

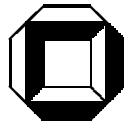
MODELLIERUNG VON „AFRICAN EASTERLY WAVES“
UND DEREN WEITERENTWICKLUNG
ZU TROPISCHEN WIRBELSTÜRMEN
MIT DEM LOKAL-MODELL DES DWD

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

vorgelegt von

Nicole Lichtenberger

Februar 2006



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

Inhaltsverzeichnis

| | | |
|----------|--|-----------|
| 1 | Einleitung | 1 |
| 2 | Wettersysteme über Nordafrika und dem Atlantik | 3 |
| 2.1 | Der „African Easterly Jet“ (AEJ) | 3 |
| 2.2 | Die „African Easterly Waves“ (AEWs) | 7 |
| 2.3 | Tropische Wirbelstürme (TCs) | 9 |
| 2.4 | Die „Saharan Air Layer“ (SAL) | 12 |
| 3 | Das Lokal-Modell des Deutschen Wetterdienstes | 17 |
| 3.1 | Allgemeine Bemerkungen | 17 |
| 3.2 | Prognostische Gleichungen und deren Lösung | 17 |
| 3.2.1 | Variablen des Systems | 17 |
| 3.2.2 | Gleichungen | 18 |
| 3.2.3 | Numerische Lösung der Gleichungen | 19 |
| 3.3 | Festlegung des Modellgebietes und verwendete Daten | 20 |
| 4 | Beschreibung der synoptischen Situation | 23 |
| 4.1 | Vertikalschnitte durch den AEJ | 23 |
| 4.2 | Methode zur Visualisierung der AEWs | 25 |
| 4.3 | Hurrikane im Jahr 2004 | 28 |
| 4.3.1 | Hurrikan Ivan | 28 |
| 4.3.2 | Hurrikan Frances | 41 |
| 4.3.3 | Hurrikan Danielle | 47 |
| 4.4 | Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit Hilfe von Hovmöller-Plots | 53 |
| 5 | Simulation von AEWs und tropischen Wirbelstürmen im LM | 55 |
| 5.1 | Vergleich der LM Vorhersage mit der Analyse | 55 |
| 5.1.1 | „Danielles Welle“ | 56 |
| 5.1.2 | „Frances Welle“ | 58 |
| 5.1.3 | „Ein stationäres System“ | 61 |
| 5.1.4 | „Ivans Welle“ | 64 |

| | | |
|----------|--|-----------|
| 5.2 | Modellierbarkeit von tropischen Wettersystemen im LM | 66 |
| 5.2.1 | Vertikalschnitte durch Hurrikan Danielle | 67 |
| 5.2.2 | Vertikalschnitte durch Hurrikan Frances | 70 |
| 5.2.3 | Vertikalschnitte durch Hurrikan Ivan | 73 |
| 6 | Zusammenfassung | 77 |
| | Literaturverzeichnis | 79 |

Abbildungsverzeichnis

| | | |
|------|--|----|
| 2.1 | Wettersysteme über Afrika und dem Atlantik. | 4 |
| 2.2 | Querschnitt durch den AEJ | 5 |
| 2.3 | Schematische Darstellung der erhaltenden Zirkulationen. | 6 |
| 2.4 | Schematische Darstellung eines Vertikalschnitts entlang des Greenwich Meridians. | 7 |
| 2.5 | Zugbahnen von AEWs. | 8 |
| 2.6 | Entstehungsgebiete Tropischer Wirbelstürme | 9 |
| 2.7 | Querschnitt durch einen Hurrikan | 11 |
| 2.8 | Konzeptionelles Modell von Karyampudi | 13 |
| 2.9 | GOES Satellitenbilder der Saharan Air Layer vom 13.08. - 08.09.2004 | 15 |
| 3.1 | Schematische Darstellung eines Gitterpunktsvolumen | 20 |
| 3.2 | Modellgebiet und Topographie Nordafrikas | 21 |
| 4.1 | Vertikalschnitte durch AEJ am 03. September 2004 bei 0° und 30°W | 24 |
| 4.2 | Trogachsen der AEWs | 27 |
| 4.3 | Zugbahn von Hurrikan Ivan. | 29 |
| 4.4 | Satellitenbild und Analysedaten am 31. August 2004 um 00 UTC | 31 |
| 4.5 | Satellitenbild und Analysedaten am 01. September 2004 um 00 UTC | 32 |
| 4.6 | Satellitenbild und Analysedaten am 02. September 2004 um 00 UTC | 33 |
| 4.7 | Satellitenbild und Analysedaten am 02. September 2004 um 12 UTC | 34 |
| 4.8 | Satellitenbild und Analysedaten am 03. September 2004 um 00 UTC | 35 |
| 4.9 | Satellitenbild und Analysedaten am 04. September 2004 um 00 UTC | 36 |
| 4.10 | Satellitenbild und Analysedaten am 04. September 2004 um 12 UTC | 37 |
| 4.11 | Latente Wärme am Boden | 38 |
| 4.12 | Advehieren sehr trockener Luft in Richtung Ivan am 03. September 2004 | 40 |
| 4.13 | Zugbahn von Hurrikan Frances. | 42 |
| 4.14 | Satellitenbild und Analysedaten am 23. August 2004 um 00 UTC | 43 |
| 4.15 | Satellitenbild und Analysedaten am 23. August 2004 um 12 UTC | 44 |
| 4.16 | Satellitenbild und Analysedaten am 24. August 2004 um 12 UTC | 45 |
| 4.17 | Satellitenbild und Analysedaten am 25. August 2004 um 12 UTC | 46 |

| | | |
|------|--|----|
| 4.18 | Zugbahn von Hurrikan Danielle. | 48 |
| 4.19 | Satellitenbild und Analysedaten am 12. August 2004 um 12 UTC | 49 |
| 4.20 | Satellitenbild und Analysedaten am 13. August 2004 um 12 UTC | 50 |
| 4.21 | Satellitenbild und Analysedaten am 14. August 2004 um 00 UTC | 51 |
| 4.22 | Satellitenbild und Analysedaten am 14. August 2004 um 12 UTC | 52 |
| 4.23 | Hovmöller-Plots des gesamten Untersuchungszeitraums | 54 |
| 5.1 | Hovmöller-Plots für „Danielles Welle“ | 57 |
| 5.2 | Analyse- und Vorhersagekarten für „Danielles Welle“ | 58 |
| 5.3 | Hovmöller-Plots für „Frances Welle“ | 59 |
| 5.4 | Analyse- und Vorhersagekarten für „Frances Welle“ | 60 |
| 5.5 | Hovmöller-Plots für „ein stationäres System“ | 62 |
| 5.6 | Analyse- und Vorhersagekarten für „das stationäre System“ | 63 |
| 5.7 | Hovmöller-Plots für „Ivans Welle“ | 65 |
| 5.8 | Analyse- und Vorhersagekarten für „Ivans Welle“ | 66 |
| 5.9 | Vertikalschnitte durch Hurrikan Danielle | 69 |
| 5.10 | Vertikalschnitte durch Hurrikan Frances | 72 |
| 5.11 | Vertikalschnitte durch Hurrikan Ivan | 75 |

Kapitel 1

Einleitung

Die Bildung und Entwicklung tropischer Wirbelstürme ist ein Thema von größtem wissenschaftlichem und wirtschaftlichem Interesse. Jährlich suchen mehrere dieser Stürme verschiedene Regionen der Erde heim und verursachen dabei mitunter großen Sach- und Personenschaden. Eine Verbesserung der Vorhersagbarkeit und, damit verbunden, das rechtzeitige Erkennen des Gefahrenpotentials sind eine schwierige Aufgabe für die moderne Meteorologie.

Im Atlantik entwickeln sich Hurrikane aus Störungen der östlichen Grundströmung, dem sogenannten Afrikanischen Oststrahlstrom. Die wellenartigen Störungen dieses Strahlstroms bilden sich aufgrund von barokliner und barotroper Instabilität und werden „African Easterly Waves“ genannt. Die Weiterentwicklung der Wellen zu Wirbelstürmen hängt von einer Reihe anderer Faktoren ab. Dazu gehört zum Beispiel die Wasseroberflächentemperatur, welche mehr als 26°C betragen muss, oder auch die relative Feuchte, die in der unteren und mittleren Troposphäre über 50% liegen sollte. Außerdem wird die Entwicklung der Wirbelstürme auch von der trockenen und staubigen Luftmasse, welche über der Sahara aufgewirbelt und auf den Atlantik hinaus transportiert wird, beeinflusst. Aufgrund ihres Ursprungs nennt man diese Luftmasse „Saharan Air Layer“. Das über mehrere Jahre angelegte Forschungsprojekt AMMA (Afrikanischer Monsun: Multidisziplinäre Analysen) befasst sich unter anderem mit der Erforschung dieser Prozesse.

In dieser Arbeit soll nun untersucht werden, inwieweit das numerische Vorhersagemodell des Deutschen Wetterdienstes, das Lokal-Modell, in der Lage ist, die Bildung von „African Easterly Waves“, deren Entwicklung und letztendlich die Bildung eines Hurrikans aus diesen Störungen über Nordafrika und dem Atlantik zu beschreiben.

Zu Beginn werden in Kapitel 2, die in dieser Arbeit betrachteten Wettersysteme über Nordafrika, nämlich der afrikanische Oststrahlstrom und dessen Störungen, die „African Easterly Waves“, sowie tropische Wirbelstürme und die „Saharan Air Layer“ vorgestellt. Danach werden in Kapitel 3 die Grundgleichungen, welche die Dynamik der Atmosphäre beschreiben, genannt und deren Lösung mit Hilfe des Lokal-Modells des Deutschen Wetterdienstes erläutert. Für diese Studie wurde der Spätsommer des Jahres 2004 gewählt, da sich in dieser Zeit in kurzer Abfolge drei starke Hurrikane aus „African Easterly Waves“ entwickelten und auf unterschiedliche Art und Weise mit

der „Saharan Air Layer“ in Wechselwirkung traten. Kapitel 4 befasst sich mit diesen drei Stürmen im Detail. Besonders am Beispiel von Hurrikan Ivan wird die Zyklogense und die weitere Entwicklung, inklusive der Wechselwirkung mit der „Saharan Air Layer“, beleuchtet. Zum Schluss wird in Kapitel 5 die Vorhersagbarkeit von diesen Wettersystemen durch den Vergleich von Simulationen des Lokal-Modells mit Analysen getestet, bevor in Kapitel 6 die wichtigen Ergebnisse noch einmal zusammengefasst werden.

Kapitel 2

Wettersysteme über Nordafrika und dem Atlantik

In diesem Kapitel werden die Phänomene beschrieben, die das Wetter über Nordafrika und dem Atlantik im Sommer der nördlichen Hemisphäre dominieren. Zu diesen gehören der afrikanische Oststrahlstrom¹, wellenartige Störungen dieses Strahlstroms, welche „African Easterly Waves“ (AEWs) genannt werden sowie die darin eingebetteten Konvektionen, die mesoskaligen konvektiven Systeme². Aus diesen entwickelt sich die Mehrzahl der starken tropischen Wirbelstürme im Atlantik. Ein weiteres Phänomen ist die trockene, staubige Luftmasse, die sich über der Sahara ausbildet, die „Saharan Air Layer“ (SAL), welche vermutlich sowohl die Bildung als auch die Entwicklung dieser Stürme beeinflusst. In Abbildung 2.1 sind diese Wettersysteme an ihren charakteristischen Auftretungsorten dargestellt.

2.1 Der „African Easterly Jet“ (AEJ)

Der AEJ ist ein Strahlstrom der mittleren Troposphäre, der sich während des nordhemisphärischen Sommers über den Tropen Nordafrikas entwickelt. Sein Windmaximum beträgt ungefähr 12 m s^{-1} und befindet sich bei 15°N in einer Höhe von 600 - 700 hPa (siehe Abb. 2.2(a)). Außerdem ist in der unteren Troposphäre zwischen dem Äquator und 20°N ein Westwind aufgrund des Westafrikanischen Monsuns zu erkennen. Zu dieser Jahreszeit verlagert sich die Innertropische Konvergenzzone (ITCZ) nach Norden. Dadurch überquert der Südost-Passat den Äquator und dreht aufgrund der Corioliskraft in Richtung Osten. Desweiteren ist in Abbildung 2.2(a) der obertroposphärische Oststrahlstrom³ bei ungefähr 200 hPa, äquatorwärts des AEJ, und der Strahlstrom der Mittleren Breiten, polwärts des AEJ, zu erkennen.

Der AEJ ist sowohl Objekt von idealisierten Studien (z.B. Simmons 1977; Cook 1999; Thorncroft

¹engl. African Easterly Jet (AEJ)

²engl. mesoscale convective systems (MCSs)

³engl. tropical easterly jet (TEJ)

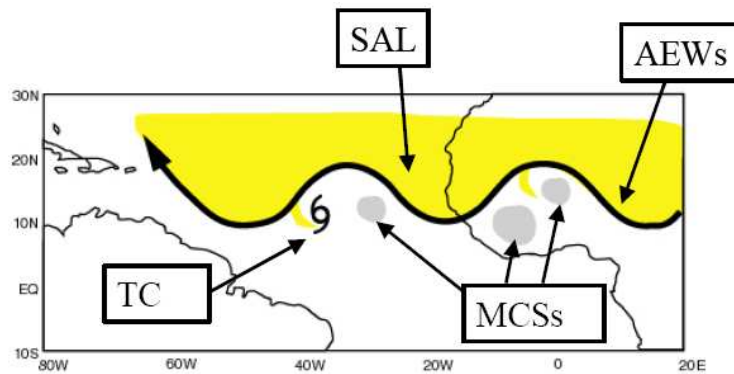


Abbildung 2.1: Dargestellt sind die Hauptwettersysteme von Nordwestafrika und dem tropischen Atlantik. Die dicke durchgezogene Linie stellt eine Stromlinie im Niveau des „African Easterly Jets“ (AEJs) bei ca. 600 hPa dar. Die wellenartige Struktur der „African Easterly Waves“ (AEWs) ist klar dargestellt. Die grauen Schattierungen stehen für Gebiete mit sehr starken Regenfällen aufgrund von mesoskaligen konvektiven Systemen (MCS) und die gelbe Schattierung deutet auf die „Saharan Air Layer“ (SAL) hin. Die Doppelspirale kennzeichnet eine tropische Zyklone (TC). (Quelle: <http://amma.mediasfrance.org/science/>)

und Blackburn 1999) als auch von experimentellen Untersuchungen (z.B. Burpee 1972; Reed et al. 1977; Parker et al. 2005). Eine klassische Beschreibung der Existenz des Jets erhält man aus der gemeinsamen Betrachtung vom meridionalen Temperaturgradienten am Boden und dem thermischen Windgleichgewicht. Anschaulich kann man diesen Sachverhalt dadurch erklären, dass man nördlich des Jets, über der Sahara (17° bis 30°N), höhere Temperaturen vorfindet als südlich davon, im Golf von Guinea (10°S bis 5°N). Aufgrund dieses positiv gerichteten Temperaturgradienten im unteren Niveau und des etwas schwächeren negativen Temperaturgradienten darüber (600 hPa) resultiert ein thermischer Ostwind. Der damit verbundene maximale Ostwind ist der AEJ (Abb. 2.2 (b)). Desweiteren ist zu erkennen, dass die Luft über der Sahara warm und gut durchmischt ist. Die Werte der relativen Luftfeuchtigkeit sind in der Sahara - im Vergleich zu den Tropen südlich davon - sehr niedrig (7 g kg^{-1}) (siehe Abb. 2.2 (c)). Ebenso ist über der Wüste die potentielle Vorticity sehr gering, während im Bereich des AEJs (15°N) ein lokales Maximum zu erkennen ist (siehe Abb. 2.2 (d)). Für die Erhaltung des AEJs machten Thorncroft und Blackburn (1999) die zwei diabatisch angetriebenen meridionalen Zirkulationen verantwortlich: zum einen durch die Oberflächenflüsse und die trockene Konvektion des Hitzetiefs über der Sahara an seiner Nordseite, zum anderen durch die sehr feuchte Konvektion der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) an seiner Südseite (siehe Abb. 2.3).

Zudem spielt der AEJ eine Schlüsselrolle bei der Entwicklung von Wettersystemen des Westafrikanischen Monsuns. Durch vertikale Scherung aufgrund des Jets kommt es zur Bildung von mesoskaligen konvektiven Systemen (MCS) (z.B. Houze und Betts 1981). Außerdem ist der meridionale

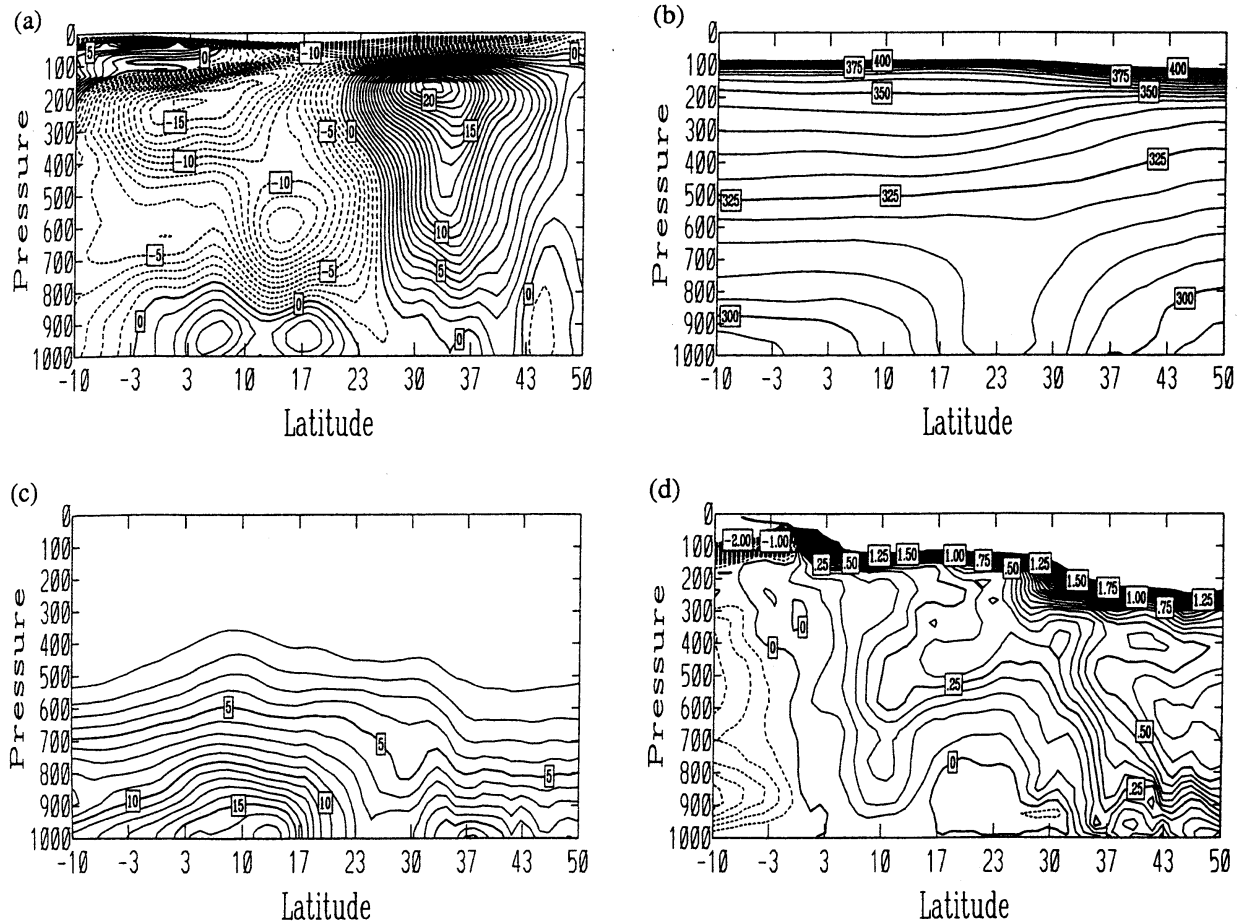


Abbildung 2.2: Dargestellt sind Vertikalschnitte in Nord-Süd Richtung, gemittelt zwischen 10°W und 10°E über dem tropischen Nordafrika. Verwendet wurden ECMWF Analysedaten von 12 UTC, zwischen dem 16. August und 31. August 1995. (a) Zonalwind, Konturintervall 1 m s^{-1} , die gestrichelten Linien bedeuten Ostwind; (b) potentielle Temperatur, Konturintervall 5 K; (c) spezifische Feuchte, Konturintervall 1 g kg^{-1} ; (d) Ertelsche potentielle Vorticity, Konturintervall 0.05 PV-Einheiten, die gestrichelten Linien entsprechen negativen Werten (aus Thorncroft und Blackburn 1999).

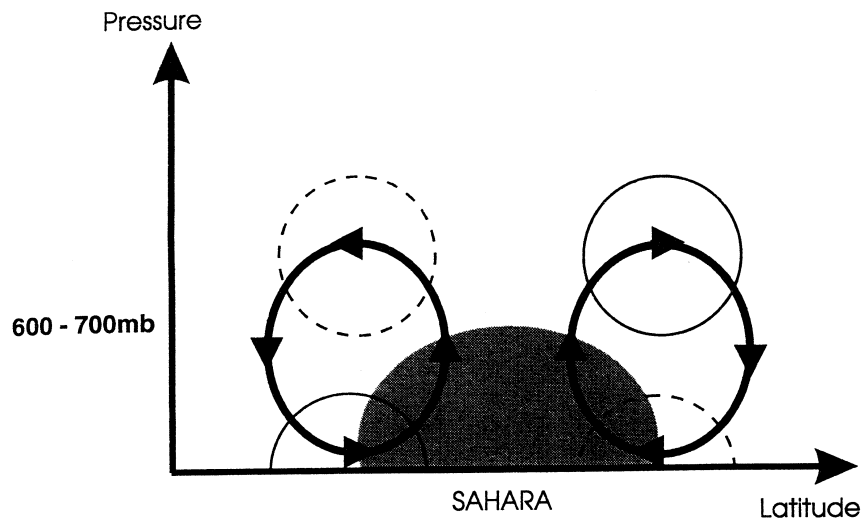


Abbildung 2.3: Eine schematische Darstellung der starken Erwärmung über der Sahara und den daraus resultierenden Zirkulationen. Die schattierte Fläche entspricht der aufgewärmten Luft über der Sahara und die breiten durchgezogenen Linien (mit den Pfeilen) den resultierenden meridionalen Zirkulationen. Aufgrund der Corioliskraft werden die in Richtung des Pols und in Richtung des Äquators zeigende Strömungen der rotierenden Zelle in Richtung Osten (dünne durchgezogene Linien) bzw. Westen (dünne gestrichelte Linien) beschleunigt. Die aufwärts gerichteten Ströme „schießen“ über die Erwärmungsregion hinaus, was in einer adiabatischen Kühlung resultiert. Diese ist für das thermische Windgleichgewicht oberhalb des AEJ Maximums (600 - 700 hPa) notwendig (aus Thorncroft und Blackburn 1999).

