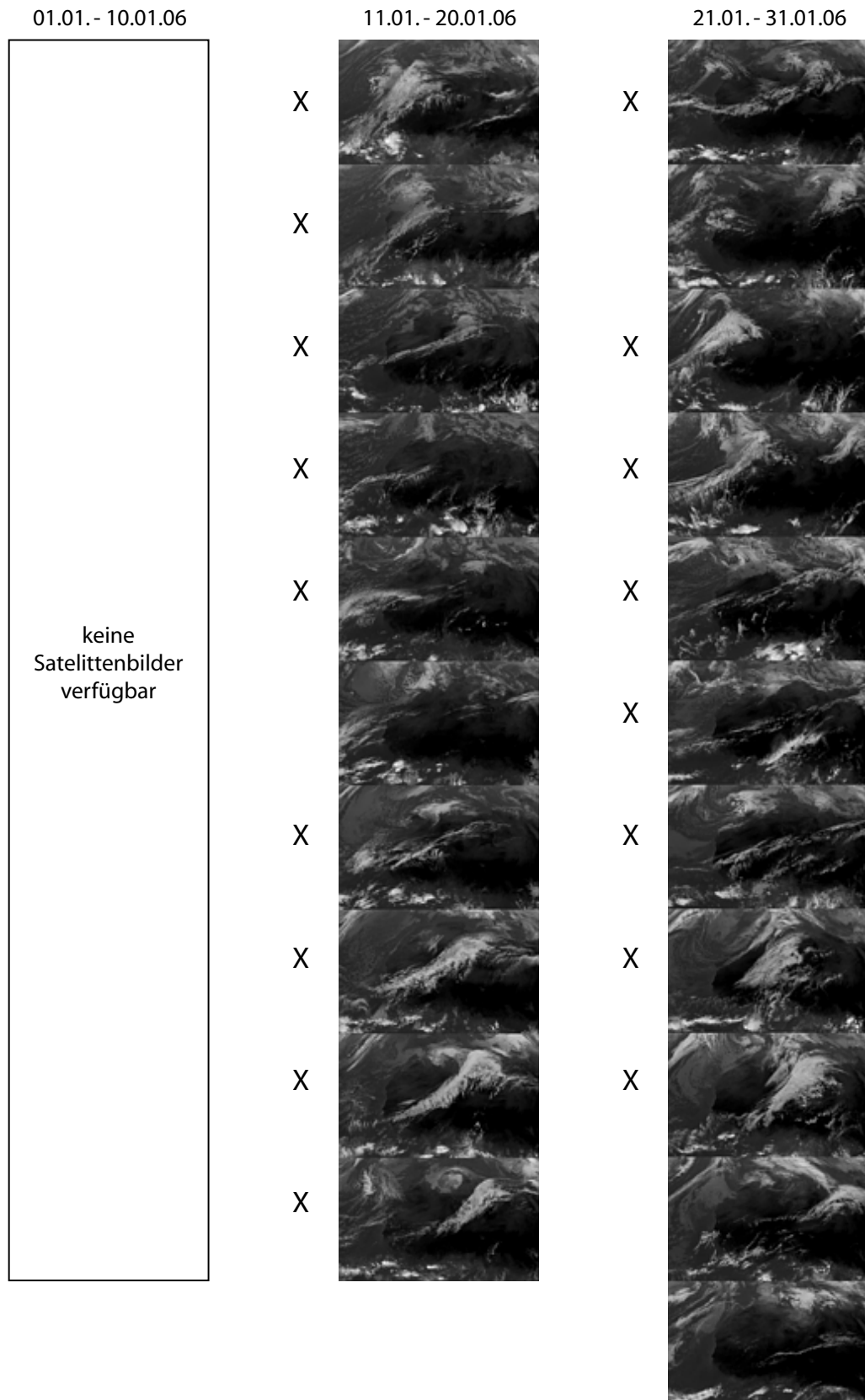


Abbildung 1: Hovmöllerdiagramm der IR-METEOSAT8-Satellitenbilder für Januar 2006 jeweils um 12UTC. Die mit "X" markierten Bilder kennzeichnen die Tage mit einer erkennbaren Wolkenfahne.