Gradient der potentiellen Vorticity (PV) und der meridionale Temperaturgradient im unteren Niveau wichtig für die Entwicklung von AEWs (z.B. Burpee 1972; Thorncroft und Hoskins 1994). Parker et al. (2005a) leiteten die thermodynamische Struktur der Umgebung des AEJ mit Hilfe von JET2000 Beobachtungen ab. JET2000 war ein Projekt, bei dem mit einem Forschungsflugzeug und Fallsonden der AEJ der Länge nach und im Höhenprofil untersucht wurde. Das konzeptionelle Modell, welches dafür verwendetet wurde, ist in Abbildung 2.4 dargestellt. Der barokline Bereich um den AEJ (8° bis 14° N) ist unterteilt in drei verschiedene Schichten:

- eine pseudo-adiabatische, feuchte Monsunschicht im untersten Niveau,
- eine trocken-adiabatische, staubige Luftmasse (SAL) darüber
- und die übrige Troposphäre über der SAL.

In der Umgebung des AEJs gibt es im unteren Niveau eine Zunahme des Ostwindes mit der

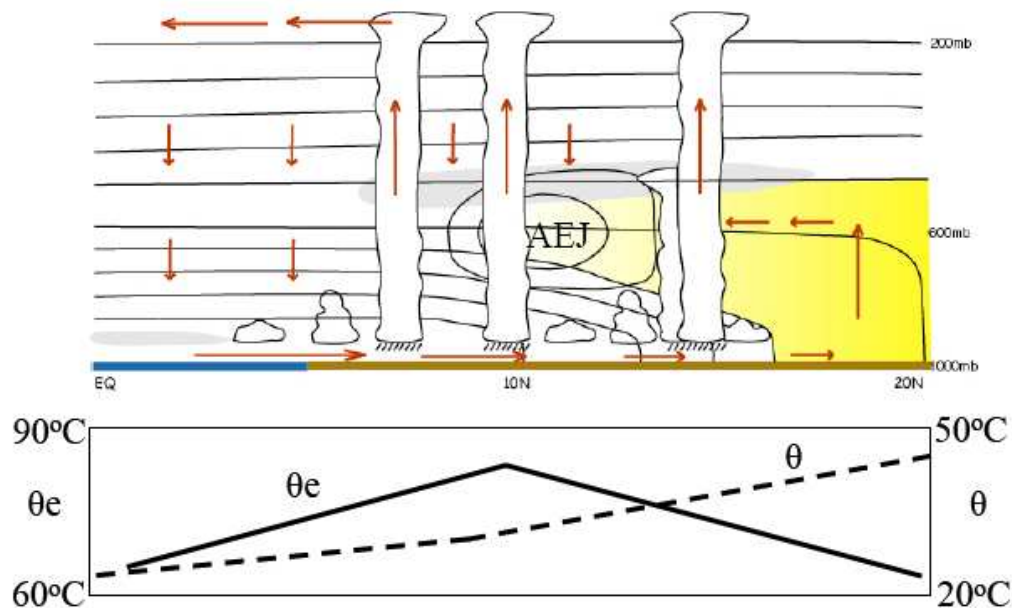


Abbildung 2.4: Schematische Darstellung eines Nord-Süd Vertikalschnittes entlang des Greenwich Meridians. Hervorgehoben ist das Hitzetief, der African Easterly Jet und die Innertropische Konvergenzzone, sowie die SAL (gelb) und die meridionalen Veränderungen von θ und θ_e in der atmosphärischen Grenzschicht (aus Parker et al. 2005a).

Höhe, welche sich zu einer Abnahme in mittleren Höhen umkehrt. Darüber übernimmt die SAL die Aufgabe einer nach oben abgrenzenden Inversion, welche die Anhäufung von großen Mengen konvektiver verfügbarer potentieller Energie (CAPE) erlaubt und dadurch das spontane Freisetzen von bedingter Instabilität verhindert.

2.2 Die „African Easterly Waves“ (AEWs)

„African Easterly Waves“ sind wellenartige Störungen, die sich mit der Passatwindströmung nach Westen über den Atlantik fortpflanzen. Hauptsächlich bilden sie sich zwischen Juni und Oktober über Nordafrika aus. Für das Klima über Afrika und dem tropischen Atlantik sind AEWs gerade im Sommer von entscheidender Bedeutung, da sie den Regen über Westafrika modulieren und als Initiatoren von tropischen Wirbelstürmen gelten. Während sich nur ungefähr 60% der atlantischen Wirbelstürme und schwächeren Hurrikane (Kategorie 1 und 2 nach der Saffir-Simpson Skala (siehe Tabelle 2.1)) aus AEW entwickeln, liegt der Ursprung von sehr starken Hurrikanen aus AEWs bei fast 85% (Landsea 1994). Auch für die Entwicklung tropischer Wirbelstürme im östlichen Pazifik spielen sie eine bedeutende Rolle (Avila und Pasch 1995).

Es ist allgemein anerkannt, dass sich die Wellen über Afrika aufgrund einer Instabilität des AEJs

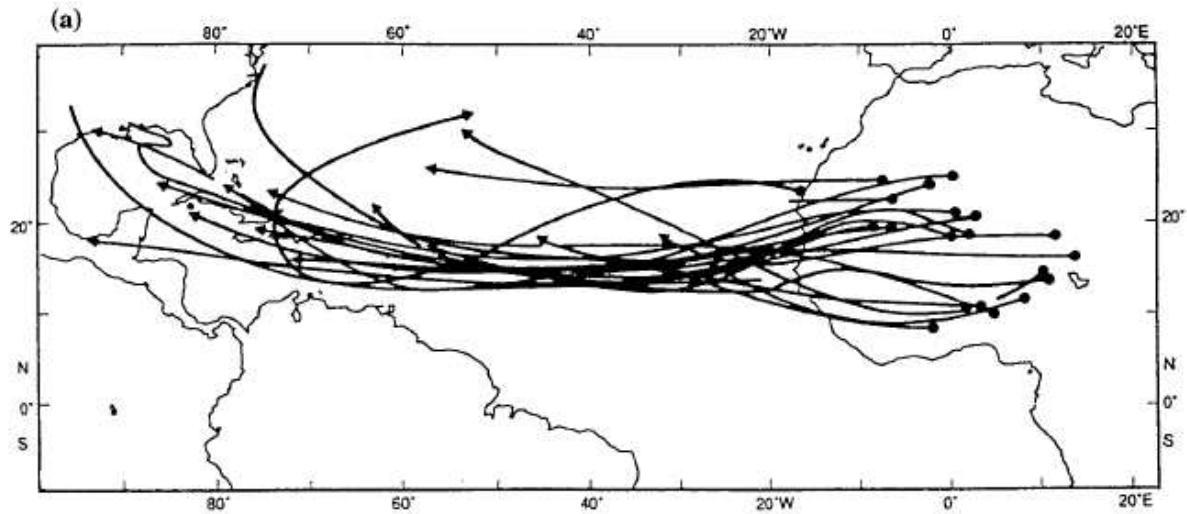


Abbildung 2.5: Zugbahnen von African Easterly Waves zwischen August und September 1985 (nach Reed et al. 1988a). Auffällig ist der sich verjüngende Streifen der Zugbahnen über dem Atlantik.

der mittleren Troposphäre bilden. Burpee (1972) zeigte, dass der meridionale Gradient der potentiellen Vorticity sein Vorzeichen bei 700 hPa während den Sommermonaten, wechselt. Dieser Vorzeichenwechsel erfüllt das notwendige Instabilitätskriterium der mittleren Strömung nach Charney und Stern (1962). Wellen, die sich in diesem potentiell instabilen Bereich entwickeln, werden als Afrikanische Wellen bezeichnet.

Carlson (1969a,b) war der erste, der mit Hilfe von Radiosondendaten AEWs genauer untersuchte. Danach folgten Burpee (1972, 1974), der das mit statistischen Methoden weiter vertiefte, sowie zahlreiche andere Wissenschaftler, die die hochauflösenden Daten einer sehr intensiven Messkampagne, dem Global Atlantic Tropical Experiment (GATE), verwendeten (z.B. Reed et al. 1977; Norquist et al. 1977; Thompson et al. 1979). All diesen Untersuchungen haben gezeigt, dass AEWs hauptsächlich bei 15°N auftreten und ihre Wellenlängen zwischen 2000 und 4000 km liegen. Sie besitzen eine Periodizität von 3 bis 4 Tagen und pflanzen sich mit einer Phasengeschwindigkeit von 8 m/s nach Westen fort.

AEWs zeigen eine Korrelation zu starken Regenfällen, welche mit MCSs verbunden sind (Kiladis et al. 2005). Die Phasenunterschiede zwischen den AEW-Trogachsen der unteren Troposphäre und den bevorzugten Positionen von MCSs hängen sowohl von der betrachteten Region als auch von der Jahreszeit ab. Innerhalb der ITCZ sind konvektive Systeme über dem Kontinent häufig westlich der Tröge angesiedelt, während sie über dem Ozean eher östlich von diesen zu finden sind.

Im Mittel bilden sich jährlich 60 Wellen über Nordafrika, dies hat aber keine direkten Auswirkungen auf die Wirbelsturmaktivität über dem Atlantik für das entsprechende Jahr. Durchschnittlich bilden sich etwa 11 Tropische Wirbelstürme pro Jahr, von denen 6 die Stärke eines Hurrikans er-

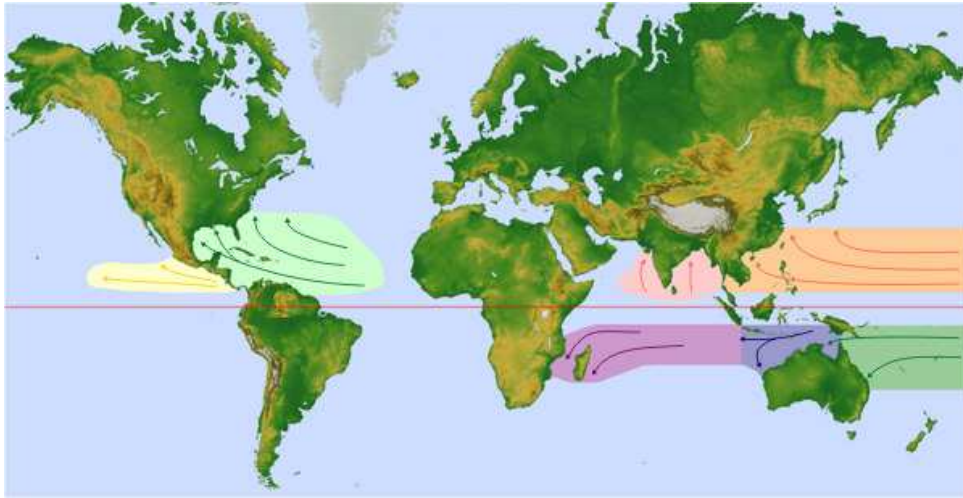


Abbildung 2.6: Dargestellt sind die sieben verschiedenen Entstehungsgebiete tropischer Wirbelstürme, verteilt über die gesamte Erde, sowohl nördlich als auch südlich des Äquators. (Quelle: www.srh.weather.gov)

reichen. Derzeit ist noch immer unklar, ob sich die Intensität und der Ort der AEWs von Jahr zu Jahr ändert und welchen Einfluss das auf die Aktivität im Atlantik und östlichen Pazifik hat.

2.3 Tropische Wirbelstürme (TCs)

Ein tropischer Wirbelsturm⁴ ist ein Tiefdrucksystem mit organisierter Konvektion, klar strukturierten zyklonalen Oberflächenwinden und einem warmem Kern, welcher sich in den Tropen bildet. In Abhängigkeit von seiner Stärke spricht man auch von einer tropischen Störung, einer tropischen Depression, einem tropischen Sturm oder einem Taifun (Pazifik) bzw. Hurrikan (Atlantik und Nordost Pazifik). Tropische Wirbelstürme können eine sehr zerstörerische Wirkung haben, besonders wenn sie auf Land treffen. Andererseits spielen einige bei der atmosphärischen Zirkulation eine bedeutende Rolle, da sie heiße Luft vom Äquator in höhere Breiten befördern. Dabei spielt die Umwandlung eines Hurrikans in ein außertropisches Tiefdruckgebiet, welches in die Westwindzone der mittleren Breiten gelangt, eine entscheidende Rolle. Die einzelnen Entstehungsgebiete sind in Abbildung 2.6 wiedergegeben.

Die einzelnen Stadien eines tropischen Wirbelsturms werden wie folgt bezeichnet:

- Als eine **tropische Störung** bezeichnet man ein einzelnes tropisches System mit scheinbar organisierter Konvektion (200 bis 600 km Durchmesser). Sie bildet sich in den Tropen oder Subtropen, hat nicht den Charakter einer wandernden Front und behält ihre Identität für 24 Stunden oder mehr bei.

⁴engl. tropical cyclone (TC)

- Eine **tropische Depression** ist ein tropischer Wirbelsturm mit einer maximalen anhaltenden Oberflächenwindgeschwindigkeit von 17 m s^{-1} und weniger. Diese Systeme besitzen eine geschlossene Zirkulation. Die hier angegebenen Geschwindigkeiten beziehen sich auf den in den USA verwendeten Ein-Minutenmittel-Standard. In vielen anderen Ländern wird der Zehn-Minutenmittel-Wert verwendet, welcher um ungefähr 12% geringer ist.
- Ein **tropischer Sturm** ist ein organisiertes System mit einer begrenzten Oberflächenzirkulation und einer maximalen anhaltenden Windgeschwindigkeit zwischen 17 m s^{-1} und 32 m s^{-1} . Die markante zyklonale Form beginnt sich zu entwickeln, allerdings ohne Auge. Erst in diesem Stadium erhält der Sturm einen Namen.
- Hat der tropische Wirbelsturm nun Windgeschwindigkeiten von 33 m s^{-1} und mehr erreicht, wird er als **Hurrikan** bezeichnet. Je nach Erdregion, in der sich die tropischen Stürme bilden, haben sie folgende Bezeichnung:
 - „hurricane“ (im Nord-Atlantik, Nordost-Pazifik östlich der Datumsgrenze oder Süd-Pazifik östlich von 160°E),
 - „typhoon“ (im Nordwest-Pazifik westlich der Datumsgrenze („super typhoon“, wenn der maximal anhaltende Wind mindestens 67 m s^{-1} beträgt)),
 - „severe tropical cyclone“ (im Südwest-Pazifik westlich von 160°E oder südöstlicher Indischer Ozean östlich von 90°E),
 - „severe cyclonic storm“ (im nördlichen Indischen Ozean),
 - „tropical cyclone“ (im südwestlichen Indischen Ozean).

Bei dieser Intensität entwickelt sich nun ein Auge (windstiller Bereich mit sehr geringem Luftdruck) im Zentrum der Zirkulation. In Satellitenbildern ist das Auge oft als kleiner, kreisförmiger, wolkenfreier Fleck zu erkennen. Um das Auge herum befindet sich die „eyewall“⁵. Dabei handelt es sich um ein Gebiet, welches ungefähr 16 bis 80 Kilometer (10 bis 50 Meilen) breit ist. Hier treten die stärksten Gewitter und der heftigste Wind (siehe Abb. 2.7) auf. Weiter werden Hurrikane nach der Saffir-Simpson Skala in fünf Kategorien eingeteilt (siehe Tab. 2.1).

Es sind verschiedene Bedingungen nötig, damit sich ein tropischer Wirbelsturm entwickeln kann. Im Folgenden sind die einzelnen Parameter aufgelistet (Bergeron 1954, Riehl 1979):

- Die Meeresoberflächentemperatur muss bis in eine Tiefe von 50 Metern über 26.5°C liegen. Die Flüsse latenter und sensibler Wärme des warmen Ozeans dienen als Energiequelle des tropischen Wirbelsturms. Zieht dieser über Land oder kühleres Wasser, schwächt er sich sehr schnell ab.

⁵dt. Augenwand

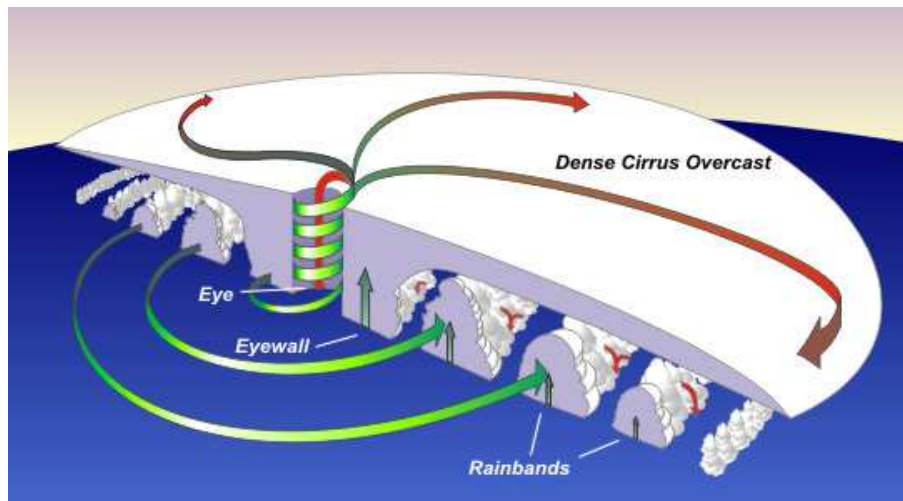


Abbildung 2.7: Hauptbestandteile eines Hurrikans sind Regenbänder, das Auge und die Augenwand. Die Luft, die zum Zentrum hinströmt, bewegt sich spiralförmig gegen den Uhrzeigersinn (auf der Südhalbkugel im Uhrzeigersinn) um dieses herum. Am oberen Rand, im sogenannten „outflow“, strömt sie in entgegengesetzter Richtung aus dem Zentrum heraus. Im Zentrum sinkt die Luft ab und es bildet sich das Auge, welches größtenteils wolkenfrei ist. (Quelle: www.srh.weather.gov)

- Ein Abstand zum Äquator von ungefähr 5° oder mehr sollte vorhanden sein, damit der Corioliseffekt stark genug ist um eine zyklonale Rotation zu initiieren. (Im Jahre 2004 formierte sich Hurrikan Ivan bei 9.7°N und war damit der stärkste Sturm, der sich so nah am Äquator bildete.)
- Es sollte bereits eine Störung existieren, z.B. durch eine tropische Welle, die mit Gebieten positiver relativer Vorticity in der unteren Troposphäre verbunden ist.
- Die relative Feuchte der unteren und mittlern Troposphäre sollte bei 50 - 60% liegen.
- Die vertikale Windscherung sollte nicht zu stark sein, da sonst die vertikale Struktur des Sturms auseinanderbrechen könnte.

Die Entstehung von tropischen Wirbelstürmen ist Produkt eines komplexen Zusammenspiels von Prozessen auf unterschiedlichen Größenskalen. Dazu gehören Skalen von synoptischen Wettersystemen wie zum Beispiel die Wellenlänge der AEWs (~ 1000 km), von mesoskaligen konvektiven Systemen (~ 100 bis 200 km) sowie von kleinen lokalen Wetterphänomenen wie zum Beispiel konvektiven Ausbrüchen und Abwinden (~ 10 bis 50 km). Aufgrund von analytischen und numerischen Studien geht man davon aus, dass folgendes ein möglicher Mechanismus für die Bildung von TCs ist. Innerhalb der synoptikskaligen AEWs entwickeln sich ausgeprägte MCSs. Inmitten dieser

Tabelle 2.1: Einteilung der Hurrikane in 5 Kategorien. Bei den hier genannten Windgeschwindigkeiten handelt es sich um Höchstgeschwindigkeiten, die über eine Minute gemittelt und zehn Meter über der Oberfläche gemessen werden. Spitzengeschwindigkeiten würden etwa 10 - 25% höher liegen.

| Saffir-Simpson Skala | | | | | | |
|-----------------------------|--|-------|---------|----------------------------------|-----------------------|---------|
| Saffir-Simpson Kategorie | Maximale Windgeschw. im 1 Minutenmittel | | | Minimum des Oberflächendrucks | Höhe der Flutwelle | |
| | mph | m/s | kts | hPa | ft | m |
| 1 | 74-95 | 33-42 | 64-82 | > 980 | 3-5 | 1.0-1.7 |
| 2 | 96-110 | 43-49 | 83-95 | 979-965 | 6-8 | 1.8-2.6 |
| 3 | 111-130 | 50-58 | 96-113 | 964-945 | 9-12 | 2.7-3.8 |
| 4 | 131-155 | 59-69 | 114-135 | 944-920 | 13-18 | 3.9-5.6 |
| 5 | 156+ | 70+ | 136+ | < 920 | 19+ | 5.7+ |

konvektiven Systeme können sich einzelne mesoskalige konvektive Wirbel⁶ ausbilden, die sich von der unteren bis zur mittleren Troposphäre erstrecken. Diese Wirbel können nun miteinander verschmelzen und eine symmetrischere Struktur entwickeln. Danach kann es zur weiteren Ausdehnung in Richtung Boden kommen, bis die Zirkulation die Meeresoberfläche erreicht. Diese Zirkulation am Boden fördert das Einbringen von flüssiger und latenter Wärme, welche wiederum einen positiven Einfluss auf die tropische Zyklonogenese haben. Ein vollständiges Verständnis dieses Prozesses erfordert auch Kenntnis über anfängliche Störungen des Systems. Satelliten- und Flugzeugdaten weisen auf einen wichtigen, wenn nicht sogar notwendigen Bestandteil der Zyklonogenese hin, nämlich die großskalige Beeinflussung der kleinräumigen konvektiven Systeme. Das detaillierte Verständnis der Zyklonogenese birgt noch viele offene Fragen und ist ein aktives Forschungsgebiet.

2.4 Die „Saharan Air Layer“ (SAL)

Die SAL ist eine gut durchmischte Schicht trockener, warmer, staubiger Luft, die sich über der Sahara zwischen dem späten Frühling und frühen Herbst bildet und dann auf den tropischen Atlantik advehiert wird (Carlson und Prospero 1972). Aufgrund der hohen solaren Einstrahlung bildet sich über der Sahara ein Hitzetief am Boden aus. Daraus resultiert eine Konvergenzzone in der unteren Troposphäre. Die damit verbundene trockene Konvektion wirbelt Saharastaub auf und befördert ihn in höhere Luftschichten bis zu 500 hPa. Durch den Durchzug von AEWs verstärkt

⁶engl. mesoscale convective vortices (MCVs)

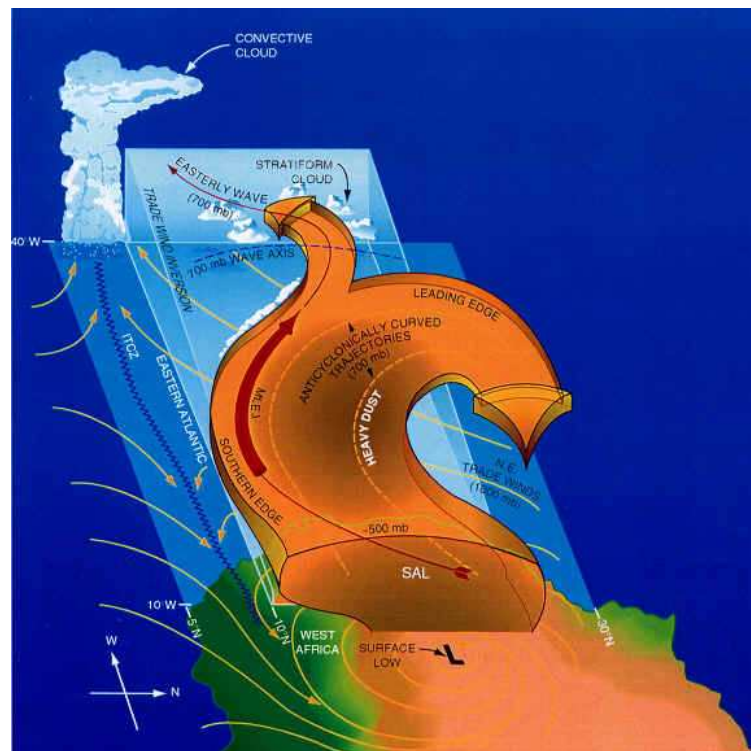


Abbildung 2.8: Schematische Darstellung der Bildung der SAL nach Karyampudi (1999).

sich der Druckgradient am Boden, der das Aufsteigen von Mineralstaub begünstigt. Die staubige Luftschicht wird vom AEJ in westliche Richtung über den Atlantik getrieben. Dabei wird sie vom Passatwind unterströmt und in ein höheres Niveau angehoben. Die Bildung der SAL nach dem Modell von Karyampudi et al. (1999) ist schematisch in Abbildung 2.8 dargestellt.

Die SAL hat folgende Eigenschaften: Ihre Untergrenze liegt bei $\sim 900 - 1800$ m und ihre Obergrenze unterhalb von 5500 m, wobei ihre Untergrenze über dem Ozean höher liegt als über dem Festland. Dies entspricht somit einer vertikalen Erstreckung von 850 bis 500 hPa (Diaz et al. 1976). An ihrer südlichen Grenze befindet sich der AEJ der mittleren Troposphäre (in 700 hPa). Durch diesen kann sich die lokale vertikale Windscherung im unteren Niveau deutlich erhöhen.

Bis in die Karibik (~ 7000 km von der Nordwestküste Afrikas entfernt) behält die SAL ihre charakteristischen Eigenschaften, wie die warme, stabile Luft im unteren Bereich und Trockenheit mit großen Mengen an Staub in der gesamten vertikalen Ausdehnung, bei. Aufgrund früherer Arbeiten lagen typische Ausdehnungen in Ost-West-Richtung bei 2000 - 3000 km (Karyampudi und Carlson 1988), aber mit Hilfe des Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) konnten Ausdehnungen bis hin zum doppelten dieser Länge sichtbar gemacht werden. Entlang des westlichen und südlichen Randes der SAL findet Konvektion statt (Chen 1985) während im Inneren, wegen der trockenen, stabilen Luft, keine tiefe Konvektion möglich ist, wie es für die Entwicklung von tropischen Wirbelstürmen erforderlich wäre (Dunjon und Velden 2004). Nach Radiosondenmessungen

zeigten Diaz et al. 1976, dass die SAL an ihrer Untergrenze ($\sim 800 - 900$ hPa) $5^\circ - 10^\circ\text{C}$ wärmer ist als das tropische Mittel nach Jordan (1958). Die hohe Temperatur der Luft darüber ist auf ihre Herkunft zurückzuführen, nämlich die Sahara. Aufgrund der Absorption der solaren Strahlung durch den Mineralstaub bleibt diese erhalten. Dabei übersteigt die Erwärmung tagsüber die Kühlung durch die langwellige Ausstrahlung, die SAL erwärmt sich und die Temperaturinversion an der Untergrenze wird verstärkt (Carlson and Benjamin 1980).

Es wird vermutet, dass die SAL sowohl einen negativen als auch einen positiven Einfluss auf die Bildung und Intensivierung tropischer Wirbelstürme hat. Für ihre Abschwächung sind unter anderem folgende Prozesse verantwortlich. Aufgrund der trockenen, stabilen Luft der SAL werden konvektiv angetriebene Abwinde im Innern des Sturms begünstigt und die damit verbundene Abkühlung der Grenzschicht reduziert die Intensität des TCs. Die starke vertikale Scherung an der Südflanke der SAL hat vermutlich auch einen Einfluss auf den Sturm. Bis jetzt ist noch nicht vollständig geklärt, welchen Effekt der Mineralstaub auf die Intensität tropischer Wirbelstürme hat, allerdings ging aus einigen Studien hervor, dass er ebenfalls einen negativen Einfluss hat (Dunion und Velden 2003). Durch die Erwärmung aufgrund der Strahlungsabsorption des Staubes in der unteren Troposphäre, wird die bereits existierende Passatwindinversion im Atlantik verstärkt, was die Umgebung zusätzlich stabilisiert und damit Konvektion hemmt (Carlson und Prospero 1972). Auf der anderen Seite gibt es auch Prozesse, die die Bildung von tropischen Zyklonen begünstigen. Dazu gehört der positive Einfluss der quervertikalen Zirkulationen, die in Verbindung mit dem AEJ auftreten und Konvektion auslösen können. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass drei Faktoren die Entwicklung von TCs hauptsächlich beeinflussen: vertikale Scherung, trockene Luft und Mineralstaub. Die genauen Auswirkungen dieser Faktoren bezüglich Verstärkung oder Hemmung sind weitgehend unbekannt.

Tropische Wirbelstürme können mit der SAL auf verschiedene Arten in Wechselwirkung treten. Manche Stürme sind während ihres gesamten Lebenszyklusses in die SAL eingebettet und ringen darum, über die Stärke eines tropischen Sturms ($17 - 32 \text{ m s}^{-1}$) hinauszukommen (z.B. tropischer Sturm Chantal von 2001). Andere werden von der sich schneller bewegenden SAL „übertannt“ und schwächen sich sehr schnell ab (z.B. Hurrikan Joyce von 2000). Tropische Wirbelstürme, die sich zu Beginn ihres Lebenszyklusses im Einflussbereich der SAL befinden und später nicht mehr, können sich danach schnell intensivieren wie z.B. Hurrikan Erin von 2001. Inwieweit die Hurrikane, die in dieser Arbeit genauer untersucht werden (Danielle, Frances und Ivan), in die Umgebung und somit den Einflussbereich der SAL gekommen sind, ist in der Abbildung 2.9 zu erkennen. Diese Darstellungen wurden durch die Differenz der 12.0 und $10.7 \mu\text{m}$ Infrarotkanäle des GEOS-10-Satelliten gewonnen. Der verwendete Algorithmus ist auf die Anwesenheit von trockener oder staubiger Luft in der unteren Atmosphäre ($\sim 600 - 850$ hPa) sensitiv und entsprechende Luftmassen sind mit gelber bis roter Schattierung markiert.

Beginnend links oben mit Hurrikan Danielle, der sich am 13. August 2004 als deutlich unorganisiertes konvektives System gerade an der Westküste Afrikas befindet. Nördlich davon ist ein großes Gebiet, angereichert mit sehr trockener und staubiger Luft zu erkennen. In dieses bewegt sich Da-

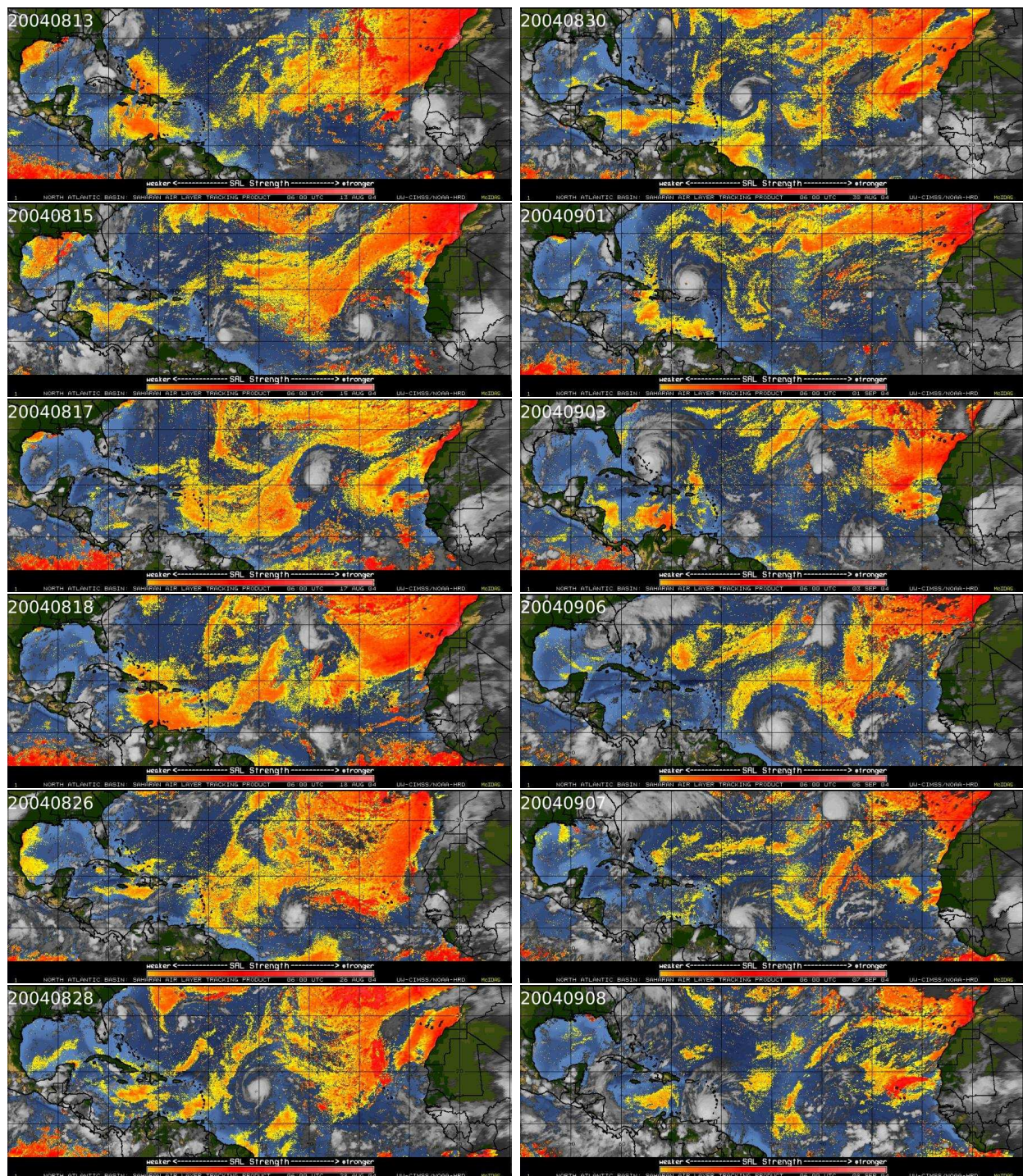


Abbildung 2.9: „Saharan Air Layer tracking“ Produkt aus kombinierten Satellitenbildern des Meteosat-8 und GOES-10 vom 13. August (20040813) bis 08. September 2004 (20040913) um 06 UTC. Die Schattierung von gelb nach rot ist ein Maß für die Menge an Staub und trockener Luft der unteren und mittleren Troposphäre. Es ist zu sehen, wie Hurrikan Danielle (ersten vier Bilder links), Hurrikan Frances (links unten und rechts oben) und Hurrikan Ivan (letzten vier rechts) im zeitlichen Verlauf in den Einflussbereich der SAL kommen. Die Bilder wurden freundlicherweise von Jason Dunion zur Verfügung gestellt.

nielle bereits am 15. hinein und ist dann an den folgenden Tagen komplett in der SAL eingebettet. Auf dem Bild vom 26. August ist Hurrikan Frances bei ungefähr 43°W zu erkennen und wie er sich südlich der SAL in Richtung Nordwesten bewegt. Während seines Verlaufs finden immer wieder neue SAL-Ausbrüche statt und er wird somit viel stärker von der trockenen Luft beeinflusst als Hurrikan Ivan, der sich am 03. September bei 30°W befindet und noch sichtbar unberührt von der SAL ist. Allerdings sieht man in dem darauffolgenden Bild deutlich wie sich die trockene Luft aus Norden kommend um Ivan herumlegt. Aber schon am 07. September befindet sich nur relativ wenig trockene Luft in der näheren Umgebung von Hurrikan Ivan.

Die Satellitenbilder implizieren, dass Hurrikan Danielle am stärksten in den Einflussbereich der SAL gelangt, im Gegensatz zu Ivan und Frances, die deren Einflussbereich nur streifen.

Kapitel 3

Das Lokal-Modell des Deutschen Wetterdienstes

3.1 Allgemeine Bemerkungen

Das Lokal-Modell (LM) (Doms und Schättler 2002) ist ein nichthydrostatisches atmosphärisches Vorhersagemodell für begrenzte Gebiete. Es wurde sowohl für die numerische Wettervorhersage als auch für die wissenschaftliche Beschreibung von Wetterphänomenen auf meso- β - (200 km bis 20 km) und meso- γ -Skalen (20 km bis 2 km) entwickelt. Hier spielen bereits die nichthydrostatischen Effekte eine wesentliche Rolle in der Entwicklung der atmosphärischen Strömungen.

Dem LM liegen die einfachen thermohydrodynamischen Gleichungen zugrunde, welche die kompressible Strömung in einer feuchten Atmosphäre beschreiben. Die Modellgleichungen sind in rotierten geographischen Koordinaten durchgeführt, d.h. der geographische Nordpol wird so verschoben, dass man in einem Gebiet rechnet, in dem die Größe der Gitterzellen nicht stark variiert. In der Vertikalen wird eine allgemeine geländefolgende Höhenkoordinate verwendet. Eine Vielzahl von physikalischen Prozessen werden bei der Lösung berücksichtigt.

Die erste Version des LM wurde beim Deutschen Wetterdienst (DWD) entwickelt. Zusammen mit dem neuen globalen Dreiecksgittermodell, dem sogenannten Global-Modell (GME), bildet es in Verbindung mit der entsprechenden Datenassimilation das numerische Wettervorhersagesystem des DWD, welches seit 1999 im Einsatz ist.

3.2 Prognostische Gleichungen und deren Lösung

3.2.1 Variablen des Systems

Der Zustand des Systems ist durch die Werte bestimmter prognostischer Größen auf den Gitterpunkten bestimmt. Zu diesen Variablen gehören die horizontalen und vertikale Windkomponenten, die Temperatur, der Druck, der Wasserdampf, das Wolkenwasser, das Wolkeneis und die turbulente kinetische Energie (TKE).

3.2.2 Gleichungen

Das LM verwendet die dynamischen Grundgleichungen (Eulersche Gleichungen) ohne skalenabhängige Näherungsannahmen. Während traditionelle hydrostatische Modelle eine diagnostische Gleichung für die Vertikalbewegung lösen, benutzt das nichthydrostatische eine prognostische Gleichung. Im Allgemeinen und insbesondere in Gebieten starker Konvektion, kann die Vertikalbeschleunigung nicht gegenüber der Schwer- und Druckgradientkraft vernachlässigt werden. Dies führt zu großen Abweichungen von der hydrostatischen Approximation. Der Vorteil eines prognostischen Modells liegt darin, dass bei hinreichend klein gewählter Gitterschrittweite eine wesentlich realistischere Beschreibung des Systems möglich ist. Allerdings beschränken Rechnerressourcen wie Hauptspeicher und Rechenzeit derzeit die Auflösung.

Die zu lösenden Gleichungen lauten wie folgt:

$$\text{Impulsbilanzgleichung:} \quad \rho \frac{d\mathbf{v}}{dt} = -\nabla p + \rho \mathbf{g} - 2\boldsymbol{\Omega} \times (\rho \mathbf{v}) - \nabla \cdot (\mathbf{T}) \quad (3.1)$$

$$\text{Drucktendenzgleichung:} \quad \frac{dp}{dt} = -(c_{pd}/c_{vd})p \nabla \cdot \mathbf{v} + (c_{pd}/c_{vd} - 1)Q_h \quad (3.2)$$

$$\text{Temperaturgleichung:} \quad \rho c_{pd} \frac{dT}{dt} = \frac{dp}{dt} + Q_h \quad (3.3)$$

$$\text{Bilanzgleichung für Wasserdampf:} \quad \rho \frac{dq^v}{dt} = -\nabla \cdot \mathbf{F}^v - (I^l + I^f) \quad (3.4)$$

$$\text{Bilanzgleichung für Wolkenwasser:} \quad \rho \frac{dq^{l,f}}{dt} = -\nabla \cdot (\mathbf{P}^{l,f} + \mathbf{F}^{l,f}) + (I^{l,f}) \quad (3.5)$$

$$\text{Hydrostatische Grundgleichung:} \quad \rho = \frac{p}{R_d(1 + (R_v/R_d - 1)q^v - q^l - q^f)T} \quad (3.6)$$

$$\text{Diabatische Wärmeproduktion:} \quad Q_h = L_V I^l + L_S I^f - \nabla \cdot (\mathbf{H} + \mathbf{R}). \quad (3.7)$$

Dabei stehen die verwendeten Variablen für die folgenden Größen:

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

| | |
|--|---|
| L_V | Verdampfungswärme |
| L_S | Sublimationswärme |
| Q_h | Diabatische Wärmeproduktion |
| \mathbf{H} | Fühlbarer Wärmestrom |
| \mathbf{R} | Flussdichte der solaren und thermischen Strahlung |
| $\mathbf{P}^{l,f}$ | Niederschlagsfluss für Wasser und Eis |
| $I^{l,f}$ | Phasenfluss für Wasser und Eis |
| $\underline{\mathbf{T}} = \overline{\rho \mathbf{v}'' \mathbf{v}''}$ | Turbulenter Impulsfluss |
| $\mathbf{F}^x = \overline{\rho \mathbf{v}'' q^x}$ | Turbulenter Fluss des Gemisches x ($\sum_x \mathbf{F}^x = 0$) |
| Ω | Konstante Winkelgeschwindigkeit der rotierenden Erde |
| \mathbf{g} | Gravitationsbeschleunigung |
| $d/dt = \partial/\partial t + \mathbf{v} \cdot \nabla$ | Totaler zeitlicher Ableitungsoperator (Lagrange) |
| $\partial/\partial t$ | Lokaler zeitlicher Ableitungsoperator (Euler) |
| ∇ | Nabla-Operator |

3.2.3 Numerische Lösung der Gleichungen

Als Gittertyp verwendet das LM ein Boxmodell. In der Horizontalen das Arakawa-C- und in der Vertikalen das Lorenz-Staggered-Gitter mit einem rotiertem geographischen Koordinatensystem und geländefolgender Vertikalkoordinate. Eine Gitterzelle dieses Typs ist in Abbildung 3.1 dargestellt. Die Euler-Gleichungen werden auf finite Differenzen zweiter Ordnung diskretisiert. Die Zeitintegration erfolgt mit einem Leapfrog-Verfahren mit implementiertem „time splitting“. Als numerischer Filter wird eine lineare horizontale Diffusion vierter Ordnung verwendet. In den oberen Schichten kommt ein Rayleigh-Dämpfungsmechanismus zum Einsatz.

Ein entscheidender Schritt bei der numerischen Lösung des Problems ist das Einspeisen von Anfangswerten zu Beginn der Simulation und das regelmäßige Anpassen der Randwerte des zu betrachtenden Gebietes. Für die Anfangswerte können Interpolationen von Datensätzen mit kleinerer Auflösung (z.B. GME) verwendet werden. Die seitlichen Randbedingungen können durch eine Relaxationsmethode nach Davies (1976, 1983) gegeben sein oder periodisch gewählt werden. An der oberen Grenzschicht wird erneut die Rayleigh-Dämpfung benutzt.

Um die prognostischen Gleichungen lösen zu können, müssen sämtliche physikalischen Transportprozesse parametrisiert werden. Diese Parametrisierung ist notwendig, da die vollständige Betrachtung von Prozessen, wie z.B. der Strahlungsabsorption, sehr zeitintensiv wären. Zu diesem Zweck werden im Falle der Strahlung acht spektrale Intervalle eingeführt, in denen die Absorption als konstant angenommen wird (Ritter und Geleyn 1992). Die Parametrisierung der subskaligen Turbulenz in der Grenzschicht und der freien Atmosphäre basiert auf einer prognostischen Schließung

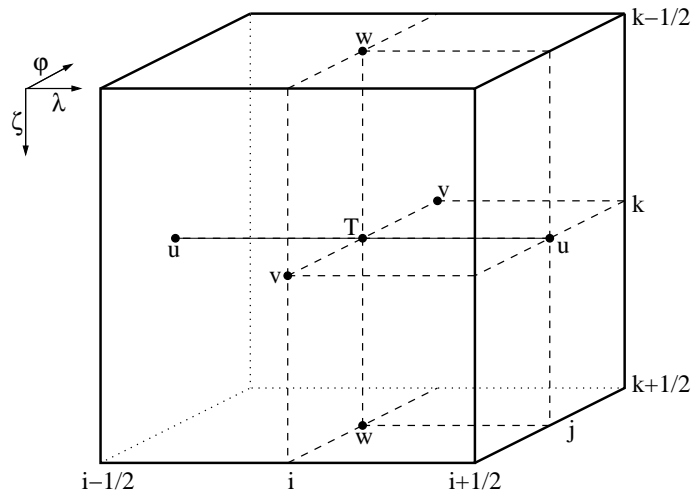


Abbildung 3.1: Ein Gitterpunktvolmen zeigt das Arakawa-C/Lorenz-Staggered der abhängigen Modellvariablen. u , v und w stehen für die Komponenten des Windvektors; T steht repräsentativ für alle intensiven Größen, wie z.B. Temperatur, Druck und spezifische Feuchte.

der Ordnung 2,5 nach Mellor und Yamada (1974). Für die Parametrisierung der skaligen Niederschläge wird eine Bulk-Formulierung vom Kessler-Typ verwendet. Die Konvektionsparametrisierung geschieht mit Hilfe eines Massenflussverfahrens nach Tiedtke (1989). Weitere Prozesse der Atmosphäre wie zum Beispiel Oberflächenflüsse und Wolkenmikrophysik werden ebenfalls durch Parametrisierungen beschrieben. Für detailliertere Informationen sei auf die Dokumentation des LMs von Doms und Schättler (2002), sowie den darin enthaltenen Referenzen verwiesen.

3.3 Festlegung des Modellgebietes und verwendete Daten

In dieser Arbeit soll die Bildung von konvektiven Systemen über Nord- und Zentralafrika sowie deren Entwicklung auf dem Atlantischen Ozean untersucht werden. Zu diesem Zweck wurde ein großes Gebiet von 45°W bis 20°E und 0°N bis 30°N gewählt, welches den Bereich, der von Interesse ist, abdeckt. Das zu betrachtende Modellgebiet ist in Abbildung 3.2 dargestellt. Daneben ist eine Satellitenaufnahme des entsprechenden Gebietes abgebildet, um einen Einblick über die Oberflächenbeschaffenheit Nordafrikas zu erhalten. Für solch eine Gebietsgröße standen Landnutzungsdaten mit einer Auflösung von ~ 28 km (0.25°) zur Verfügung. Diese Daten beschreiben die Bodenbeschaffenheit und sind für die Simulation von großer Bedeutung, da durch sie zum Beispiel zwischen Meeresoberfläche und Wüste unterschieden werden kann. Insgesamt besitzt das für diese Arbeit verwendete Gitter somit 261 Punkte in West-Ost-Richtung, 121 Punkte in Nord-Süd-Richtung und 35 Schichten in vertikaler Richtung.