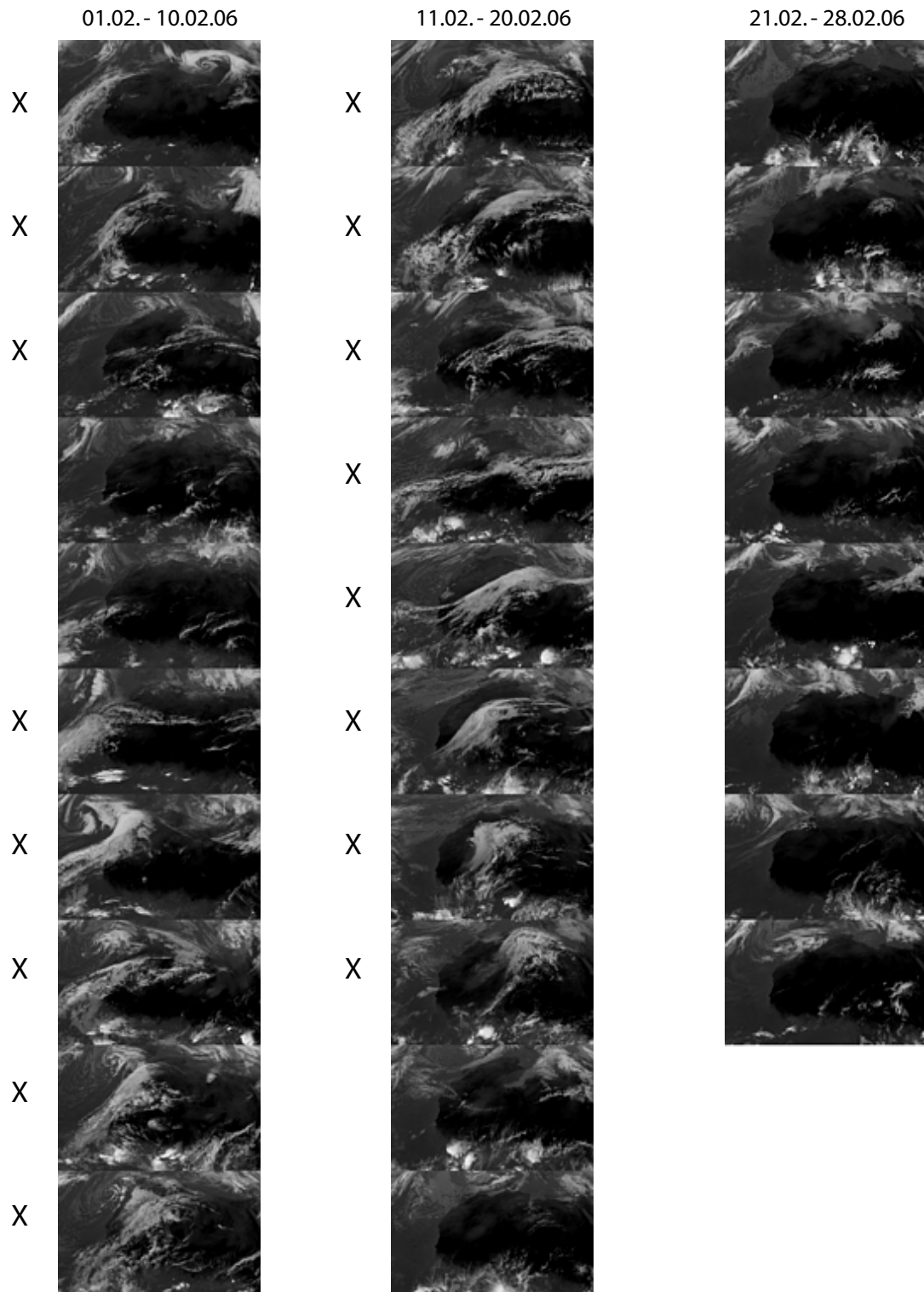


Abbildung 2: Hovmöllerdiagramm der IR-METEOSAT8-Satellitenbilder für Februar 2006 jeweils um 12 UTC. Die mit "X" markierten Bilder kennzeichnen die Tage mit einer erkennbaren Wolkenfahne.

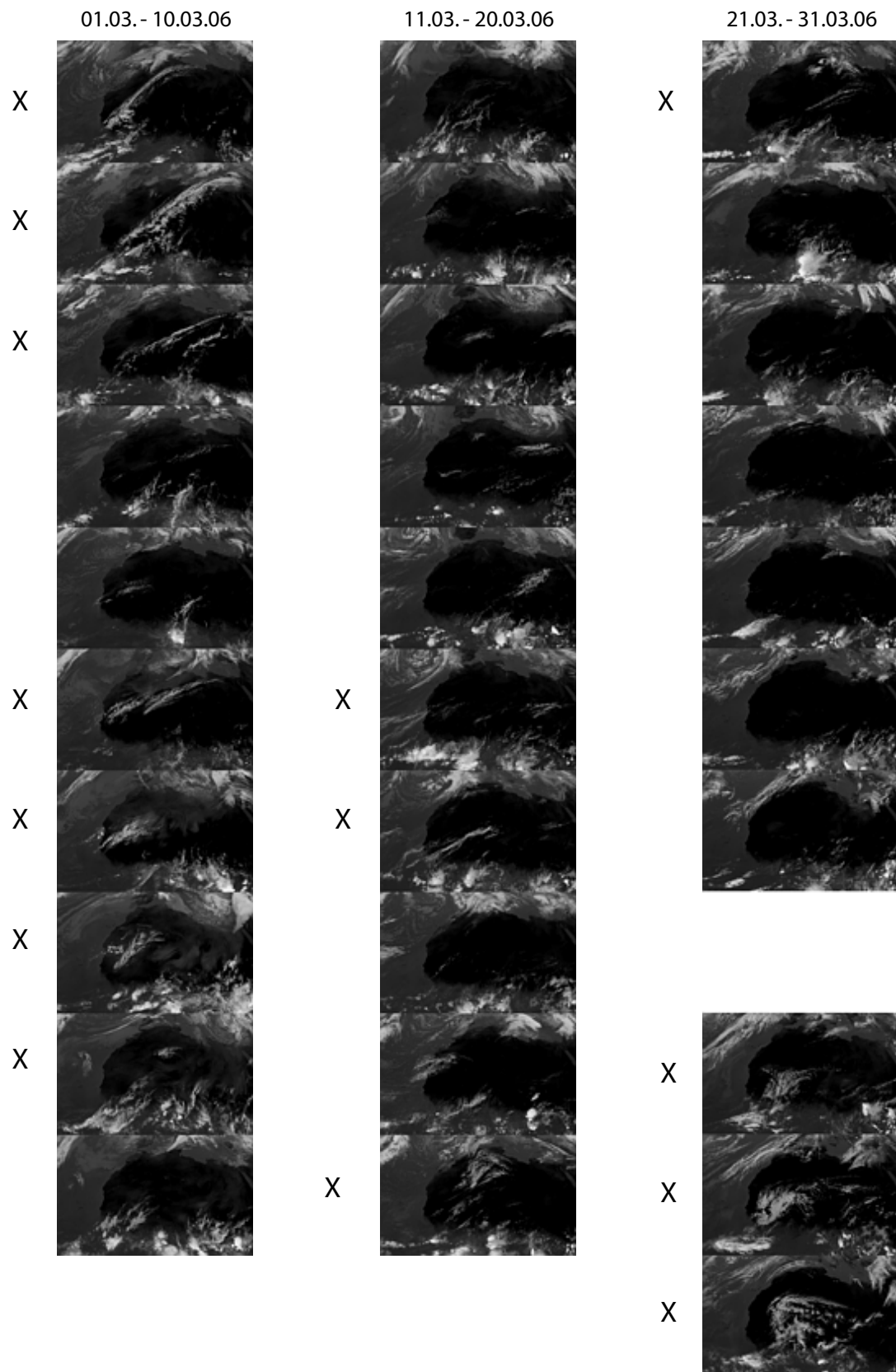


Abbildung 3: Hovmöllerdiagramm der IR-METEOSAT8-Satellitenbilder für März 2006 jeweils um 12UTC. Die mit "X" markierten Bilder kennzeichnen die Tage mit einer erkennbaren Wolkenfahne.