Neben den Landnutzungsdaten benötigt man auch Wetteranalyse-Daten als Initialisierungs- und

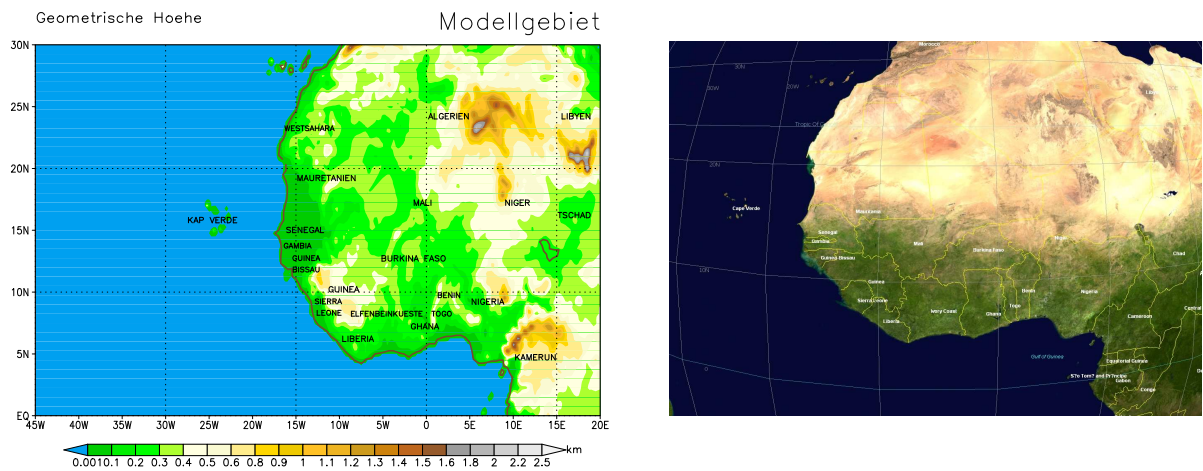


Abbildung 3.2: links: Verwendetes Modellgebiet (von 45°W bis 20°E und von 0°N bis 30°N), aufgetragen ist die geometrischen Höhe in km; rechts: Satellitenaufnahme von Nordafrika, die unterschiedlichen Farben repräsentieren die Oberflächenbeschaffenheit (grün: starke Vegetation, ocker: Sand, Stein).

Quelle: NASA Worldwind Version 1.3 (<http://worldwind.arc.nasa.gov/>).

Randwerte. Es standen GME-Daten mit einer Auflösung von 60 km für einen Zeitraum zwischen dem 01. Juni und 30. September 2004 zur Verfügung. Initialisierungs- bzw. Analysedaten sind jeweils für den 00 UTC und 12 UTC Termin vorhanden. Randwerte liegen für jede Stunde vor, wobei für die Termine zwischen 00 UTC und 12 UTC Vorhersage-Daten verwendet werden. Das Gitter, auf dem die Simulation durchgeführt wird, wird wegen der feineren Auflösung mit interpolierten Daten des GME initialisiert.

Kapitel 4

Beschreibung der synoptischen Situation

In dieser Arbeit wird die Modellierbarkeit von Wettersystemen über Nordafrika und dem Atlantik untersucht. Die Studien sollen dabei exemplarisch an drei verschiedenen Hurrikanen des Jahres 2004 durchgeführt werden. Aus diesem Grund soll nun in dem folgenden Kapitel die synoptische Situation zu dieser Zeit beschrieben werden. Dazu wird als erstes das Vorhandensein des AEJs gezeigt. Es folgt die Beschreibung einer Methodik zur Visualisierung von AEWs, welche auch auf die zur Verfügung stehenden Daten angewendet wird. Danach werden drei Hurrikane des Jahres 2004 (Ivan, Frances und Danielle) detailliert beschrieben und insbesondere für Hurrikan Ivan die Wechselwirkung mit der SAL studiert. Zum Schluss folgt eine Darstellung über den gesamten Untersuchungszeitraum mit Hilfe von Hovmöller-Plots.

4.1 Vertikalschnitte durch den AEJ

In diesem Abschnitt soll nun das Vorhandensein des AEJs, welcher die Grundvoraussetzung für AEWs ist, gezeigt werden. Diese östliche Grundströmung bildet sich aufgrund des positiven Temperaturgradienten über dem afrikanischen Kontinent. Zur Erfüllung des thermischen Windgleichgewichtes muss oberhalb des AEJs ein schwach negativer meridionaler Temperaturgradient vorhanden sein (siehe Abb. 2.2). Dieses Verhalten kann in Nord-Süd-Vertikalschnitten beobachtet werden. Zu diesem Zweck ist in Abbildung 4.1(a) und 4.1(b) für den 03. September 00 und 12 UTC, solch ein Schnitt bei 0°W dargestellt. Dabei wird die relative Feuchte, die potentielle Temperatur und der Zonalwind aufgetragen. Die feuchte Luft über dem tropischen Regenwald im Süden ist deutlich von der sehr trockenen Luft über der Sahara zu unterscheiden. Der positive Gradient der potentiellen Temperatur ist am Boden zu erkennen, ebenso wie der schwach negative Gradient oberhalb von 600 hPa. Der daraus resultierende Jet ist im Profil des Zonalwindes zwischen 12° und 15°N in einer Höhe von 600 bis 700 hPa zu beobachten. Seine maximale Geschwindigkeit beträgt mehr als 18 m s⁻¹. Desweiteren kann in beiden Vertikalschnitten über dem Kontinent die Monsun-Strömung

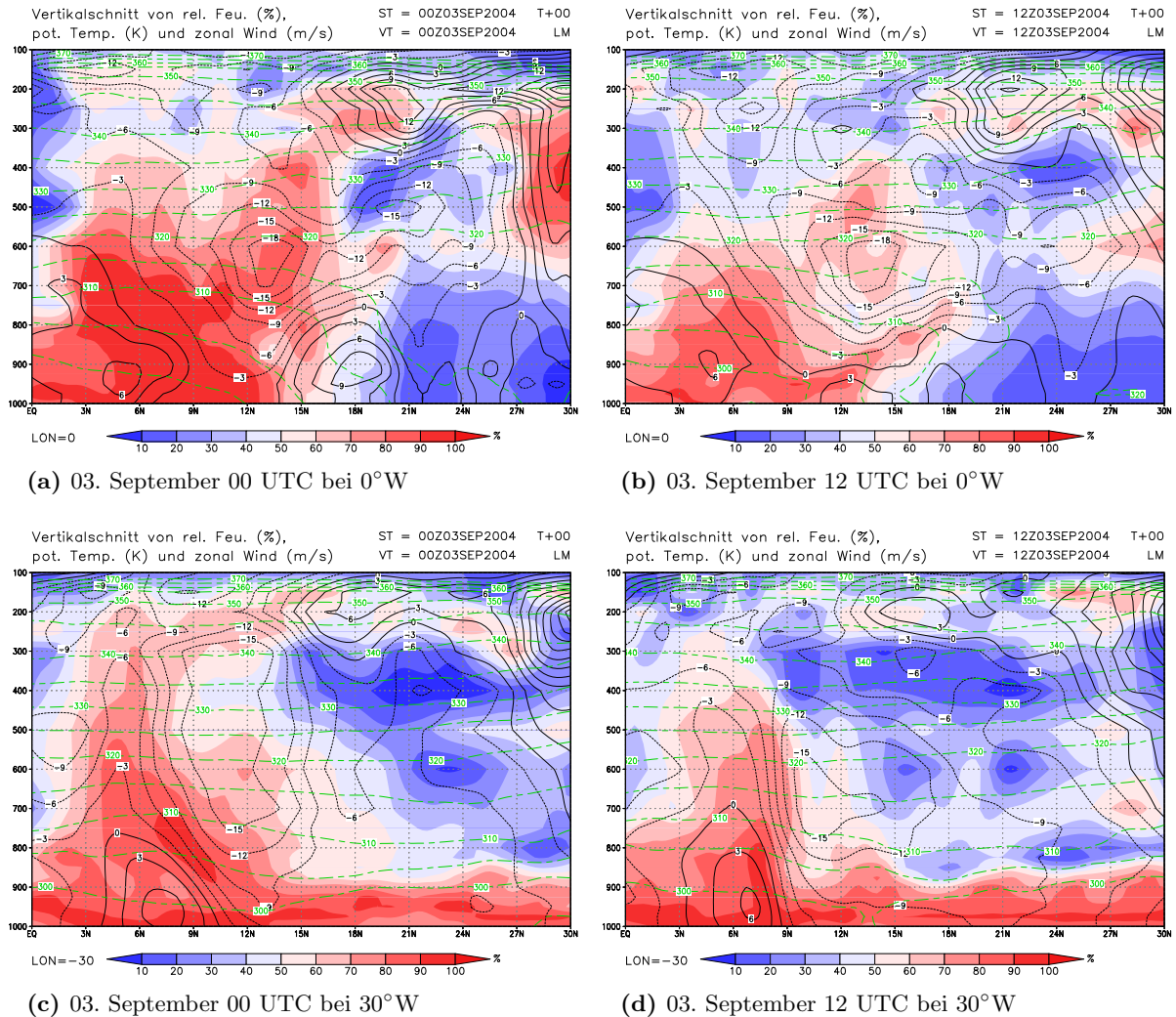


Abbildung 4.1: Vertikalschnitt durch den Jet für den 03. September um 00 UTC und 12 UTC bei 0°W und 30°W. Dargestellt sind die relative Feuchte (in Farben) in %, die potentielle Temperatur (lang gestrichelte grüne Linien) in K und der zonale Wind (durchgezogene schwarze Linien) in m s^{-1} .

aus westlicher Richtung, bei ungefähr 5°N und nahe am Boden, beobachtet werden. Während der Nacht ist die Grenzschicht stabil geschichtete ($\frac{\partial\theta}{\partial z} > 0$) und die gut durchmischte Luftmasse über der Sahara, entkoppelt von der Bodenoberfläche, zu erkennen. Außerdem hat sich im unteren Niveau (900 hPa) bei 18°N ein Strahlstrom aus westlicher Richtung entwickelt. Am Tag hingegen ist dieser Strahlstrom nicht deutlich ausgeprägt und die gut durchmischte Schicht über der Sahara reicht bis zum Boden. Unterhalb der Nordseite des AEJs hat sich ein negativer Gradient der potentiellen Temperatur ($\frac{\partial\theta}{\partial z} < 0$) ausgebildet, welcher mit konvektiver Instabilität verbunden ist. Im Vergleich dazu sind in Abbildung 4.1(c) und 4.1(d) weitere Vertikalschnitt bei 30°W über dem

Atlantik erstellt worden. Hier ist deutlich zu erkennen, dass die Temperatur und die Feuchte über der Meeresoberfläche mit zunehmendem Breitengrad kaum variiert. Dementsprechend ist der AEJ nicht mehr bei einer festen Höhe und Breite zu beobachten. Stattdessen zeigt sich eine Ostströmung, die sich hier tagsüber von 250 bis 750 hPa und nachts von 650 bis 750 hPa erstreckt. Hierbei ist zu beachten, dass es sich um keine zeitlich gemittelten Daten handelt, sondern um eine Momentaufnahme. In diesen beiden Abbildungen über dem Atlantik ist der Unterschied der potentiellen Temperatur und der relativen Feuchte in der Grenzschicht deutlich schwächer ausgeprägt.

In den Vertikalschnitten über dem Atlantik sieht man gut die Ausläufer eines hochreichenden konvektiven Systems welches Hurrikan Ivan zugeordnet werden kann. Desweiteren ist in einer Höhe von 500 bis 750 hPa die trockene Luftmasse der SAL zu erkennen. In den beiden durch zwölf Stunden getrennten Analysen sieht man, wie die SAL nach Süden vordringt.

4.2 Methode zur Visualisierung der AEWs

Die drei in dieser Arbeit betrachtete Hurrikane Danielle, Frances und Ivan, die im nächsten Abschnitt genauer vorgestellt werden, haben die Eigenschaft, dass sie jeweils aus einer Welle, die über Nordafrika entstanden ist, entwickelt haben. Da es meist recht schwierig ist, z.B. aus Satellitenbildern, die AEW genau zu lokalisieren, und auch zwischen synoptiskaligen Trogachsen der AEWs und örtlich begrenzten Zirkulationszentren (z.B. in Verbindung mit mesoskaligen konvektiven Systemen) zu unterscheiden, haben Berry et al. (2005) eine Methode entwickelt, die dies automatisiert. In ihrer Veröffentlichung beschreiben sie die Vorgehensweise der Methode im Detail, weshalb hier nur kurz auf die wichtigsten Schritte eingegangen werden soll.

Im Wesentlichen folgen die Autoren der Methodik von Hewson (1998), welche objektiv Fronten der mittleren Breiten identifiziert, und sie entwickeln eine einfachere und an jeden Datensatz im Gridformat anpassbare Möglichkeit, um AEWs zu erkennen und darzustellen. Die Grundlage für die Bestimmung der AEW-Trogachse liefert die Stromfunktion (ψ , siehe Gl. 4.1). Sie hat den Vorteil, dass die Eliminierung der divergenten Strömung Störungen, die mit MCSs verknüpft sind, reduziert und somit das Strömungsfeld glättet. Maximale Störungen, die im Zusammenhang mit AEWs auftreten, kommen hauptsächlich im Niveau des AEJs vor (Reed et al, 1977). Für die weiteren Berechnungen wird deshalb eine Druckhöhe von 700 hPa verwendet. Hier sei noch angemerkt, dass die geopotentielle Höhe in den mittleren Breiten die Entsprechung zur Stromfunktion ist.

$$u_\psi = -\frac{\partial\psi}{\partial y} \quad , \quad v_\psi = \frac{\partial\psi}{\partial x} \quad (4.1)$$

Die ungefähre Position des AEJ wird durch ein zonal sich erstreckendes Band mit starkem Stromfunktionsgradienten sichtbar. Die Signatur einer AEW ist eine wellenartige Störung dieses intensiven Gradienten, die sich mit der Zeit nach Westen verlagert. Eine Verlagerung der Konturen der Stromfunktion in Richtung Pol deutet auf einen Trog und in Richtung Äquator auf einen Rücken hin. Als nächstes folgt die Berechnung der Vorticity:

$$\zeta_\psi = \nabla_h \times \vec{v}_\psi \quad (4.2)$$

wobei ∇_h den horizontalen Gradienten und die berechnete Vorticity ζ_ψ eine vertikale Komponente darstellt. Aus der Vorticity kann nun die Lage eines Trogos oder Rückens bestimmt werden, nämlich dort, wo

$$\vec{v}_\psi \cdot \nabla \zeta_\psi = 0 \quad (4.3)$$

ist, d.h. wo der durch den Stromfunktionswind advehierte Anteil der Stromfunktionsvorticity gleich null wird. Das stimmt mit der synoptischen Argumentationsweise überein, dass vor der Trogachse positive Vorticityadvektion herrscht und dahinter negative. Allerdings ist diese Definition nur für idealisierte 2-dimensionale Wellen mathematisch korrekt. Eine einfache Lösung wird dadurch erreicht, dass die Stromfunktionsvorticity in Scherungs- und Krümmungsanteil aufgeteilt wird:

$$\zeta_\psi = \zeta_\psi^{Shear} + \zeta_\psi^{Curvature}. \quad (4.4)$$

In natürlichen Koordinaten hat die Vorticity folgende Form:

$$\begin{aligned} \zeta_\psi^{Shear} &= -\frac{\partial |\vec{v}|}{\partial n} \\ \zeta_\psi^{Curvature} &= |\vec{v}| \cdot K_s. \end{aligned} \quad (4.5)$$

Hierbei ist K_s die Krümmung der Stromlinien und n ihre Normale. Die Trog- und Rückenachsen befinden sich dann dort, wo

$$\vec{v}_\psi \cdot \nabla \zeta_\psi^{Curvature} = 0 \quad (4.6)$$

ist. Um nun zwischen Trögen und Rücken unterscheiden zu können, werden die Linien nur dort gezeichnet, wo die Krümmungsvorticity über einem bestimmten Grenzwert liegt (im Falle von Trögen) bzw. unter einem Grenzwert liegt (im Falle von Rücken). Es wird also eine Maske darüber gelegt, die die Regionen verdunkelt, in denen die Krümmungsvorticity unter $0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ liegt. Dadurch werden nur Trogachsen dargestellt. Da es immer noch Stellen gibt, an denen die Krümmung ein lokales Minimum hat, aber trotzdem positiv ist (oder andersherum ein lokales Maximum hat, aber trotzdem negativ ist) wird eine zweite Maske darübergelegt, um die störenden Linien zu entfernen, die durch die Krümmungsvorticitymaske nicht entfernt wurden:

$$\vec{v}_\psi \cdot \nabla (\vec{v}_\psi \cdot \nabla \zeta_\psi^{Curvature}) < K \quad (4.7)$$

Hierbei ist K positiv um Tröge und negativ um Rücken darzustellen. Zusätzlich kommt noch eine dritte Maske hinzu, die Troglinien in den Gebieten entfernt, in denen $u_\psi > 0 \text{ m s}^{-1}$ ist.

Da es schwierig ist, die Stromfunktion auf einem begrenzten Gebiet ohne feste Ränder zu bestimmen, wird in dieser Arbeit nicht der nichtdivergente Wind, dessen Komponenten sich aus der Stromfunktion mittels Gleichung (4.1) berechnen lassen, sondern der gesamte Wind (\vec{v} , mit den Komponenten u und v) verwendet. Dies führt zwar zu einem verrauschteren Bild, aber die berechnete Lage der Trogachsen bleibt gleich (Thorncroft 2005, persönliche Mitteilung).

Mit Hilfe dieser Methode können nun die Trogachsen, welche AEW repräsentieren, visualisiert werden. Dargestellt sind hierbei (Abb. 4.2) zum einen die Krümmungsvorticity in 700 hPa, die

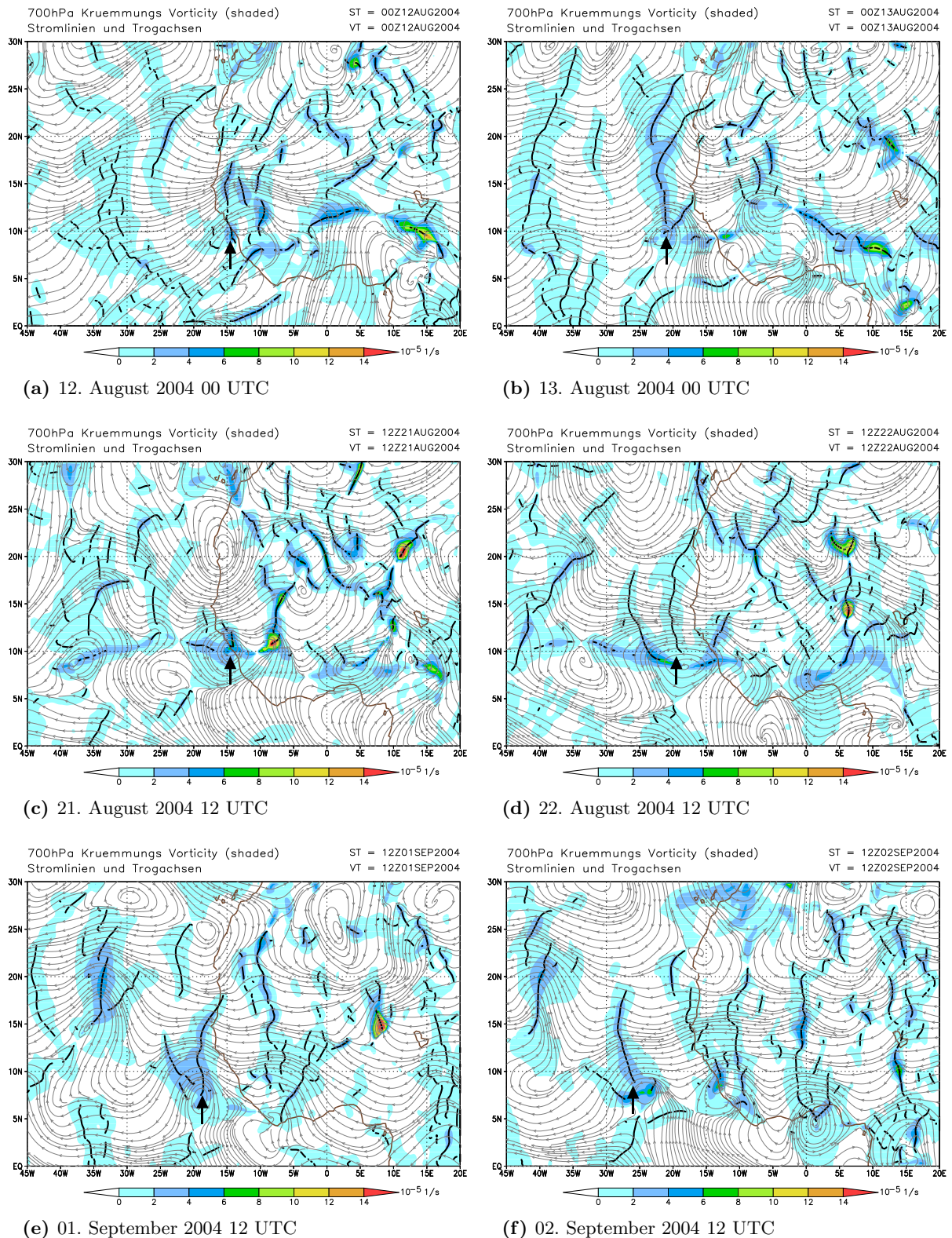


Abbildung 4.2: Dargestellt sind die Trogachsen der AEWs (dicke schwarze Linien) nach der Methodik von Berry und Thorncroft (2005), sowie die Stromlinien (in grau) und die Krümmungsvorticity (farbige Flächen). Betrachtet wird jeweils eine Druckhöhe von 700 hPa. Die AEWs, die sich zu Hurrikans weiterentwickelten (siehe Text), sind zusätzlich mit Pfeilen gekennzeichnet.

Stromlinien, sowie die Trogachsen. Dies wurde für die Wellen der späteren Hurrikane Danielle (a)+(b), Frances (c)+(d) und Ivan (e)+(f) zu jeweils zwei Zeitpunkten gemacht und zwar zu dem Termin, an dem die jeweilige Welle die Westküste Afrikas verlässt bzw. bereits verlassen hat, sowie 24 Stunden später. Alle drei Hurrikane haben sich am südlichen Ende des Trog der AEW entwickelt. Die Aktivität der AEWs ist in den Abbildungen 4.2(e)+(f) besonders klar zu erkennen. Am 01. September sind drei Wellen zu sehen, nämlich eine über dem Atlantik bei ca. 20°W und zwei über dem Kontinent bei ungefähr 5°W bzw. 17°E. Einen Tag später sind vier Wellen zu beobachten: bei 26°W, 15°W, 1°W und 15°E.

Leider treten bei der Berechnung mit dem gesamten Wind sehr viele störende Effekte auf, die sich trotz der Verwendung der Masken nicht eliminieren lassen. Trotzdem werden die Trogachsen zufriedenstellend bestimmt, nämlich immer dort, wo die Stromlinien etwas weiter nach Norden versetzt sind. Zusätzlich gibt die Krümmungsvorticity eine Hinweis auf die Lage der Achsen. Vielleicht würde eine Glättung des Windes, sowie die Verwendung des nichtdivergenten Windes dazu beitragen, nur die wirklich starken Trogachsen sichtbar zu machen.

4.3 Hurrikane im Jahr 2004

Exemplarisch werden die drei Hurrikane Danielle, Frances und Ivan, näher vorgestellt und später mit numerischen Vorhersagen des Lokal-Modells verglichen. Sie wurden deshalb ausgewählt, da sie sich innerhalb eines relativ kurzen Zeitraums jeweils aus einer AEW entwickelt haben. Dies ereignete sich sehr nah an der Westküste Afrikas und lag somit in dem ausgewählten Untersuchungsgebiet. Außerdem eignen sie sich zum Vergleich besonders gut, da alle drei auf unterschiedliche Art und Weise mit der Saharan Air Layer in Wechselwirkung traten. Dies wird in den Abbildungen 2.9 verdeutlicht. Allerdings ist es schwierig Aussagen darüber machen zu können, inwieweit die SAL einen Einfluss auf die Entwicklung der Wirbelstürme hat, da jeder Hurrikan aus einer einzigartigen Wettersituation heraus entsteht. Somit wird später nur kurz am Beispiel Ivans darauf eingegangen werden, wie sich die SAL aus Norden kommend an den Sturm annähert bzw. ihn einhüllt. Die nachfolgenden Angaben zur zeitlichen Entwicklung der einzelnen Hurrikane wurden der Webseite „<http://www.nhc.noaa.gov/2004atlan.shtml>“ entnommen.

4.3.1 Hurrikan Ivan

Detaillierte Beschreibung der Zugbahn

Hurrikan Ivan war der neunte tropische Wirbelsturm der Hurrikansaison 2004 im Atlantik. Er war ein typischer Kap Verde Hurrikan, der dreimal Kategorie 5 der Saffir-Simpson Skala erreichte und dessen Lebenszyklus vom 02. - 26. September anhielt. Er war zudem der stärkste Hurrikan, der sich so weit südöstlich der Kleinen Antillen entwickelt hatte. Ivan verursachte beträchtlichen Schaden und sorgte für zahlreiche Totesopfer (92) als er die Karibik überquerte. Der geschätzte Versicherungsschaden betrug alleine in den Vereinigten Staaten insgesamt 7 Mrd. und in der Karibik

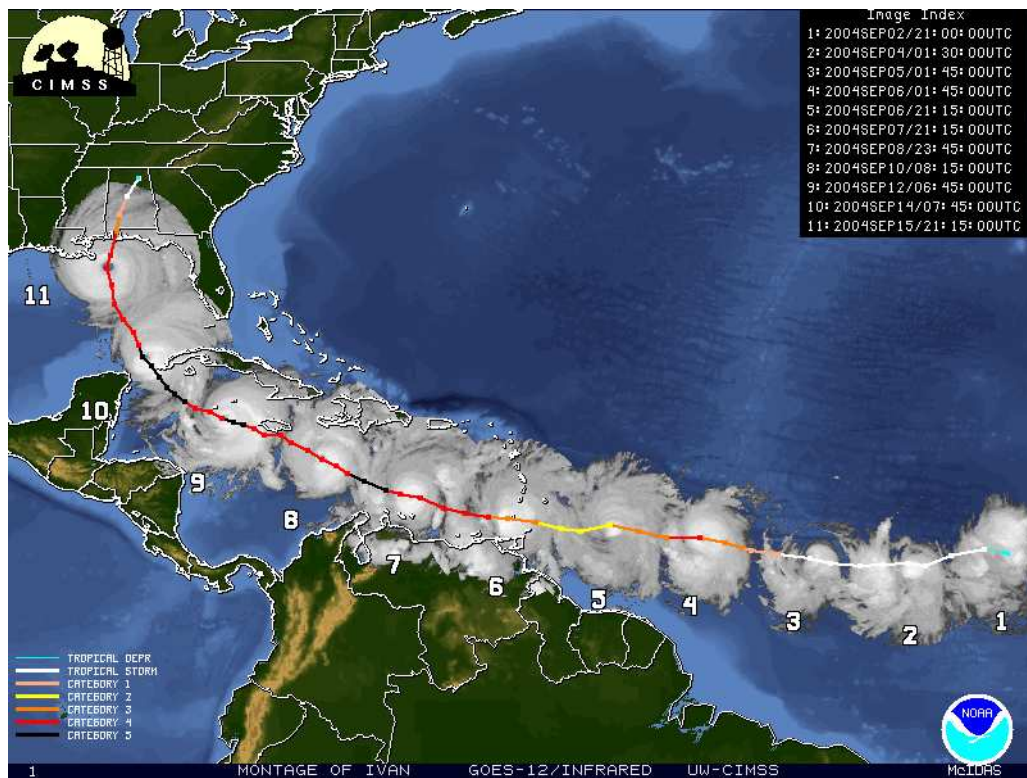


Abbildung 4.3: Zugbahn von Hurrikan Ivan im Jahre 2004. Montage aus Infrarot-Satellitenbildern zu verschiedenen Zeitpunkten (siehe rechte obere Ecke).

Quelle: <http://cimss.ssec.wisc.edu/tropic.html>.

weitere 3 Mrd. US-Dollar.

Ivan entwickelte sich aus einer großen tropischen Welle, die am 31. August die afrikanische Küste verlassen hatte. Begünstigt durch die divergente Strömung in der oberen Troposphäre und eine geringe Scherung in der Umgebung konnte sich am 01. September anhaltende hochreichende Konvektion ausbilden und daraus am 02. September eine tropische Depression entwickeln. Am 03. September wurde er zum tropischen Sturm. Ivan bewegte sich hauptsächlich in Richtung Westen, südlich von 10°N , verstärkte sich fortwährend und erreichte am 05. September Hurrikanstatus. Anschließend intensivierte er sich sehr schnell mit einer Rate von mehr als 15 m s^{-1} in 24 h und einem Druckfall von 39 hPa in dieser Zeit. Am 06. September erreichte er sein erstes Intensitätsmaximum mit 59 m s^{-1} (115 kt). Damit war Ivan der stärkste Hurrikan, der sich so weit südlich gebildet hat. Danach folgte eine Phase der Abschwächung. Anhand von Satellitendaten lässt sich vermuten, dass diese Abschwächung aufgrund trockener Luft der mittleren Troposphäre verursacht wurde, welche im Zentrum eingehüllt war und die Konvektion in der Augenwand hemmte.

Daraufhin folgte erneut eine Phase der Intensivierung bis zur Stärke der Kategorie 3. Er streifte

die Winward Inseln und passierte nur knapp Südwest-Grenada. Auf seinem Weg in die Karibik erreichte er Kategorie 4 mit Winden von 60 m s^{-1} (117 kt) und am 09. September zum ersten Mal Kategorie 5 mit einer mittleren anhaltenden Windgeschwindigkeit von 72 m s^{-1} (140 kt). Danach schwankte Ivan zwischen Kategorie 4 und 5, was typisch für einen sehr starken Hurrikan ist.

Der Sturm bewegte sich daraufhin in Richtung Westnordwest auf Jamaika zu, das spät am 10. September erreicht wurde. Das Auge wurde jedoch vorher in westliche Richtung abgelenkt. Obwohl sich nördlich von Ivan ein großer außertropischer Rücken befand, wurde seine Zuggeschwindigkeit um 5 m s^{-1} am 11. September geringer. Während seinem Ziehen in nordwestliche Richtung erreichte er zwei weitere Male Kategorie 5.

Am 13. September erreichte Ivan über den Yucatankanal in den Golf von Mexiko, ohne dabei an Kraft zu verlieren. Während diesem Durchzug zwischen der Yucatan-Halbinsel und West-Kuba war das Auge und die stärksten Winde ständig über Wasser und nur der westlichsten Rand von Kuba wurden von Sturmböen der Hurrikanstärke heimgesucht. Am 16. September um 07 UTC traf Ivan als Hurrikan der Stufe 3 an der Golfküste von Alabama auf Land. Auf dem Festland wurde Ivan in nordnordöstliche Richtung abgelenkt und schwächte sich in den nächsten 12 Stunden zu einem tropischen Sturm und danach am 17. September weiter zu einer tropischen Depression ab. Am 18. September vereinte diese sich mit einem Frontsystem und wurde zu einem außertropischen Tief, welches heftige Regenfälle und Tornados im Südwesten der USA verursachte.

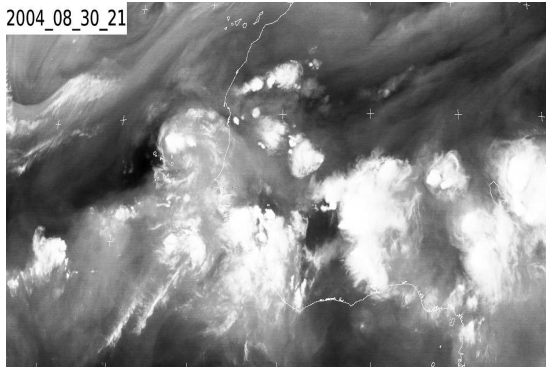
Eine interessante Entwicklung ereignete sich am 20. September als ein kleines Tief am Boden, welches durch südliche Ausläufer von Ivan verursacht wurde, über Florida in westliche Richtung hinwegzog. Während seiner westlichen Bewegung über den Golf von Mexiko entwickelte das System erneut tropische Eigenschaften und traf am Abend des 23. Septembers bei Cameron in Louisiana als schwacher tropischer Sturm auf Land. Daraufhin zog er in Richtung Südost-Texas und schwächte sich dabei schnell ab.

Entwicklung von Ivan aus einer AEW

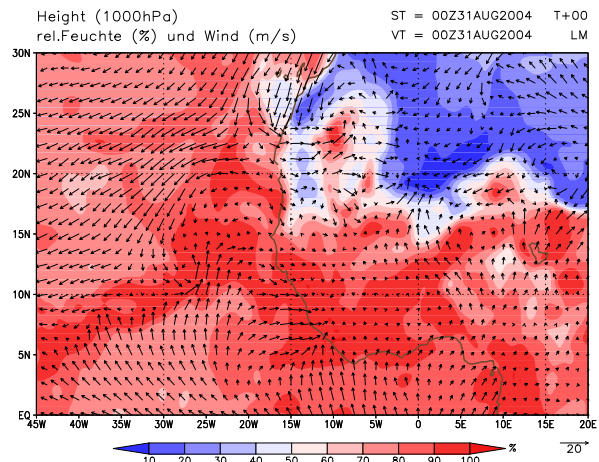
In diesem Abschnitt wird nun genauer darauf eingegangen, wie sich aus einer tropischen Welle, die über Nordafrika entsteht, ein tropischer Wirbelsturm entwickelt. Dafür wird zuerst eine Reihe von Größen (z.B. relative Vorticity und Feuchte) im zu betrachtenden Gebiet für verschiedene Zeitpunkte im Anfangsstadium des späteren Hurrikans Ivan dargestellt. Die GME-Analysedaten werden hierbei mit Satellitenbildern des Wasserdampfkanals verglichen. In den gezeigten Abbildungen ist eine großräumige trockene Luftschicht zu beobachten: die SAL. Im danach folgenden Abschnitt wird näher darauf eingegangen, wie gut das Lokal-Modell die zeitliche Entwicklung solch eines großskaligen Wetterphänomens beschreibt. Dabei wird auch diskutiert, inwiefern die SAL diese Entwicklung beeinflusst.

Um einen umfangreichen Einblick in den Vorgang der Zyklogenese von Ivan zu erhalten, werden für den Zeitraum vom 31. August bis zum 04. September zu ausgewählten Zeitpunkten mehrere Größen über Nordafrika und dem Ostatlantik dargestellt. Diese, aus GME-Analysedaten gewonnenen Größen, werden mit Satellitenbildern des Wasserdampfkanals verglichen (jeweils (a) in den

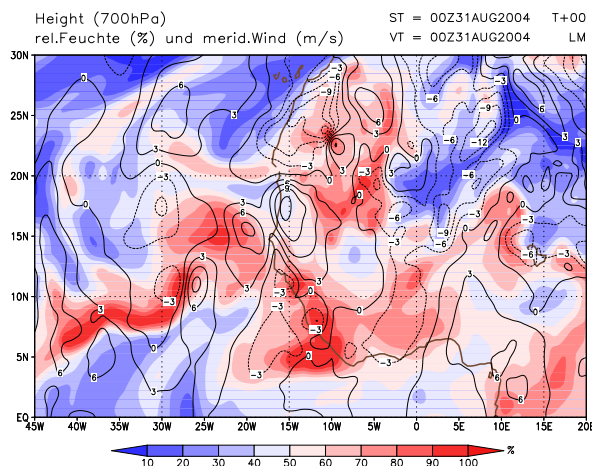
2004_08_30_21



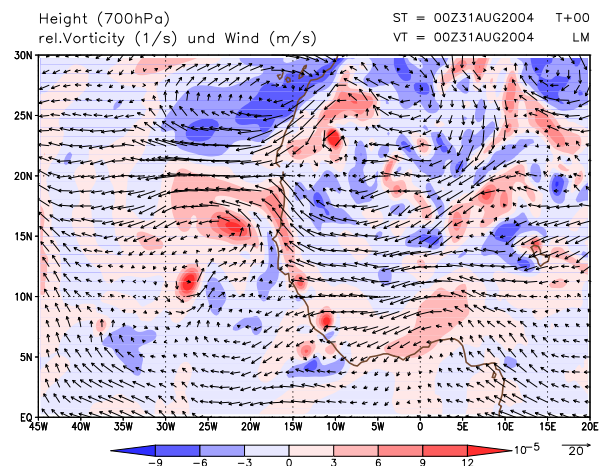
(a) Satellitenbild des Wasserdampfkanals



(b) Wind und relative Feuchte am Boden



(c) Relative Feuchte und meridionaler Wind



(d) Relative Vorticity und Wind

Abbildung 4.4: Für die dargestellten Größen wurden Analysedaten des 31. Augustes 2004 um 00 UTC verwendet. Leider standen die Satellitenbilder nicht für den exakten Untersuchungszeitpunkt zur Verfügung.

Abbildungen 4.4 bis 4.10). Die Observablen sind in zwei Gruppen eingeteilt. Zum einen werden Messgrößen in Bodennähe betrachtet, dazu gehören das Windfeld und die relative Feuchte (b). Zum anderen werden in einer Höhe von 700 hPa (\sim Höhe des Windmaximums des AEJs) die relative Feuchte zusammen mit dem meridionalen Wind (c) sowie die relative Vorticity mit dem Windfeld (d) dargestellt.

Wie zu erwarten sind für die Wolkenkomplexe, die in den Satellitenbildern sichtbar sind, entsprechend hohe Werte in den Auftragungen der relativen Feuchte und relativen Vorticity zu sehen. Die Keimzelle für Ivan ist als ein Gebiet organisierter Konvektion zusammen mit hohen Werten relativer Vorticity am 31. August um 00 UTC (siehe Abb. 4.4(d)) zu sehen, welches kurz vor dem

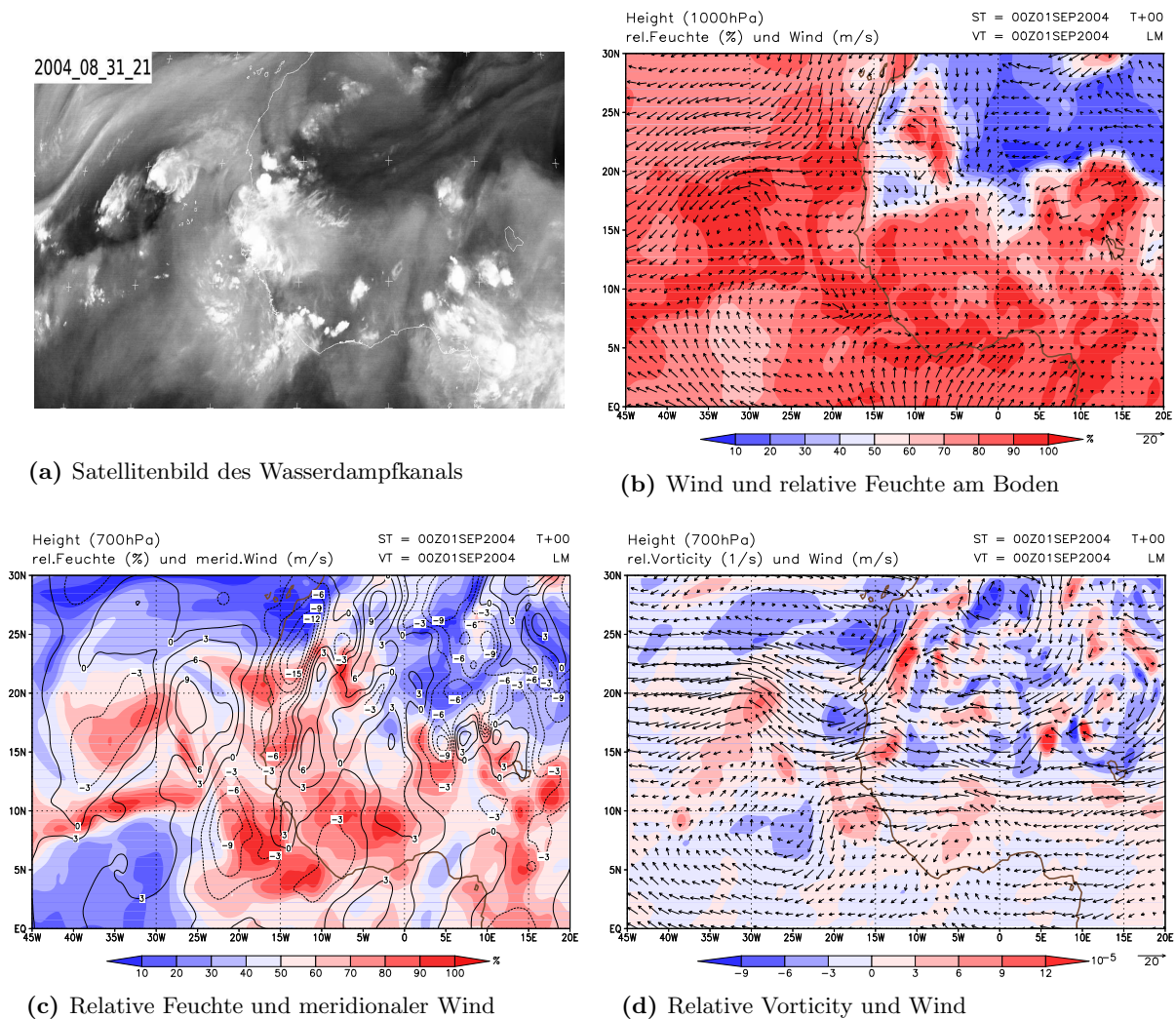
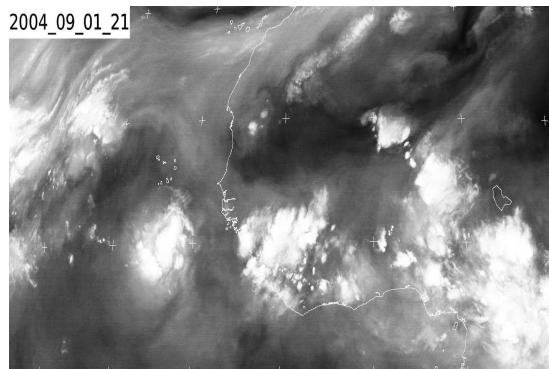
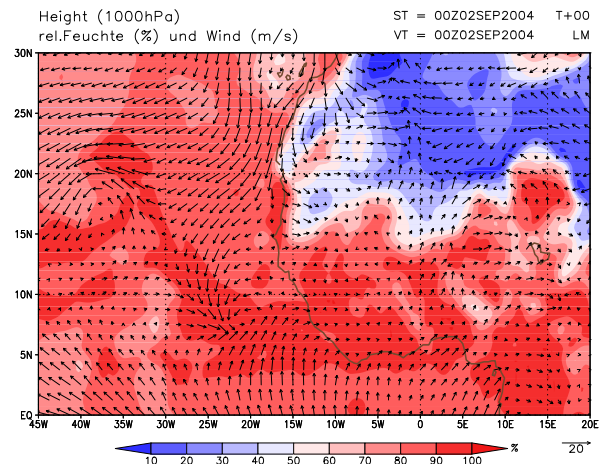


Abbildung 4.5: Für die dargestellten Größen wurden Analysedaten des 01. Septembers 2004 um 00 UTC verwendet.