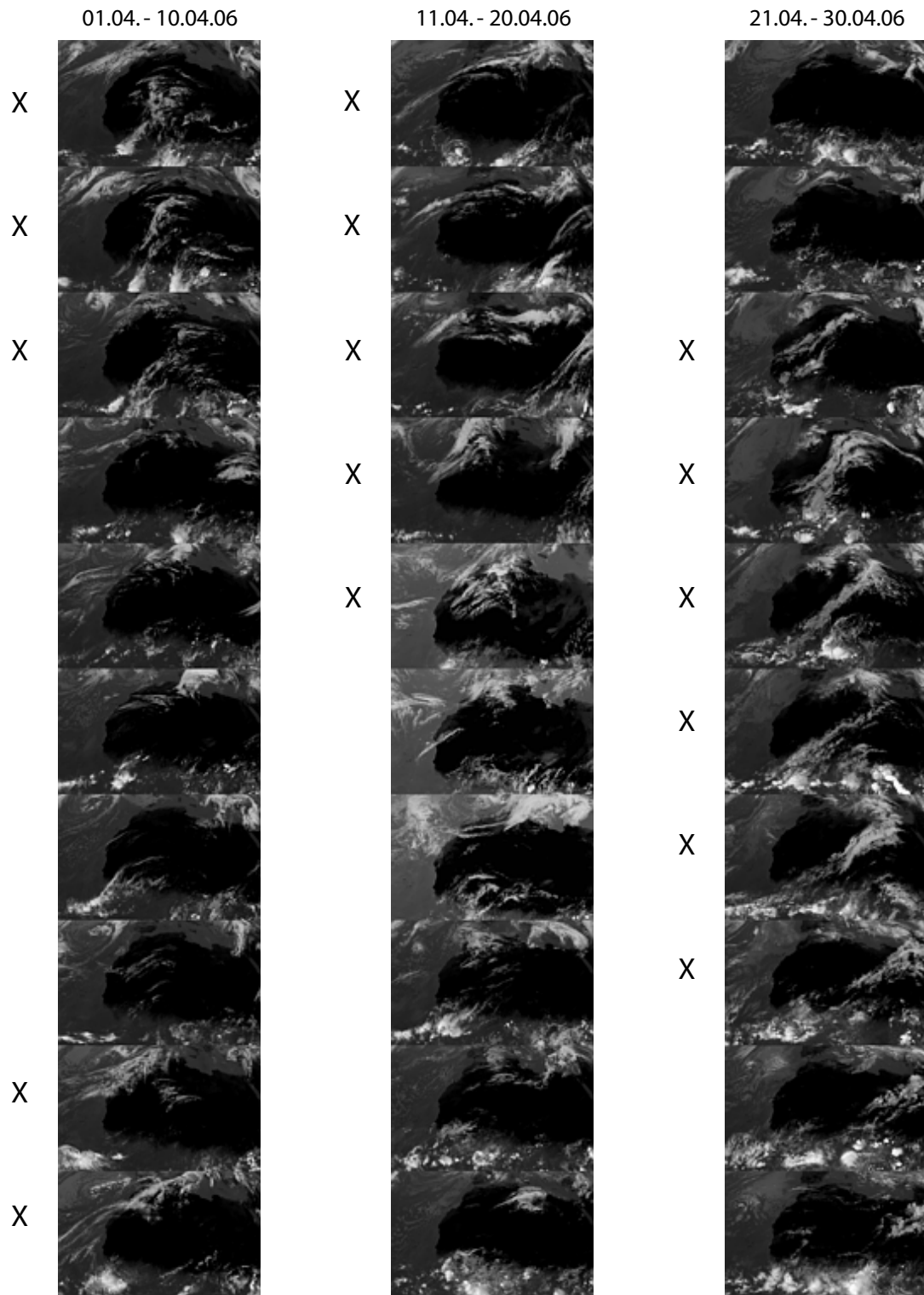


Abbildung 4: Hovmöllerdiagramm der IR-METEOSAT8-Satellitenbilder für April 2006 jeweils um 12 UTC. Die mit "X" markierten Bilder kennzeichnen die Tage mit einer erkennbaren Wolkenfahne.

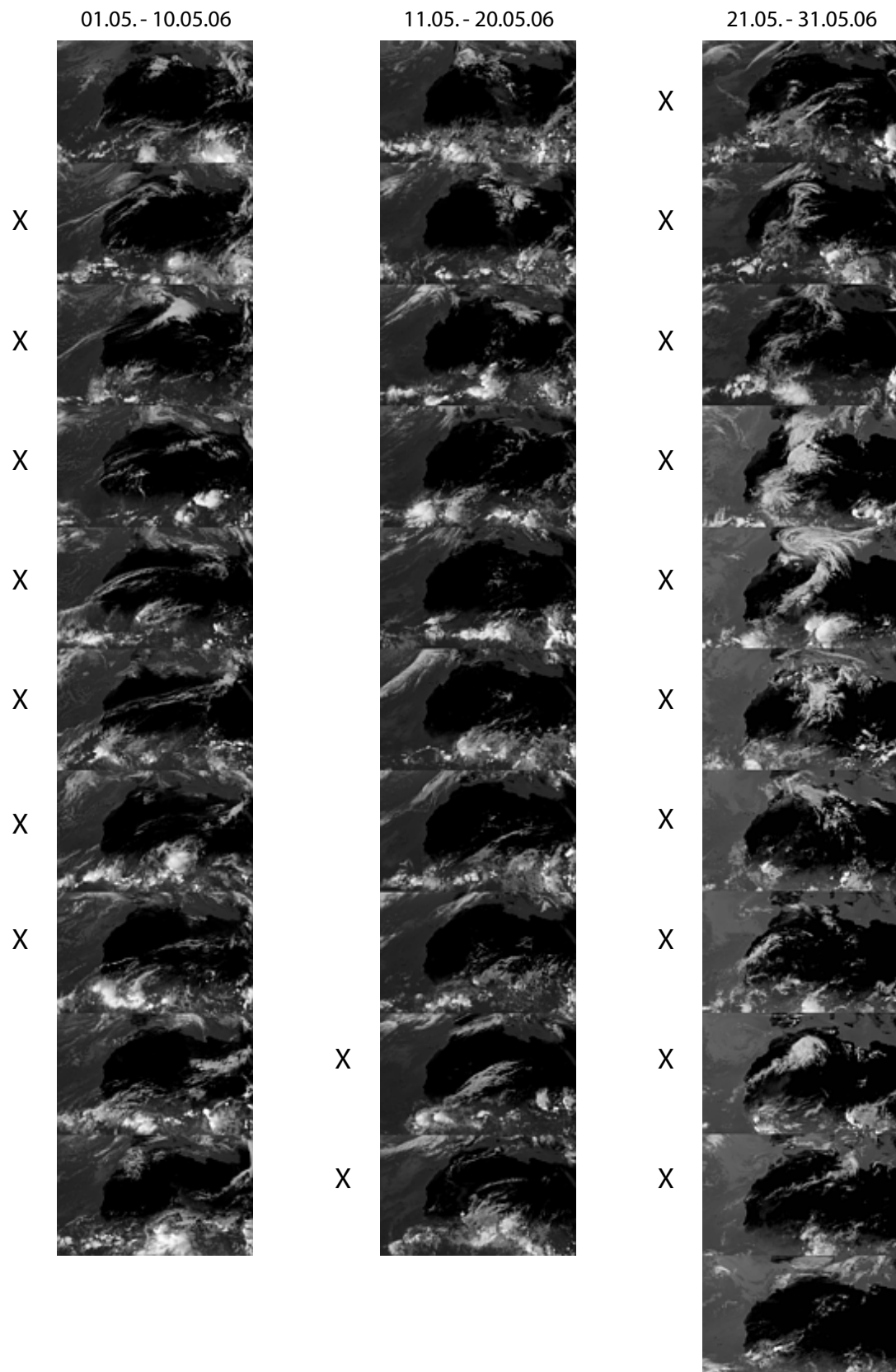


Abbildung 5: Hovmöllerdiagramm der IR-METEOSAT8-Satellitenbilder für Mai 2006 jeweils um 12UTC. Die mit "X" markierten Bilder kennzeichnen die Tage mit einer erkennbaren Wolkenfahne.

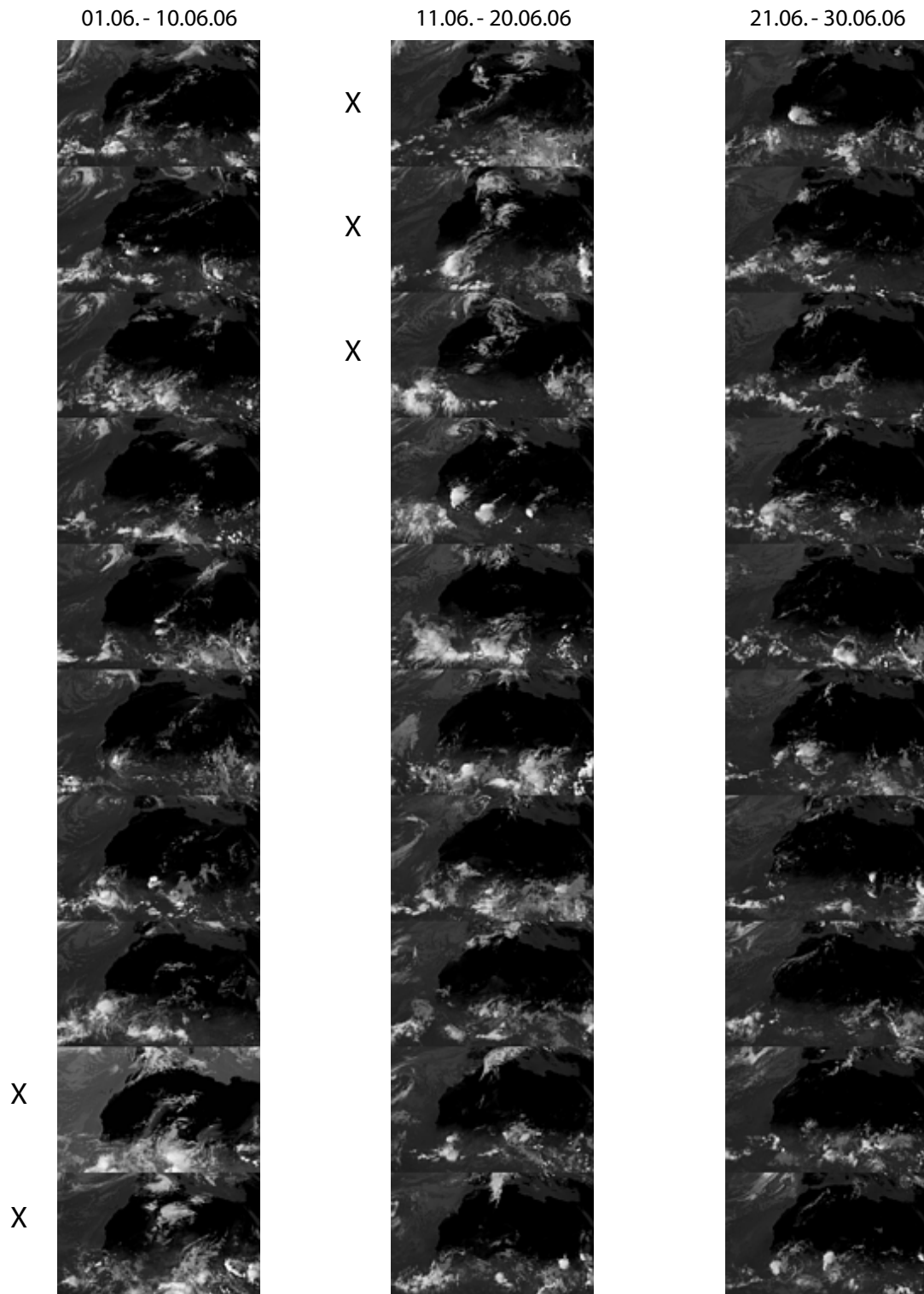


Abbildung 6: Hovmöllerdiagramm der IR-METEOSAT8-Satellitenbilder für Juni 2006 jeweils um 12 UTC. Die mit "X" markierten Bilder kennzeichnen die Tage mit einer erkennbaren Wolkenfahne.