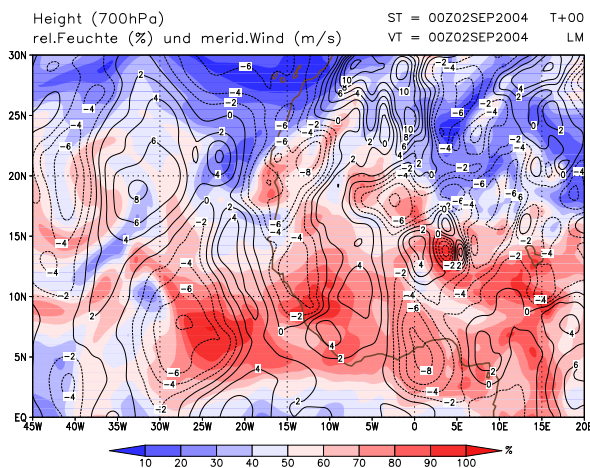
Verlassen des Afrikanischen Kontinentes sich bei 11°W und 8°N befindet. Hier spielt vermutlich der Land-Meer Kontrast eine entscheidende Rolle, was die ausgeprägte Konvektion für Ivan im Satellitenbild angeht (Abb. 4.4(a)). Zu diesem Zeitpunkt ist weder im Windfeld des Bodens noch in 700 hPa eine zyklonale Strömung erkennbar (Abb. 4.4(b) und Abb. 4.4(d)). Eine deutlich ausgeprägtere Zirkulation in 700 hPa ist bei 27°W und 12°N zu sehen. Diese verschwindet allerdings bald darauf wieder. Die Hauptaktivität von AEWs findet weiter im Norden, bei ungefähr 15°N , statt. 24 Stunden später, am 01. September, hat Ivan die Küste verlassen und sich verstärkt. Im Windfeld am Boden hat sich eine Konvergenzlinie ausgebildet und auch in der relativen Feuchte liegen die Werte zwischen 80 und 90%. Allerdings findet die Hauptkonvektion über dem Land etwas weiter nordöstlich statt. In Abbildung 4.5(d) ist ein typisches Phänomen, welches in Verbindung



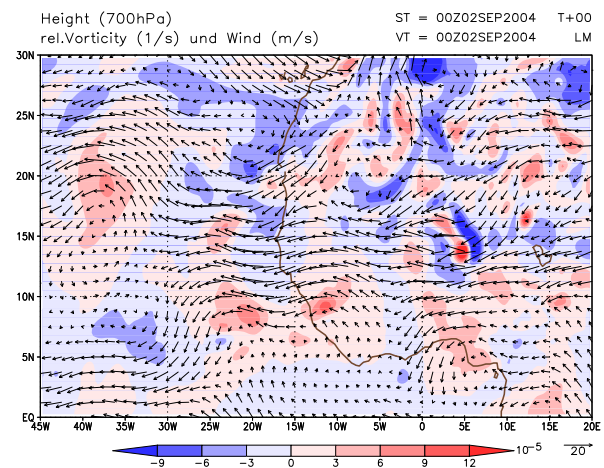
(a) Satellitenbild des Wasserdampfkanals



(b) Wind und relative Feuchte am Boden



(c) Relative Feuchte und meridionaler Wind



(d) Relative Vorticity und Wind

Abbildung 4.6: Für die dargestellten Größen wurden Analysedaten des 02. Septembers 2004 um 00 UTC verwendet.

mit AEWs auftritt, zu beobachten. Nördlich der AEW, welche sich zwischen 5 und 10°N befindet, ist eine weitere, um 180° phasenverschobene Welle, zwischen 15 und 20°N zu finden. Da Tröge mit Werten positiver relativer Vorticity und Rücken mit negativer relativer Vorticity verbunden sind, bildet sich ein markantes Viereckmuster aus. Am 02. September befindet sich das Maximum von Ivan weiter im Westen bei etwa 21°W und 8°N. Auch im Satellitenbild (Abb. 4.6(a)) ist die Struktur des konvektiven Komplexes, bestehend aus zwei konvektiven Zellen, nun klarer lokalisiert. Das Windfeld in 700 hPa ist geprägt von starkem Nordwind vorderseitig des Troges, aber auch von einem langgestreckten Gebiet mit hohen Windgeschwindigkeiten aus südlicher Richtung, welches von Ivan bis ~ 16°N reicht.

Zwölf Stunden später ist eine klare zyklonale Strömung bei ca. 20°W im Windfeld am Boden zu

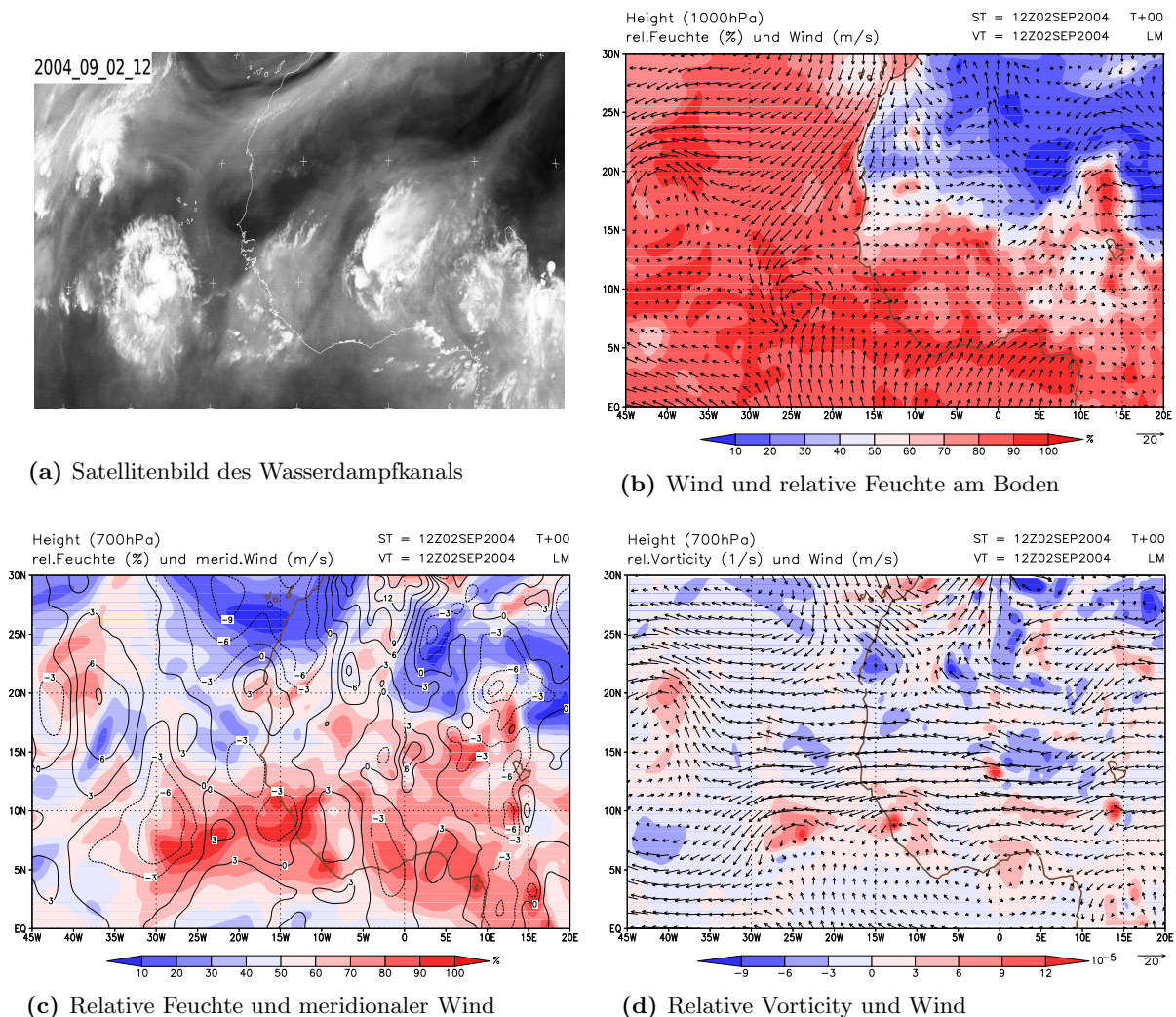
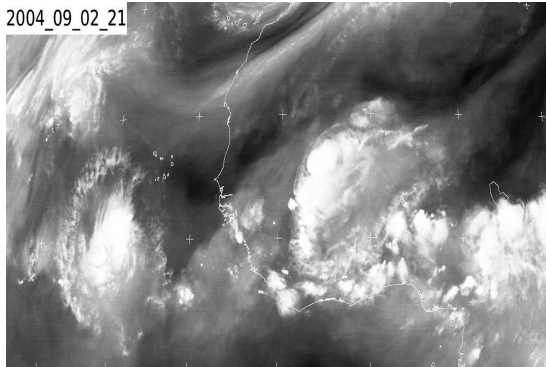


Abbildung 4.7: Für die dargestellten Größen wurden Analysedaten des 02. Septembers 2004 um 12 UTC verwendet.

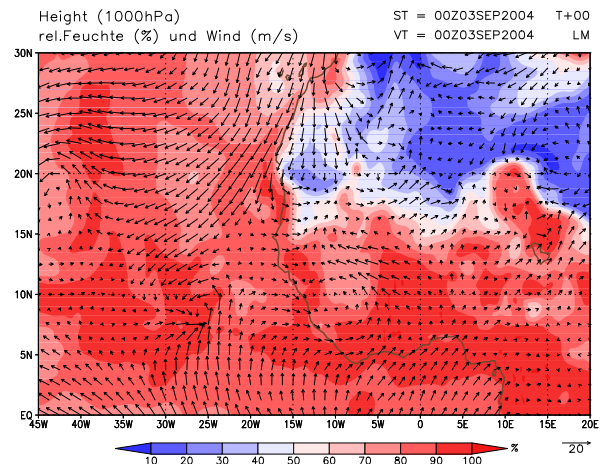
erkennen (siehe Abb. 4.7(b)). Zu diesem Zeitpunkt wird das System das erste Mal als tropische Depression eingestuft (vergleiche Abb. 4.3). In Abbildung 4.7(a) ist Ivan als ein konvektiv sehr aktives System mit drei einzelnen ausgeprägten MCSs zu erkennen. Es macht den Anschein, als würde sich eine Böenfront vom gesamten System in Richtung Westen ablösen. In 700 hPa wird das Windfeld durch die starke östliche Strömung, nördlich von Ivan, dominiert. Am Boden wirkt die Monsunströmung aus Süden auf das System ein. Sowohl am Boden als auch in 700 hPa ist ein Überschuss bei Ivan vorhanden. Im Vergleich zum Satellitenbild scheint in der Analyse am Boden die zyklonale Strömung sich weiter südöstlich der Gebiete stärkster Konvektion zu befinden.

Am 03. September 00 UTC ist die Zirkulation im unteren Niveau weniger symmetrisch ausgeprägt als noch zwölf Stunden zuvor und es hat sich südwestlich des Zentrums eine Konvergenzzone

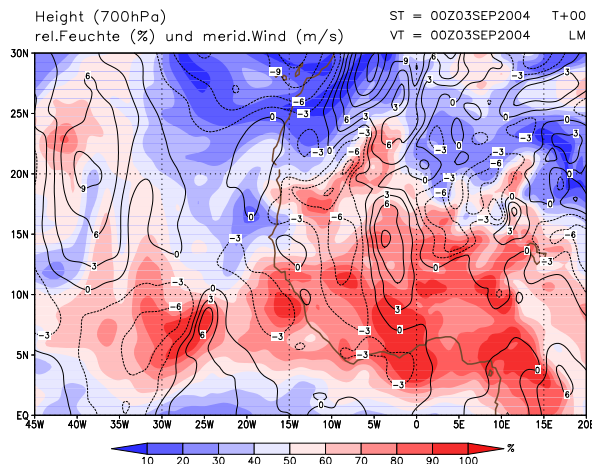
2004_09_02_21



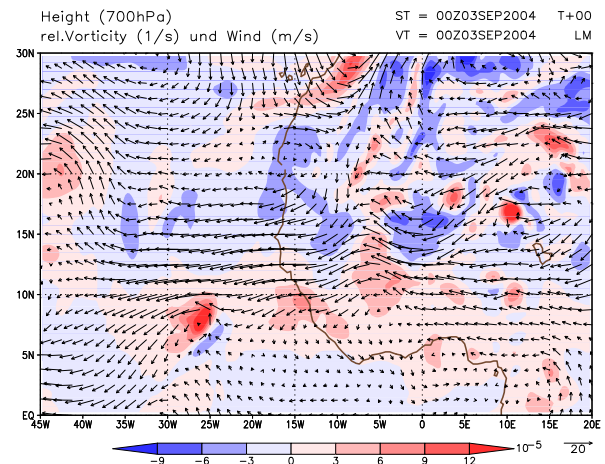
(a) Satellitenbild des Wasserdampfkanals



(b) Wind und relative Feuchte am Boden



(c) Relative Feuchte und meridionaler Wind



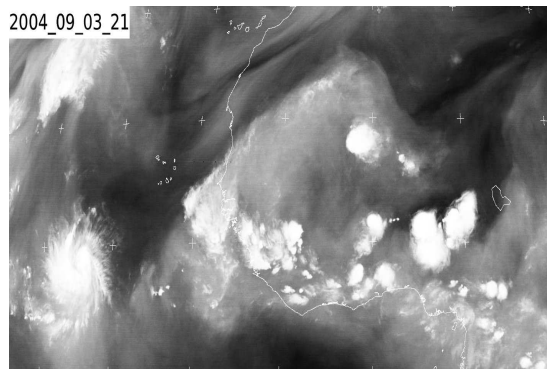
(d) Relative Vorticity und Wind

Abbildung 4.8: Für die dargestellten Größen wurden Analysedaten des 03. Septembers 2004 um 00 UTC verwendet.

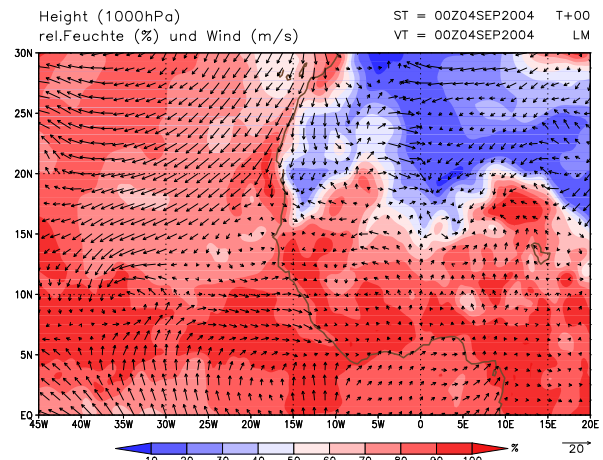
ausgebildet. Allerdings kann man in 700 hPa eine deutliche zyklonale Rotation erkennen (Abb. 4.8(d)). Auch hier befindet sich die mit Ivan in Verbindung gebrachte Konvektion etwas weiter nordwestlich als das Sturmzentrum (vergleiche Abb. 4.8(a) und Abb. 4.8(b)).

Einen Tag später ist die Zirkulation am Boden (Abb.4.9(b)) wieder deutlich ausgeprägter und die Position des Systems stimmt gut mit der der starken, nun organisierten, Konvektion überein. Das Windfeld in 700 hPa ist geprägt von einer Strömung Richtung Westen und die Rotation scheint sich vermindert zu haben.

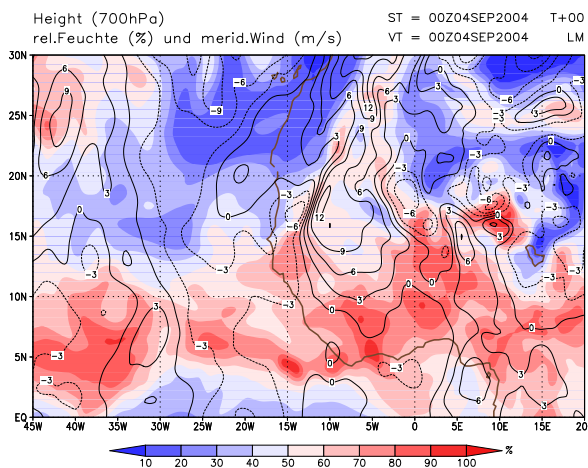
Weitere zwölf Stunden später, am 04. September um 12 UTC (Abb. 4.10) ist in beiden betrachteten Höhengniveaus eine Intensivierung der Zirkulation zu erkennen. Allerdings scheint das Zentrum am Boden etwas weiter nördlich zu liegen, als das Satellitenbild im Wasserdampfkanal zeigt. Grund



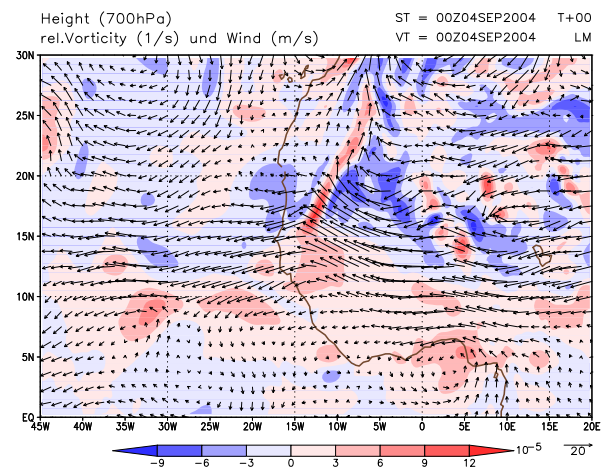
(a) Satellitenbild des Wasserdampfkanals



(b) Wind und relative Feuchte am Boden



(c) Relative Feuchte und meridionaler Wind

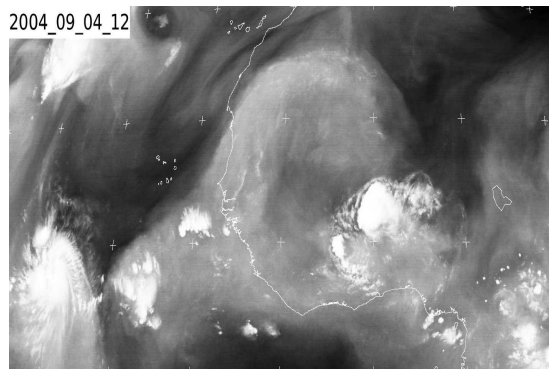


(d) Relative Vorticity und Wind

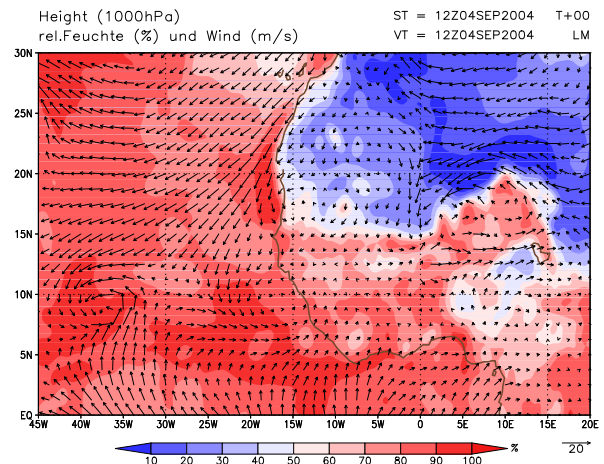
Abbildung 4.9: Für die dargestellten Größen wurden Analysedaten des 04. Septembers 2004 um 00 UTC verwendet.

dafür könnte die starke Monsunströmung aus Süden sein. Diese Ausbildung der Zirkulation in allen Höhenniveaus ist vielversprechend für eine weitere Intensivierung des Wirbelsturms.

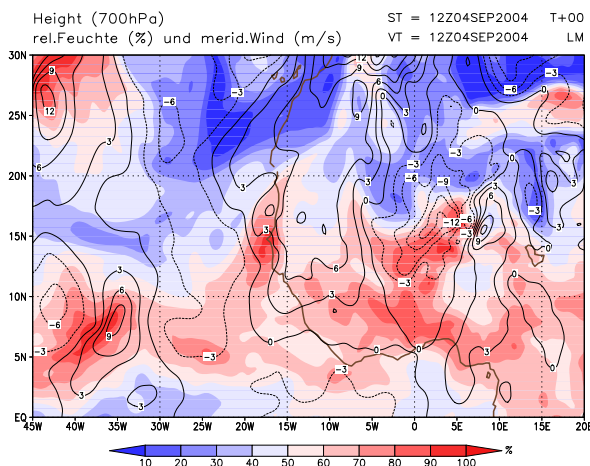
Mit Hilfe der hier dargestellten Zustandsgrößen soll nun näher untersucht werden, inwieweit die SAL nahe genug in den Einflussbereich Ivans gelangt, um diesen zu beeinflussen. Ein erstes Indiz für einen Ausbruch der SAL ist ein Gebiet negativer relativer Vorticity vor der Westküste Afrikas (z.B. in Abb. 4.4(d) zwischen 15°N und 30°W sowie 20°N und 30°N). Nach solch einem Ausbruch ist die trockene Luftmasse am einfachsten in den Auftragungen der relativen Feuchte in 700 hPa zu beobachten, da sie sich typischerweise zwischen 850 und 500 hPa befindet. Ab dem 03. September ist zu erkennen, wie Ausläufer der SAL in südliche Breiten vorstoßen und dabei in das Einflussgebiet von Ivan vordringen. Die Strömung nach Süden ist im meridionalen Wind in 700 hPa zu sehen. Am



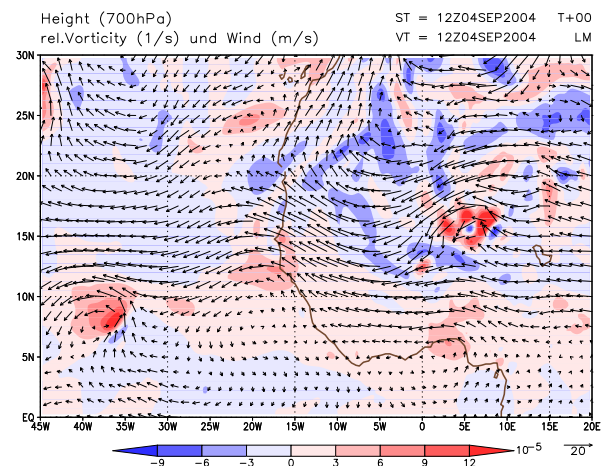
(a) Satellitenbild des Wasserdampfkanals



(b) Wind und relative Feuchte am Boden



(c) Relative Feuchte und meridionaler Wind



(d) Relative Vorticity und Wind

Abbildung 4.10: Für die dargestellten Größen wurden Analysedaten des 04. Septembers 2004 um 12 UTC verwendet.

04. September 12 UTC ist zum einen die Luftmasse nicht mehr ganz so trocken, zum anderen ist der Meridionalwind nicht mehr so stark nach Süden gerichtet, was zu einer möglichen Verminderung des Einflusses auf Ivan führen kann. Interessanterweise ist zu beobachten, dass im Kontaktgebiet von SAL und Ivan, nordöstlich von ihm, keine Konvektion vorhanden ist (siehe Abb. 4.10(a)).

Auffällig ist ein Phänomen, welches in der Nähe des gut ausgeprägten zirkulierenden Systems am 03. September 00 UTC und 04. September 12 UTC zu sehen ist (Abb. 4.11(a) und Abb. 4.11(b)). Dort beobachtet man südöstlich des Zentrums von Ivan (03. September 00 UTC: 25°W/8°N; 04. September 12 UTC: 36°W/8°N) hohe Werte der Abgabe latenter Wärme des Bodens. Gleichzeitig weist dort das Windfeld am Boden sehr hohe Werte auf, wo die Monsunströmung und Ivans Zirkulation zusammentreffen. Dadurch wird eine Konfluenzzone hervorgerufen. Im Vergleich der

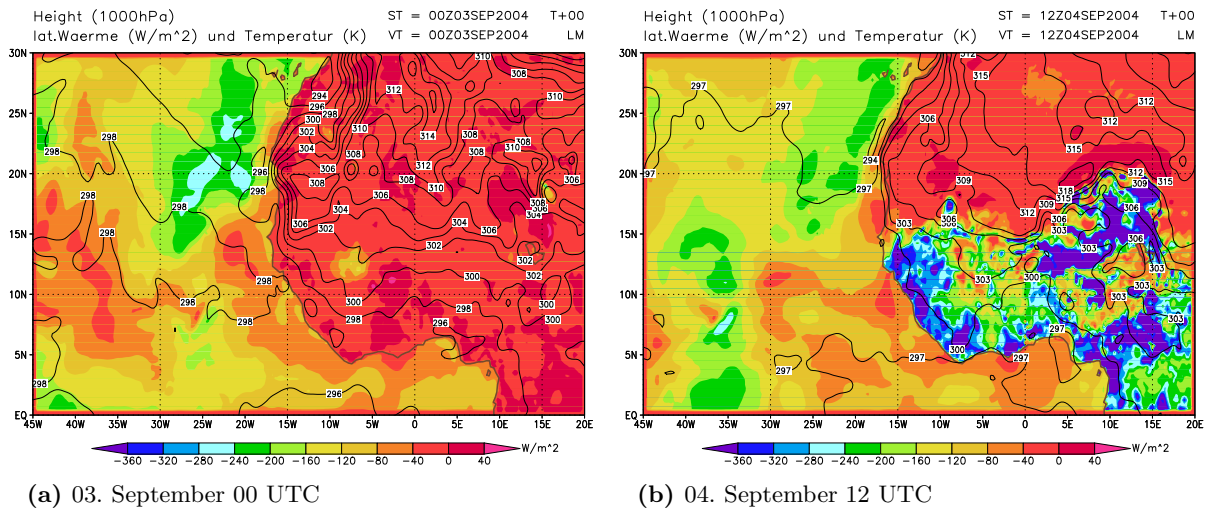


Abbildung 4.11: Dargestellt ist die latente Wärme (in W m^{-2}) und die Temperatur (in K) in Bodennähe. Dafür wurden Analysedaten des 03. Septembers um 00 UTC und des 04. Septembers um 12 UTC verwendet.

beiden aufeinanderfolgenden Zeitpunkte sieht man, dass eine Verstärkung der Windgeschwindigkeiten mit einer Erhöhung der latenten Wärmeabgabe verbunden ist. Um diesen Zusammenhang besser zu verstehen, sollte man sich klarmachen, welche Zustandsgrößen und andere Eigenschaften die Abgabe latenter Wärme bestimmen. Von entscheidender Bedeutung ist die Art und Beschaffenheit der Oberfläche. So kann zum Beispiel über der Wüste Sahara kaum latente Wärme an die Atmosphäre abgegeben werden. Im Gegensatz dazu ist dies über dem Atlantischen Ozean sehr wohl möglich. Ein weiterer wichtiger Einfluss stellt der Feuchtegehalt der unteren Luftschicht dar. Als Beispiel kann man den Regenwald bei Nacht anbringen, in dem zum einen die Luft gesättigt ist und zum anderen keine Durchmischung mit höheren Luftschichten stattfindet (Konvektion). Damit verbunden ist auch eine Abhängigkeit von der Temperatur der unteren Luftschicht, da sie direkt mit der relativen Feuchte verknüpft ist. Der letzte wichtige Einfluss der latenten Wärmeabgabe ist der Wind und zwar sowohl der vertikale, als auch der horizontale. Als Beispiel für den vertikalen Wind sei auf die starke Konvektion über dem Regenwald am Tag verwiesen. Diese befördert kontinuierlich Feuchte von der Oberfläche in die darüber liegenden Luftschichten (siehe Abb. 4.11 im Tag- und Nacht-Wechsel). Über dem Ozean dagegen herrschen vor allem horizontale Winde, die je stärker sie sind umso mehr Feuchte abtransportieren können. Voraussetzung dafür ist aber, dass die über die Meeresoberfläche hinwegziehenden Luftmassen nicht gesättigt sind. Für die tatsächliche Abgabe latenter Wärme ist der komplexe Zusammenhang dieser Größen zu berücksichtigen.

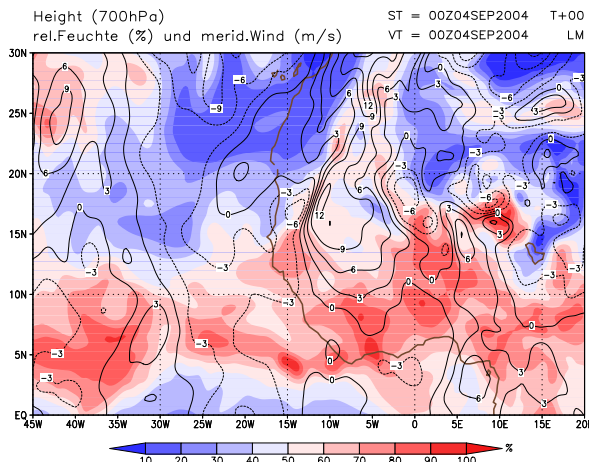
Einfluss der Saharan Air Layer auf Ivan

Wie schon in Abschnitt 2.4 beschrieben, ist die SAL eine sehr trockene und mit Mineralstaub angereicherte Luftmasse, die sich über der Sahara, hauptsächlich in den Sommermonaten, ausbildet. Welchen Einfluss die SAL auf die Bildung und Entwicklung von tropischen Wirbelstürmen hat, ob eher hemmend oder verstärkend, ist noch weitgehend unklar. Trotzdem kann man drei Faktoren herausgreifen, die die Entwicklung hauptsächlich beeinflussen. Dies sind die vertikale Windscherung, die trockene Luft sowie der Mineralstaub. Im folgenden Abschnitt soll nun darauf eingegangen werden, inwieweit die zeitliche Entwicklung der SAL im Rahmen des Lokal-Modells simuliert werden kann.

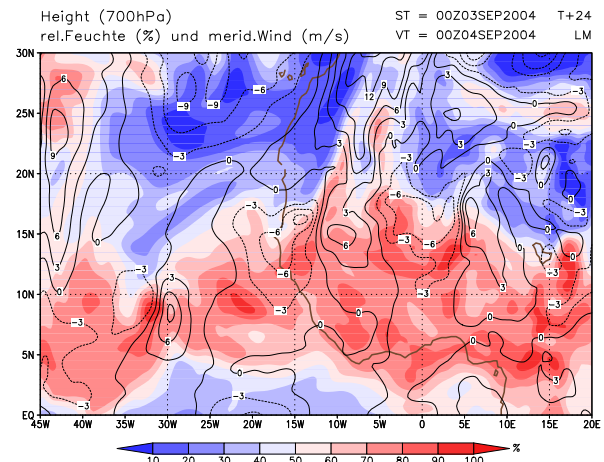
Um die Vorhersagbarkeit der SAL zu untersuchen, werden die 24-, 48- und 72-Stunden-Vorhersagen mit einem Initialisierungszeitpunkt am 03. September um 00 UTC mit den dazugehörigen Analysen verglichen. In den einzelnen Abbildungen ist sowohl die relative Feuchte als auch der Meridionalwind aufgetragen. In der Analyse des 04. Septembers (Abb. 4.12(a)) befindet sich Ivan bei ungefähr 35°W und 8°N . Zu diesem Termin ist er nur sehr schwach wiedergegeben, ganz im Gegensatz zur 24-Stunden-Vorhersage im Bild daneben. Hier kann man Ivan gut am starken Südwind östlich des Zentrums und am Nordwind westlich davon erkennen. Einen wesentlich geringeren Unterschied stellt die Simulation der trockenen SAL dar. Sie ist in beiden Abbildungen sowohl in ihrer Flächenausdehnung als auch in ihrer Intensität gut wiedergegeben. Die Windgeschwindigkeiten in der SAL sind negativ, was bedeutet, dass diese Luftmasse nach Süden in Richtung Ivan advehiert wird.

Vierundzwanzig Stunden später ist Ivan in der Analyse wieder klar zu erkennen, allerdings befindet er sich etwa 5° weiter westlich als in der zugehörigen 48-Stunden-Vorhersage (Abb. 4.12(c) und Abb. 4.12(d)). Hier ist zu beobachten, dass nordwestlich von Ivan in der Simulation ein starker Südwind vorherrscht, im Gegensatz zur Analyse, in der dort ein Nordwind vorhanden ist. Dies hat die folgende Konsequenz: während in der Simulation die SAL sich nach Westen ausgebreitet hat und nur am nordwestlichen Rand Ivans mit diesem Kontakt hat, ist in der Analyse zu sehen, wie sich ein Band trockener Luft um den gesamten nördlichen Rand des Sturms legt. Dieses Verhalten ist noch deutlicher am Tag darauf zu beobachten. In der Simulation besteht weiterhin nur Kontakt von SAL und Ivan am nordwestlichen Rand, während in der Analyse der Sturm auch fast auf der gesamten Ostseite von trockener Luft umschlossen ist (vergleiche mit Abbildung 2.9). Dieser unterschiedlich starke Kontakt mit der SAL könnte eine mögliche Ursache für die verschiedenen Zuggeschwindigkeiten Ivans in Analyse und Simulation sein (siehe Abb. 4.12 und Abb. 5.7). Allgemein lässt sich sagen, dass in der Vorhersage die SAL ihre Form eher beibehält, während sie in der Realität wesentlich dynamischer ist. Eine weitere offene Frage ist, ob die Anwesenheit eines Wirbelsturms oder die vorhandene Grundströmung für dieses unterschiedliche Verhalten verantwortlich ist.

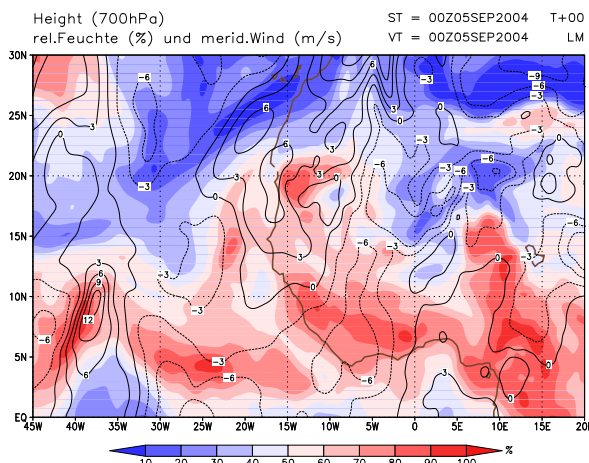
Da die Entwicklung der SAL in der Simulation nur bedingt wiedergegeben wird, ist es schwer eine Aussage zu machen, ob und wie die Wechselwirkung mit einem tropischen Wirbelsturm statt-



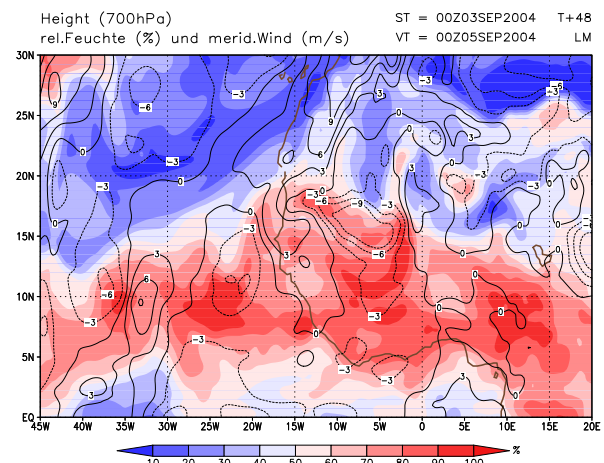
(a) Analyse am 04. September 00 UTC



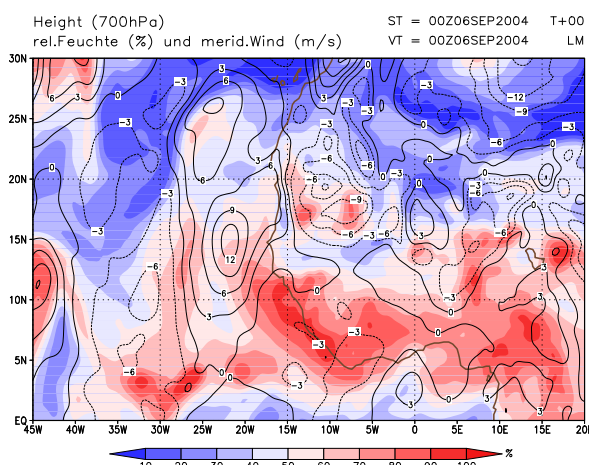
(b) 24 h Vorhersage für 04. September 00 UTC



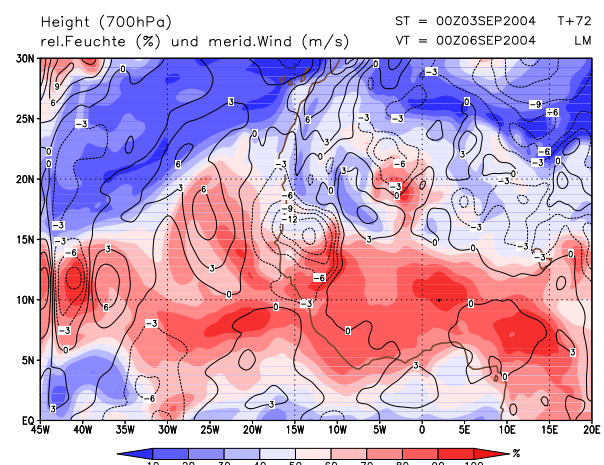
(c) Analyse am 05. September 00 UTC



(d) 48 h Vorhersage für 05. September 00 UTC



(e) Analyse am 06. September 00 UTC



(f) 72 h Vorhersage für 06. September 00 UTC

Abbildung 4.12: Vergleich von Simulation (rechts, beginnend am 03. September) und Analyse (links) der Ausbreitung der SAL in Richtung Ivan zu drei verschiedenen Zeitpunkten (Ein-, Zwei- und Drei-Tage-Vorhersage). Aufgetragen sind Karten der relativen Feuchte und des meridionalen Windes in 700 hPa.

findet. Wie bereits in Abschnitt 2.4 erläutert wurde, ist sowohl eine verstärkende Wirkung im Anfangsstadium des Sturms, als auch eine hemmende im späteren Verlauf denkbar.

In den Abbildungen 4.12(e) und 4.12(f) ist sichtbar, dass die eingespeisten Randwerte zu einem technischen Problem werden können. Bei 45°W ist nämlich in der Simulation ein starker Südwind zu erkennen, der zu dem östlichen Teil von Ivan aus der Analyse gehört. Dadurch wird klar, dass Vorhersagen im Randbereich des Simulationsgebietes stark fehlerbehaftet sind.

4.3.2 Hurrikan Frances

Detaillierte Beschreibung der Zugbahn

Hurrikan Frances war der sechste tropische Wirbelsturm, der vierte Hurrikan und der dritte starke Hurrikan der Hurrikansaison 2004 im Atlantik. Im Zeitraum vom 25. August bis 8. September betrug seine maximale Windgeschwindigkeit 64 m s^{-1} (125 kt), was einer Stärke der Kategorie 4 auf der Saffir-Simpson Hurricane Skala (SSHS) entspricht.

Frances entwickelte sich aus einer kräftigen AEW, die am 21. August die Küste Afrikas in Richtung Westen verlassen hatte. Die Konvektion der Welle wurde immer organisierter und spät am 24. August entwickelte sie sich 1400 km westsüdwestlich der Kapverdischen Inseln zur tropischen Depression. Am nächsten Tag bewegte sich die Depression, an der Südseite eines Bermuda-Azoren Hochs entlang, weiter in Richtung Westen, verstärkte sich zu einem tropischen Sturm und bekam den Namen Frances. Dieser drehte nach Westnordwest und wurde am 26. August zum Hurrikan Frances aufgewertet. Er intensivierte sich sehr schnell, erreichte am 27. Kategorie 3 und am 28. Kategorie 4 mit 59 m s^{-1} (115 kt). Am 29. drehte er nach Westen und schwächte sich aufgrund einer „concentric eyewall cycle“¹ etwas ab. Danach begann er sich erneut zu verstärken und erreichte am 31. das zweite Maximum mit 64 m s^{-1} (125 kt), als er die Jungferninseln nördlich passierte. Vom 01. bis 02. September zog Hurrikan Frances in Richtung Westnordwest so, dass das Zentrum des Sturms genau über den südöstlichen Bahamas lag. Zu dieser Zeit erreichte er maximale Windgeschwindigkeiten von $62 - 64 \text{ m s}^{-1}$, wobei sich in seinem Zentrum mehrere „eyewall cycles“ ereignete. Später am 02. September bildete sich eine moderate vertikale Windscherung mit einer Zunahme der westlichen Windkomponente und Frances schwächte sich während der folgenden zwei Tage deutlich ab (Kategorie 3 über der zentralen Insel der Bahamas und Kategorie 2 über den nordwestlichen Bahamas). Aufgrund eines Hochdruckrückens, welcher sich westlich der Zyklone gebildet hatte, zog Frances am 4. September nur langsam westwärts über den Golf von Mexiko. Die Scherung wurde wieder etwas schwächer und der Hurrikan konnte sich erneut etwas verstärken. Er schwächte sich aber, kurz bevor er am südlichen Ende von Hutchinson Island vor der Küste Floridas am 5. September um 05 UTC als Hurrikan der Kategorie 2 auf Land traf, wieder ein wenig ab. Danach zog er noch einige Tage in Richtung Nordwesten, schwächte sich zu einer tropischen Depression ab und wurde am 09. September außertropisch.

¹Auflösen der inneren eyewall und Ersetzen durch die äußere

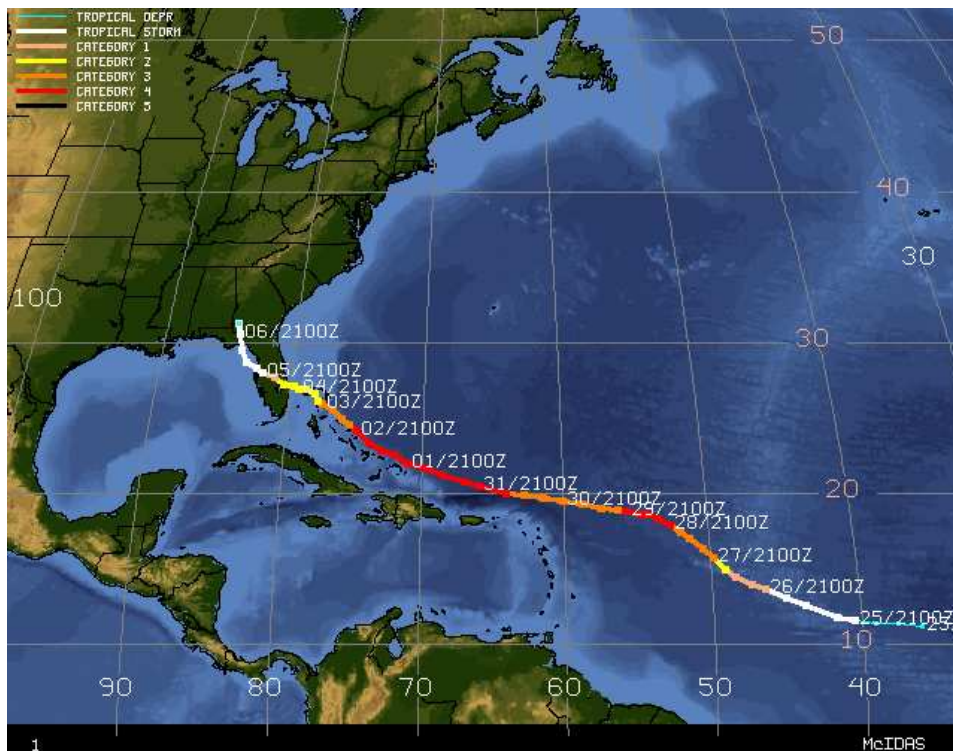


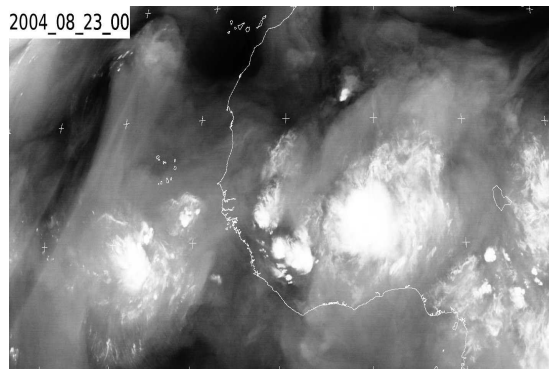
Abbildung 4.13: Zugbahn von Hurrikan Frances im Jahre 2004.

Quelle: <http://cimss.ssec.wisc.edu/tropic.html>.

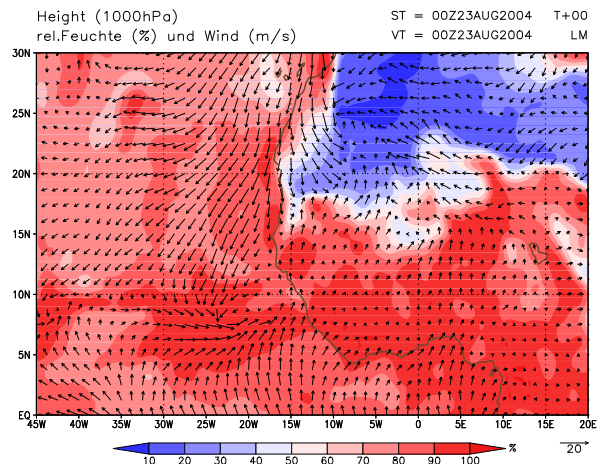
Entwicklung von Frances aus einer AEW

Wie zuvor für Hurrikan Ivan werden hier Auftragungen der gleichen Variablen über Nordafrika und dem östlichen Atlantik dargestellt. Der betrachtete Zeitraum reicht vom 23. August 00 UTC bis zum 25. August 12 UTC.