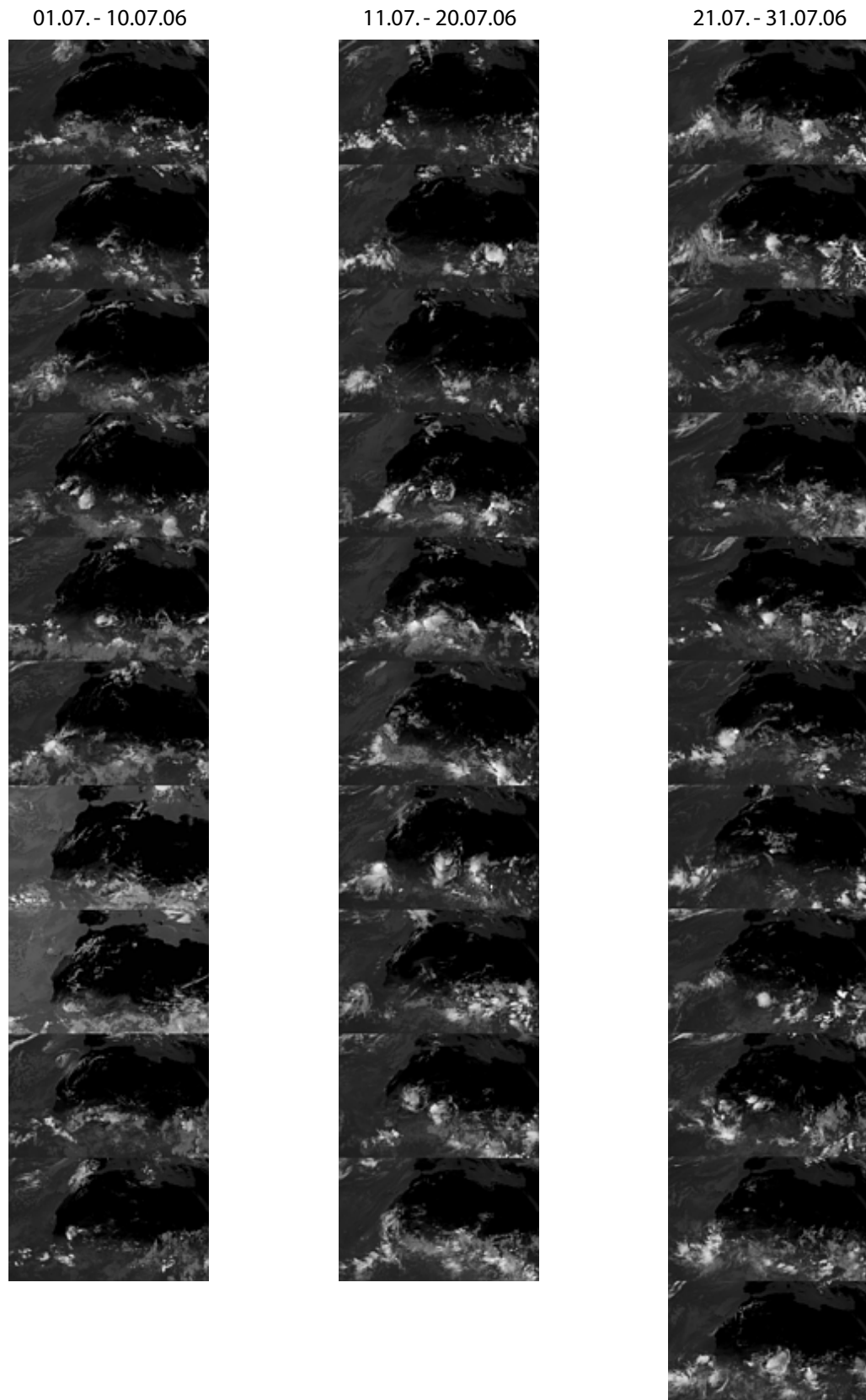


Abbildung 7: Hovmöllerdiagramm der IR-METEOSAT8-Satellitenbilder für Juli 2006 jeweils um 12UTC. Die mit "X" markierten Bilder kennzeichnen die Tage mit einer erkennbaren Wolkenfahne.

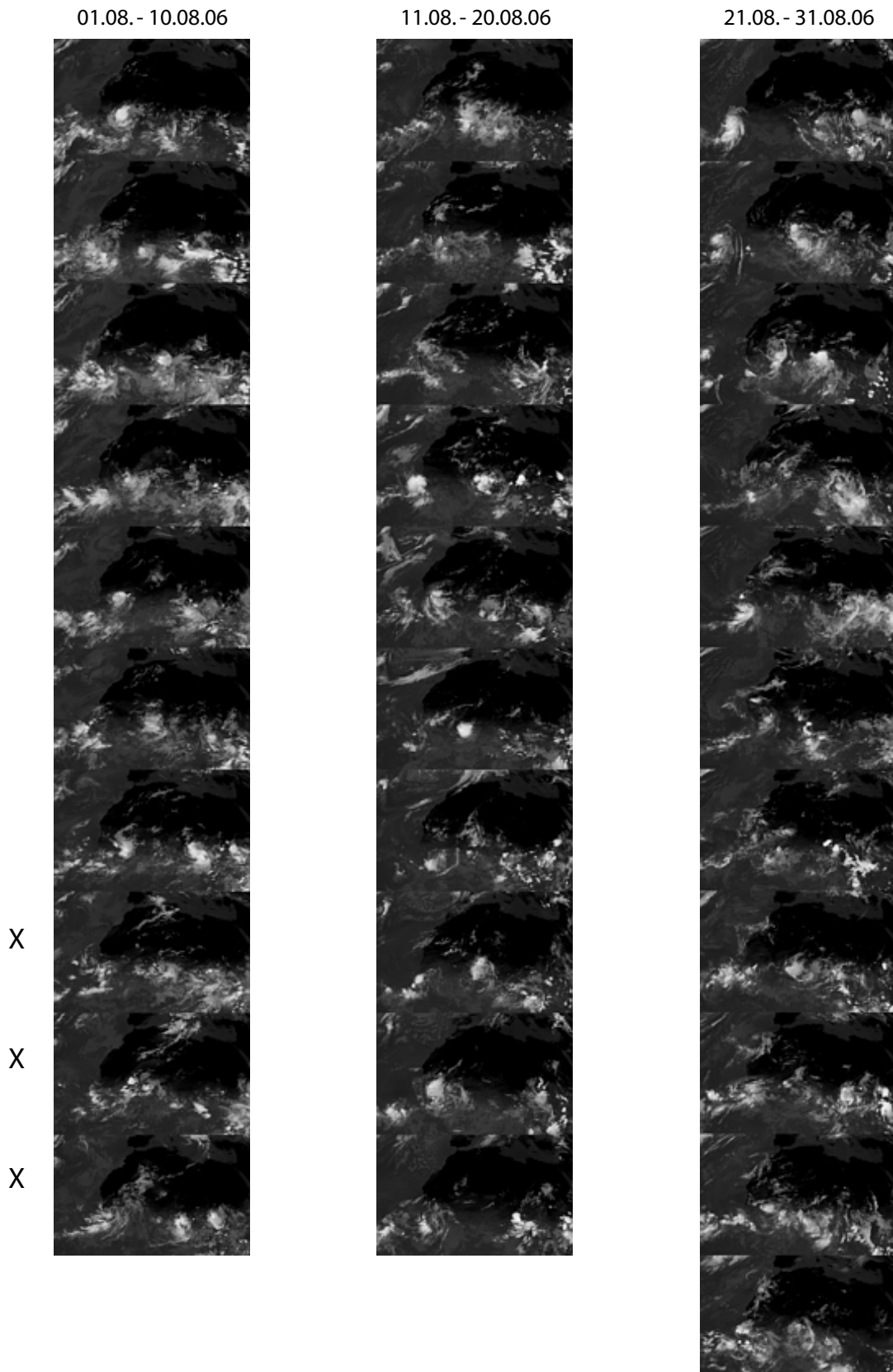


Abbildung 8: Hovmöllerdiagramm der IR-METEOSAT8-Satellitenbilder für August 2006 jeweils um 12 UTC. Die mit "X" markierten Bilder kennzeichnen die Tage mit einer erkennbaren Wolkenfahne.

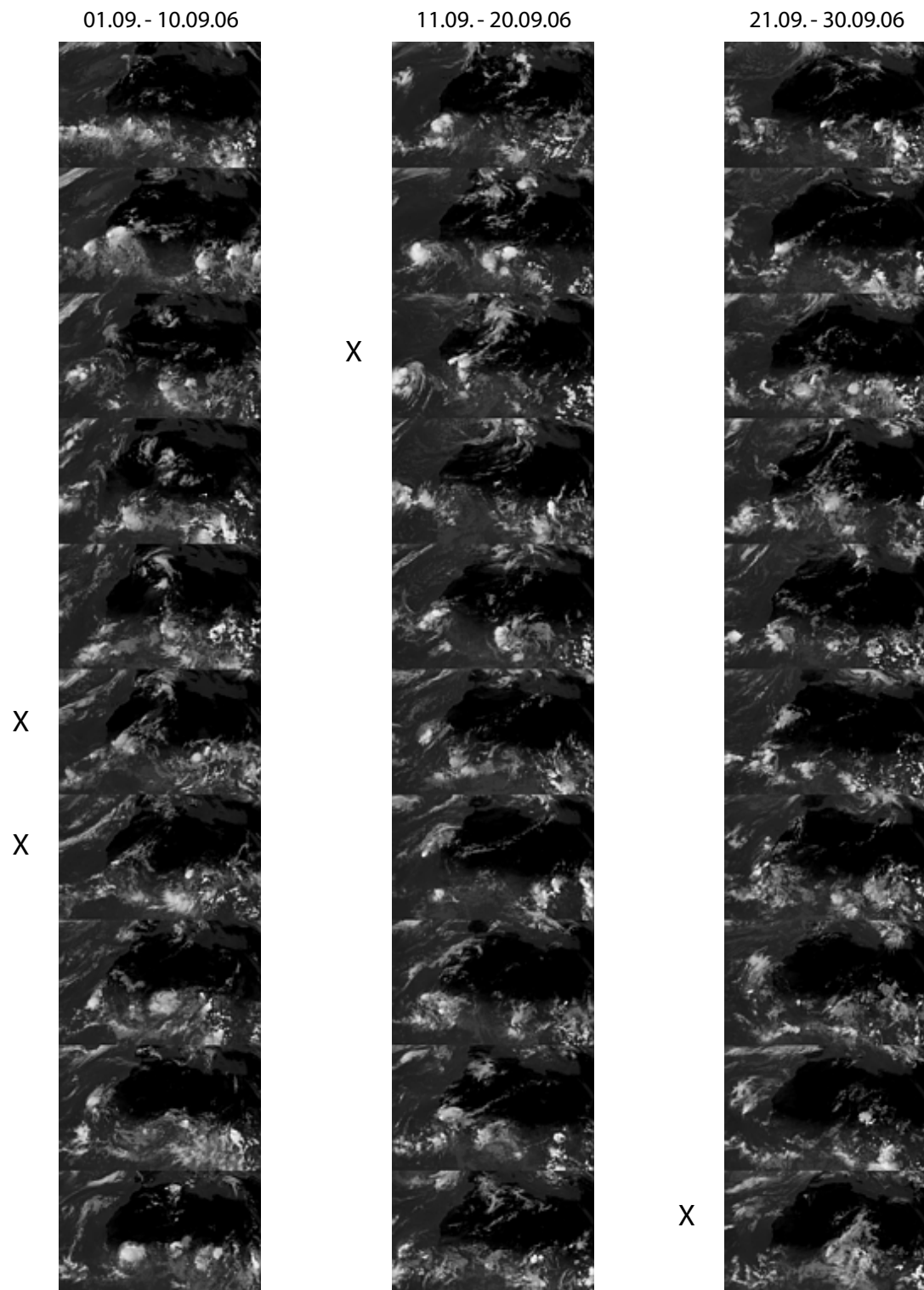


Abbildung 9: Hovmöllerdiagramm der IR-METEOSAT8-Satellitenbilder für September 2006 jeweils um 12UTC. Die mit "X" markierten Bilder kennzeichnen die Tage mit einer erkennbaren Wolkenfahne.

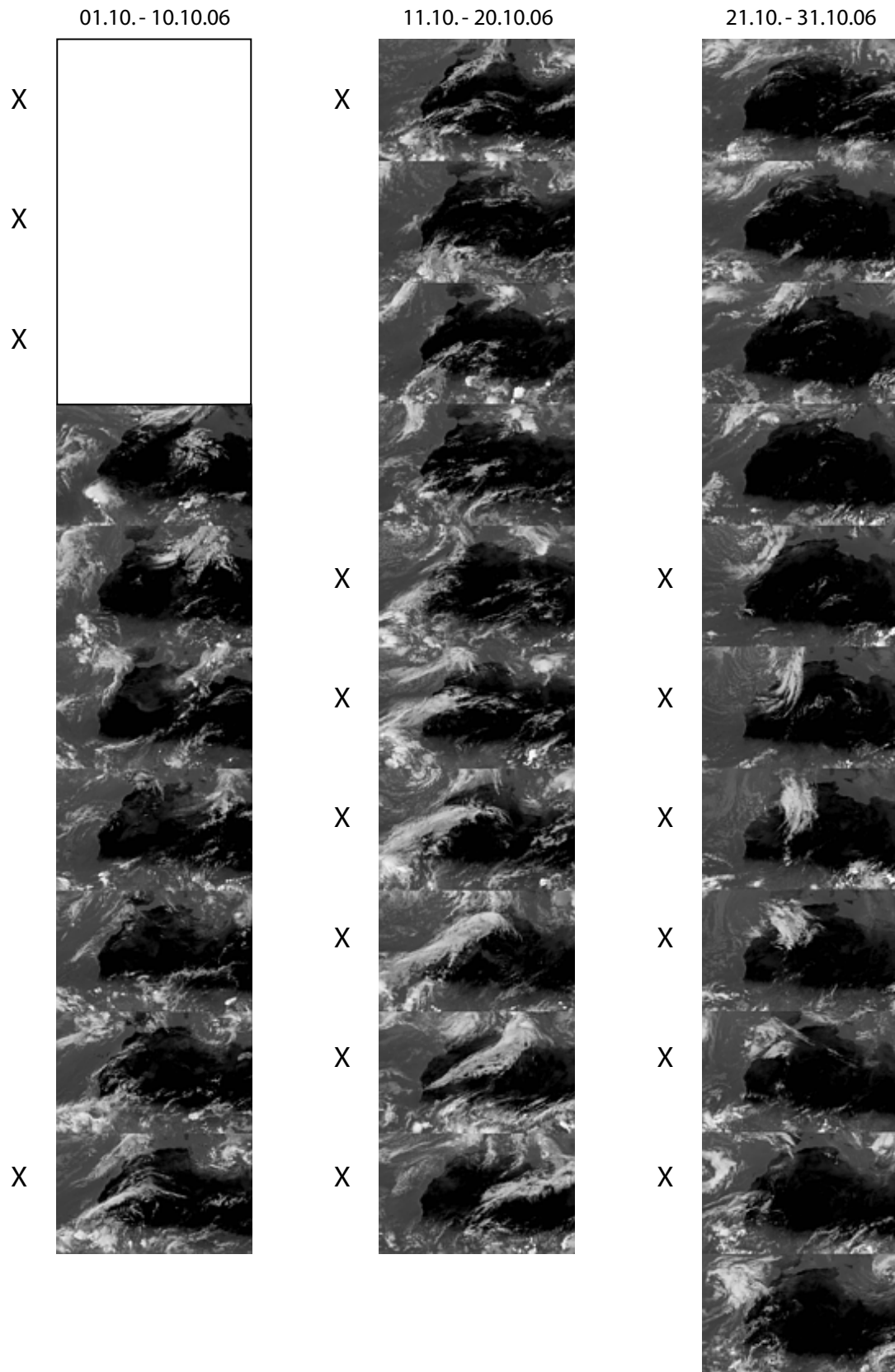


Abbildung 10: Hovmöllerdiagramm der IR-METEOSAT8-Satellitenbilder für Oktober 2006 jeweils um 12UTC. Die mit "X" markierten Bilder kennzeichnen die Tage mit einer erkennbaren Wolkenfahne.

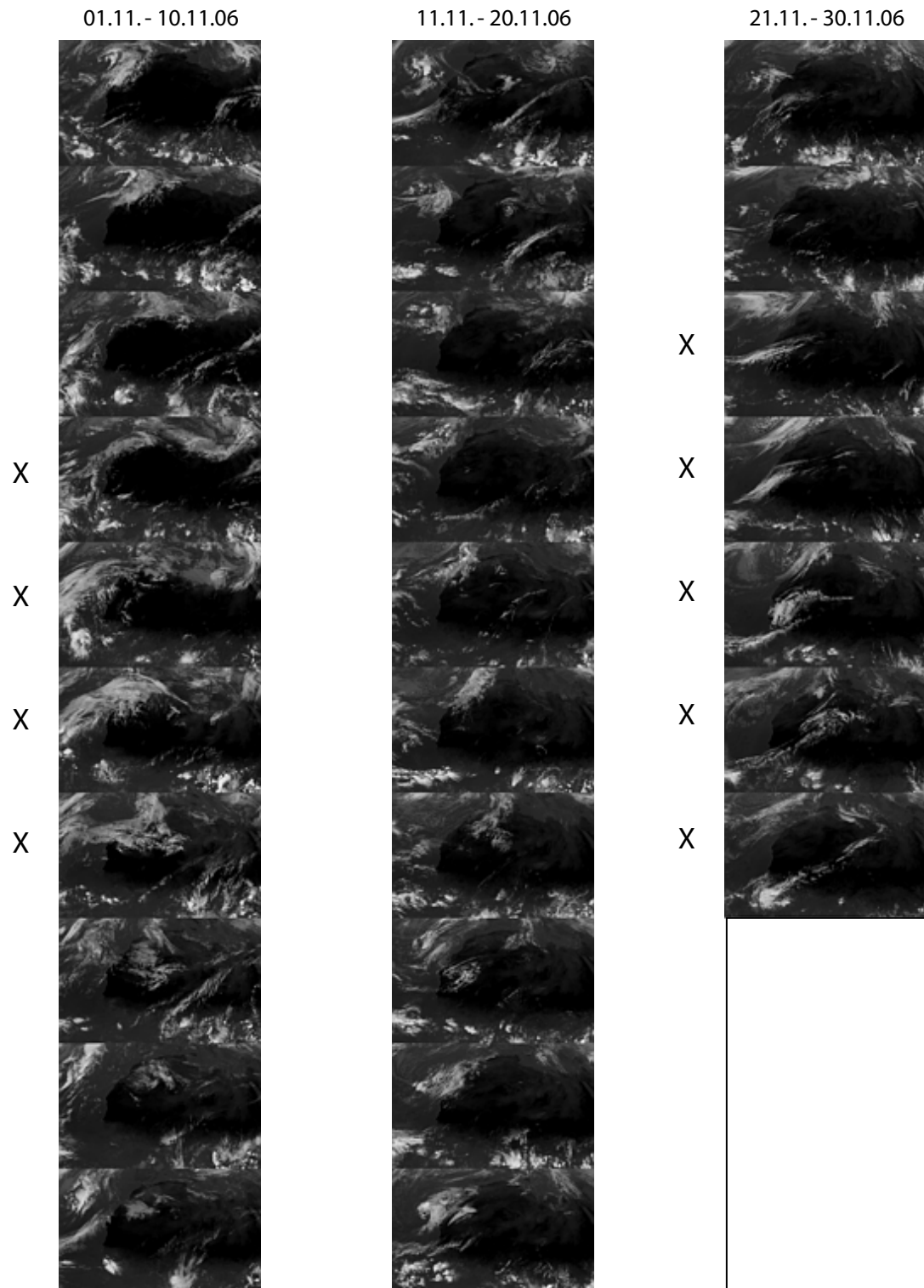


Abbildung 11: Hovmöllerdiagramm der IR-METEOSAT8-Satellitenbilder für November 2006 jeweils um 12 UTC. Die mit "X" markierten Bilder kennzeichnen die Tage mit einer erkennbaren Wolkenfahne.

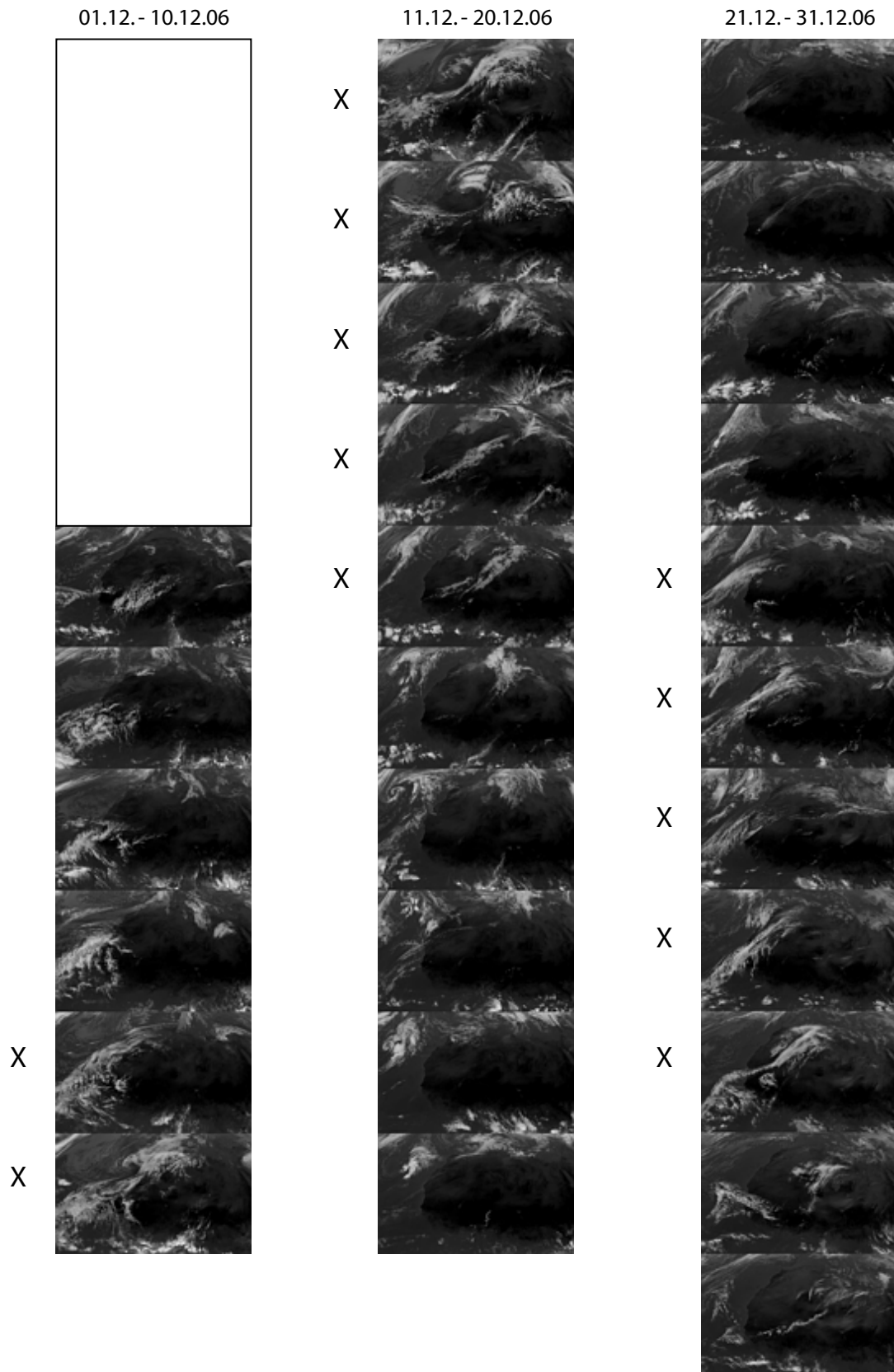


Abbildung 12: Hovmöllerdiagramm der IR-METEOSAT8-Satellitenbilder für Dezember 2006 jeweils um 12UTC. Die mit "X" markierten Bilder kennzeichnen die Tage mit einer erkennbaren Wolkenfahne.

Danksagung

Zuerst möchte ich Herrn Prof. Dr. Andreas H. Fink für die Vergabe des interessanten Themas und der Begutachtung der Arbeit danken.

Mein Dank gilt auch Herrn Prof. Dr. Michael Kerschgens für die Begutachtung der Dissertation.

Ein besonderer Dank gilt Dr. habil. Peter Knippertz, der stets Zeit für die Diskussion neuer Ideen und Ergebnisse hatte und für Fragen jeder Art zur Verfügung stand.

Bei Peter Bechthold vom EZMW möchte ich mich für die Unterstützung bei der Erzeugung des von mir verwendeten AMMA-Reanalyse-Datensatzes bedanken.

Danken möchte ich unter anderem Prof. Dr. Peter Speth, Prof. Dr. Andreas Fink und Dr. Michael Christoph für die interessante Zusammenarbeit im Projekt IMPETUS und AMMA und für die Möglichkeit, dass ich nahezu ein ganzes Jahr in Benin arbeiten, Erfahrungen jeglicher Art sammeln und die Menschen dieses Landes kennenlernen durfte. Ein großer Dank gilt Sonja Eikenberg, Simone Kotthaus, Dr. Tim Brücher, Dr. Volker Ermert, Lars Kirchhübel und Robert Schuster, die mit mir die Radiosondenkampagne in Benin im Jahr 2006 durchführten und auch bei vielen anderen Reisen nach Benin dabei waren. Die Abende mit Würfelspiel, Wein und so manchem Gespräch werde ich nie vergessen.

Ein Dank für die Korrekturen an dieser Arbeit geht an Kerstin Ebell und Dr. Joaquim Pinto.

Ein herzlicher Dank geht an alle Kollegen, die immer ein offenes Ohr für Fragen verschiedenster Art hatten und so ein freundschaftliches Arbeitsklima schufen. Ich habe mich immer wohl im Institut gefühlt.

Ein abschließender Dank gilt meinen Eltern. Sie haben mich stets ermutigt meinen Weg zu gehen und mich bei allen Entscheidungen unterstützt.

Erklärung

Ich versichere, dass ich die von mir vorgelegte Dissertation selbständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit - einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen-, die anderen Werken in Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie noch nicht veröffentlicht worden ist, sowie, dass ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluss des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde. Die Bestimmungen der Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Arbeit ist von Prof. Dr. A. H. Fink betreut worden.

Teilpublikationen:

Knippertz, P., A. H. Fink und S. Pohle, 2009a: Reply. *Mon. Wea. Rev.*, **137** (9), 3151-3157.

Ich versichere, dass ich alle gemachten Angaben wahrheitsgemäß nach besten Wissen und Gewissen gemacht habe und verpflichte mich, jedmögliche, die obigen Angaben betreffende Veränderungen, dem Dekanat unverzüglich mitzuteilen.

Köln, den 20. Mai 2010

(Susan Pohle)