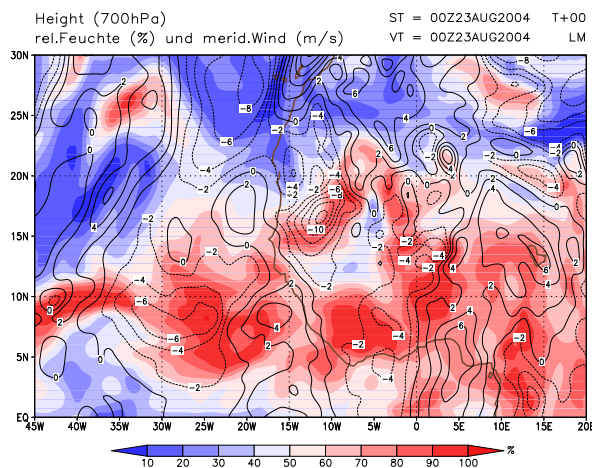
Nachdem die Welle den Kontinent verlassen hat, ist am 23. August um 00 UTC bei 22°W und 9°N ein Gebiet hoher Werte relativer Vorticity und schwachem zyklonalen Windfeld in Abbildung 4.14(d) zu erkennen. Dagegen ist zu dieser Zeit am Boden eher eine Konvergenzzone auszumachen (Abb. 4.14(b)) und die stärkste Konvektion liegt westlich der Zirkulation. Die trockene Luftmasse der SAL ist hier noch weit vom späteren Hurrikan Frances entfernt (Abb. 4.14(c)). Zwölf Stunden später hat sich auch am Boden eine zyklonale Strömung ausgebildet (Abb. 4.15(b)). Die Konvektion hat sich abgeschwächt und befindet sich nun am westlichen Rand der bodennahen Zirkulation. Sowohl das Satellitenbild des Wasserdampfkanals als auch die Auftragung der relativen Feuchte in 700 hPa lassen darauf schließen, dass zu dieser Zeit ein neuer Ausbruch der SAL erfolgte, welcher sich entlang der Westküste Afrikas nach Süden ausbreitete. Einen Tag später, am 24. August um 12 UTC (Abb. 4.16) ist die tropische Depression weiter nach Westen gezogen, und weist sowohl im Windfeld am Boden als auch in 700 hPa eine schwächere zyklonale Strömung auf. Zu dieser Zeit ist die komplette nördliche Seite des Systems von der SAL umschlossen, was eine mögliche



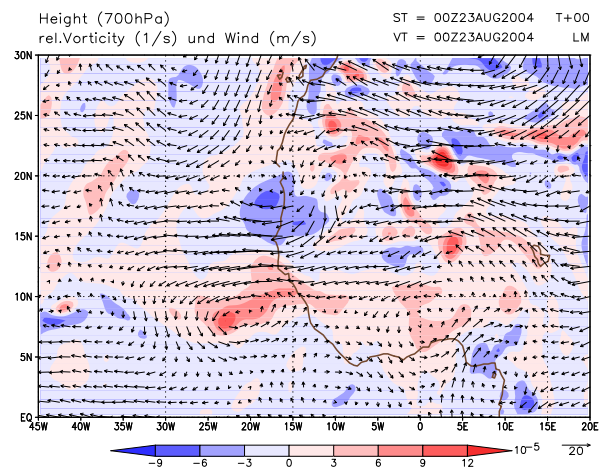
(a) Satellitenbild des Wasserdampfkanals



(b) Wind und relative Feuchte am Boden



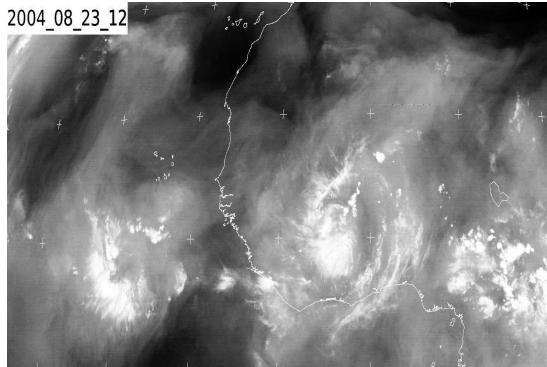
(c) Relative Feuchte und meridionaler Wind



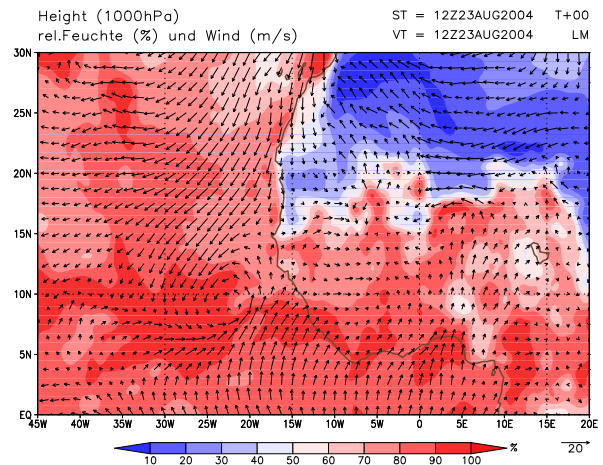
(d) Relative Vorticity und Wind

Abbildung 4.14: Für die dargestellten Größen wurden Analysedaten des 23. Augustes 2004 um 00 UTC verwendet.

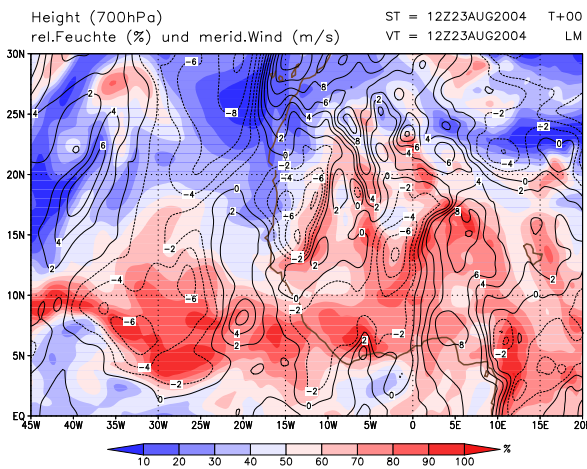
Ursache für die Verringerung der Intensität sein kann. Allerdings scheint es im Satellitenbild, als wäre die Konvektion wieder organisierter und läge nun direkt über dem Zentrum des Sturms. Trotz dieses nahen Kontaktes mit der SAL, ist die relative Feuchte in 700 hPa noch ausreichend vorhanden, damit sich Frances wieder intensivieren kann (siehe Abb. 4.17(d)). Bereits neun Stunden später erlangt sie den Status eines tropischen Sturms. Wie bei Ivan fanden bei der Entwicklung von Frances einige konvektive Ausbrüche statt und auch die bodennahe Zirkulation war eher schwankend. Allerdings im Gegensatz zu Ivan war die 700 hPa Strömung deutlich organisierter.



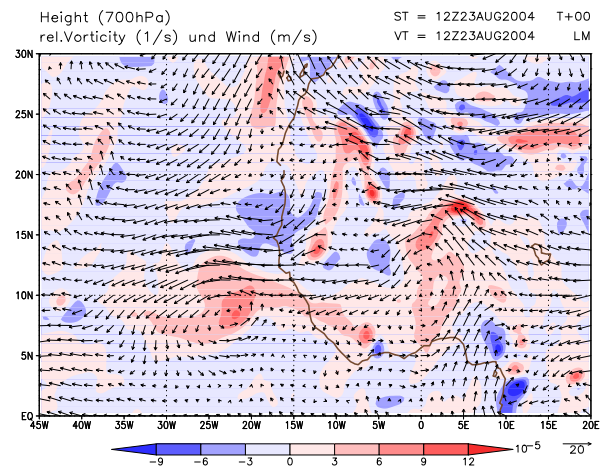
(a) Satellitenbild des Wasserdampfkanals



(b) Wind und relative Feuchte am Boden

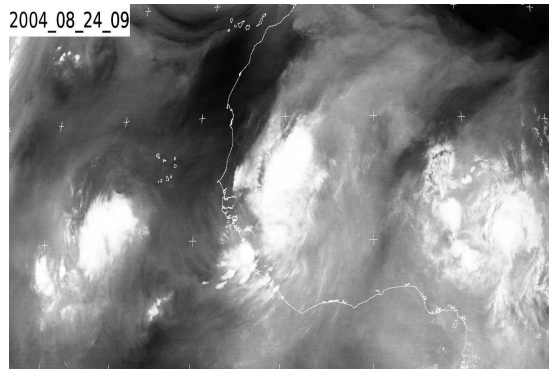


(c) Relative Feuchte und meridionaler Wind

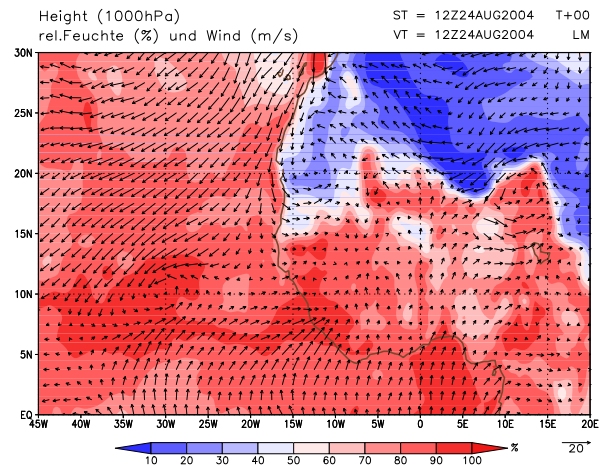


(d) Relative Vorticity und Wind

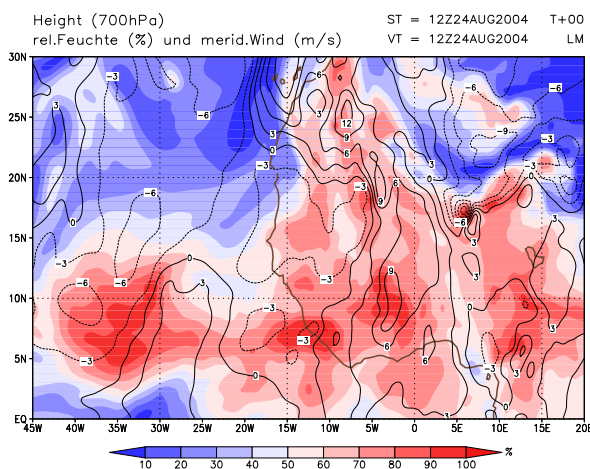
Abbildung 4.15: Für die dargestellten Größen wurden Analysedaten des 23. Augustes 2004 um 12 UTC verwendet.



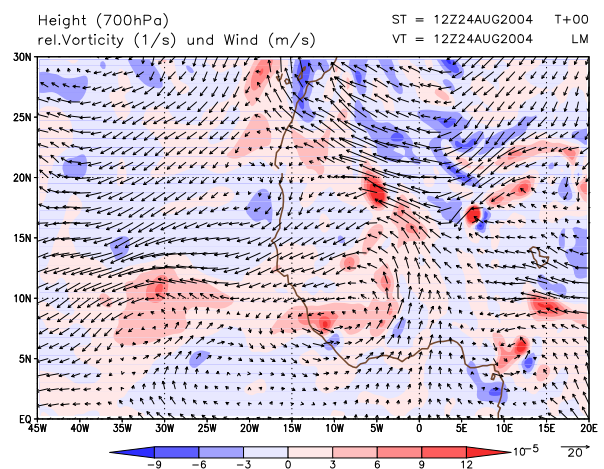
(a) Satellitenbild des Wasserdampfkanals



(b) Wind und relative Feuchte am Boden

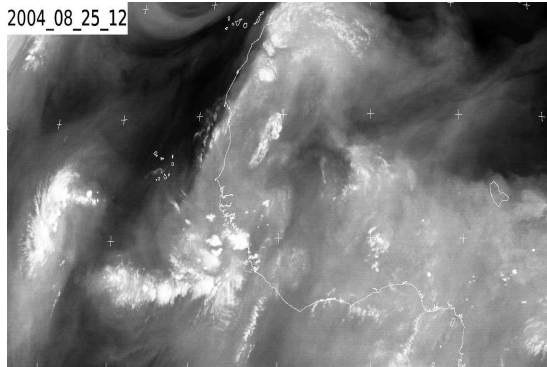


(c) Relative Feuchte und meridionaler Wind

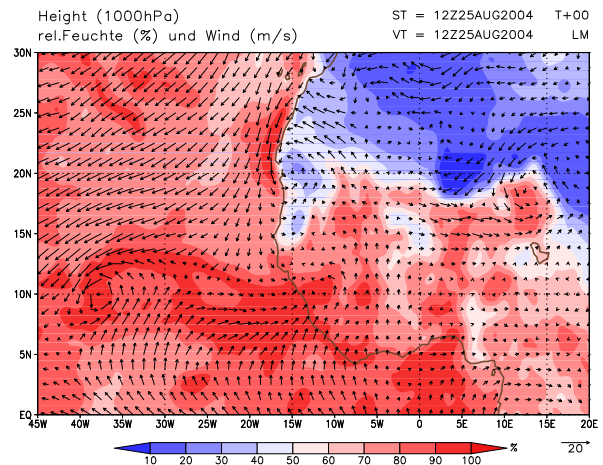


(d) Relative Vorticity und Wind

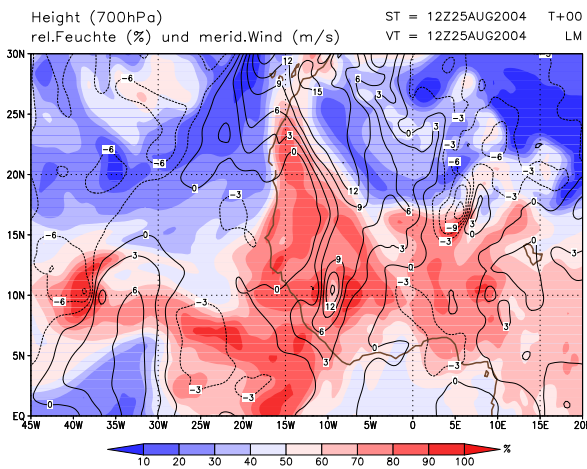
Abbildung 4.16: Für die dargestellten Größen wurden Analysedaten des 24. Augustes 2004 um 12 UTC verwendet.



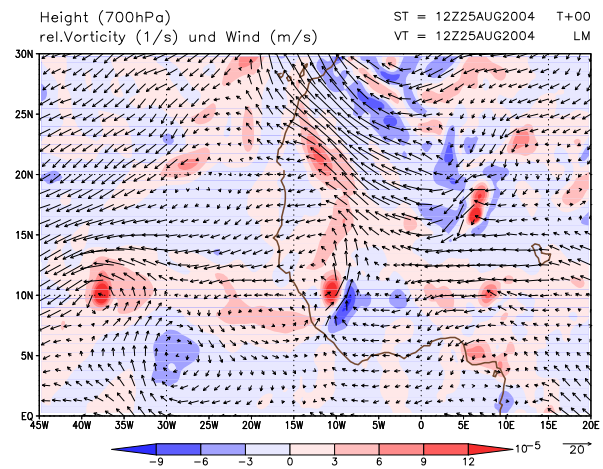
(a) Satellitenbild des Wasserdampfkanals



(b) Wind und relative Feuchte am Boden



(c) Relative Feuchte und meridionaler Wind



(d) Relative Vorticity und Wind

Abbildung 4.17: Für die dargestellten Größen wurden Analysedaten des 25. Augustes 2004 um 12 UTC verwendet.

4.3.3 Hurrikan Danielle

Detaillierte Beschreibung der Zugbahn

Danielle war ein Hurrikan der Kategorie 2, welcher während seiner Zugbahn durch den östlichen Atlantischen Ozean zwischen dem 13. und 21. August nicht auf Land traf. Er entwickelte sich aus einer starken westwärts ziehenden Welle, die am 12. August die Küste Afrikas verlassen hatte. Bereits über dem afrikanischen Festland besaß das System Eigenschaften, die in Verbindung mit einer tropischen Zyklone gebracht werden können, wie z.B. ein ausgeprägtes Windfeld im unteren Niveau, spiralförmige Bänder hochreichender Konvektion und ein gut entwickeltes antizyklonales „outflow“ Muster. Über dem warmen Wasser des Atlantik verstärkte sich die hochreichende Konvektion in der Nähe des Zentrums und die gekrümmten konvektiven Bänder wurden deutlicher.

Am 13. August um 12 UTC entwickelte sich aus der Welle, die sich in Richtung Nordnordwest bewegte, 390 km südöstlich der südlichsten Kapverdischen Insel, eine tropische Depression. Aufgrund der bereits existierenden organisierten Struktur, geringer vertikaler Scherung und sehr warmer Meeresoberflächentemperatur, verstärkte sich die hochreichende Konvektion schnell und die Zyklone wurde am 14. August um 00 UTC zum tropischen Sturm. Nachdem Danielle eine Stärke von 23 m s^{-1} (45 kt) erreicht hatte, kam es wegen der günstigen Umgebungsbedingungen zu einer Phase der starken Intensivierung ($> 15 \text{ m s}^{-1}$ in 24 h). Am 15. August um 00 UTC erlangte Danielle 550 km westsüdwestlich der südlichsten Kapverdischen Insel Hurrikanstatus. Die rapide Intensivierung hielt noch weitere 12 Stunden an, wurde danach aber etwas schwächer.

Anschließend bewegte sich Danielle nordwestwärts in Richtung einer Schwachstelle im subtropischen Rücken und erreichte ihre maximale Intensität mit 49 m s^{-1} (95 kt) um 18 UTC am 16. August 1400 km westlich der nordwestlichsten Kapverdischen Insel. Kurz danach löste ein großer Trog der mittleren und oberen Troposphäre den subtropischen Rücken ab, daraufhin verstärkte sich die Ausströmung in der oberen Troposphäre in Richtung Pol und die vertikale Scherung, mit einer Zunahme der südwestlichen Windkomponente, über der Zyklone verstärkte sich. Durch die Erhöhung der Scherung kam es während den folgenden 72 Stunden zu einer stetigen Abschwächung, während der Hurrikan sich nordwärts, durch den großen Spalt im subtropischen Rücken, bewegte.

Danielle wurde am 18. August um 12 UTC wieder zum tropischen Sturm zurückgestuft und drehte in Richtung Nordosten ab. Die vertikale Scherung nahm weiterhin zu und verursachte ein Abreißen der hochreichenden Konvektion von der Zirkulation. Daraufhin schwächte sich Danielle am 20. August um 18 UTC, 1100 km südsüdwestlich der westlichen Azoren, weiter ab und bildete sich zu einem nichtkonvektiven Überrest eines Tiefdrucksystems zurück. Das übrige Tief bewegte sich in Richtung Nordwesten, verblieb noch die nächsten drei Tage ohne signifikante Konvektion und verschwand endgültig am 25. August etwa 1300 km westsüdwestlich der Azoren.



Abbildung 4.18: Zugbahn von Hurrikan Danielle im Jahre 2004.

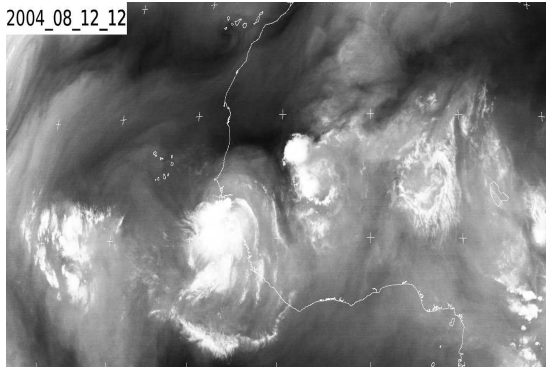
Quelle: <http://cimss.ssec.wisc.edu/tropic.html>.

Entwicklung von Danielle aus einer AEW

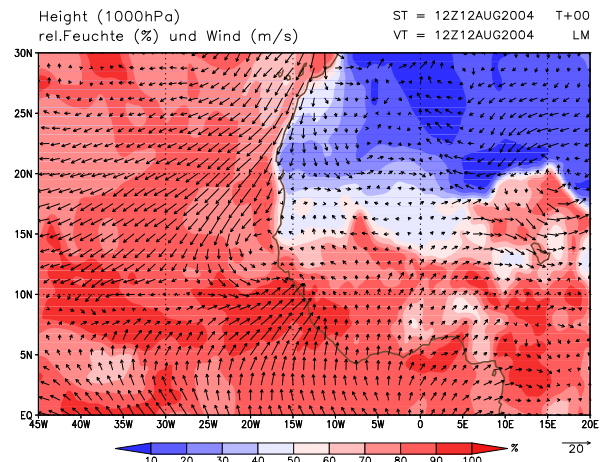
Wie in den vorangegangenen Abschnitten werden hier eine Reihe von meteorologischen Größen des betrachtenden Gebietes für den Zeitraum vom 12. August 12 UTC bis zum 15. August 00 UTC abgebildet. In diesem Zeitraum bildete sich Hurrikan Danielle, dessen Entwicklung anhand der hier dargestellten Karten verfolgt werden kann.

Am 12. August um 12 UTC ist in der Abbildung 4.19(d) zwischen 10° und 15°N eine AEW, die gerade die Westküste Afrikas verlässt, zu erkennen. Zu diesem Zeitpunkt ist bereits im Windfeld in 1000 hPa (Abb. 4.19(b)) eine schwache zyklonale Strömung vor der Küste Westafrikas vorhanden. Im Satellitenbild des Wasserdampfkanals befindet sich ein großer Wolkenkomplex an dieser Position. Auch im Bereich, wo sich die Monsunströmung der bodennahen Zirkulation annähert, ist die Konvektion stärker ausgeprägt. Diese Eigenschaft, südwestlich des sich entwickelnden TCs, kann während den darauffolgenden Tagen ebenfalls beobachtet werden (siehe Abb. 4.20 - 4.22). Die geringe relative Feuchte in 700 hPa über dem Atlantik (SAL) spielt hier noch keine entscheidene Rolle, da sie noch weit vom konvektiven System entfernt ist. Einen Tag später hat sich das System nur geringfügig nach Westen verlagert. Allerdings ist nun auch im Windfeld in 700 hPa (Abb. 4.20(d)) eine schwache zyklonale Strömung zu sehen. An diesem Tag wurde Danielle erstmals als tropische Depression eingestuft. In Abbildung 4.20(c) wird jedoch deutlich, dass die trockene Luft

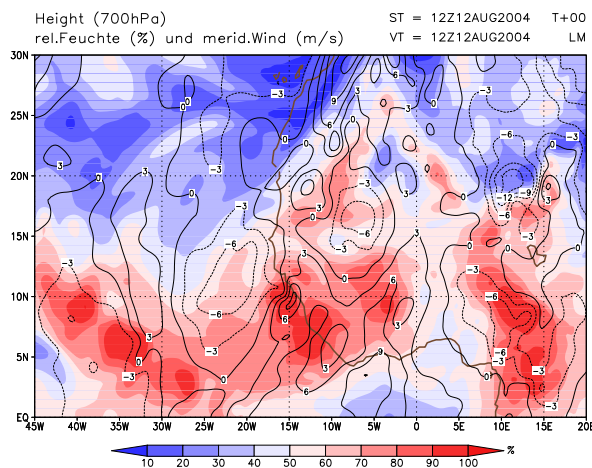
2004_08_12_12



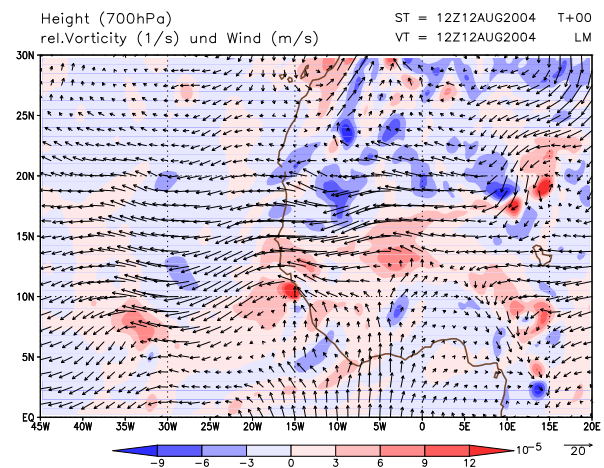
(a) Satellitenbild des Wasserdampfkanals



(b) Wind und relative Feuchte am Boden



(c) Relative Feuchte und meridionaler Wind



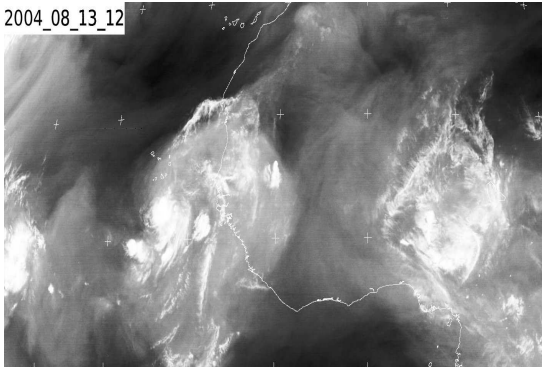
(d) Relative Vorticity und Wind

Abbildung 4.19: Für die dargestellten Größen wurden Analysedaten des 12. Augustes 2004 um 12 UTC verwendet.

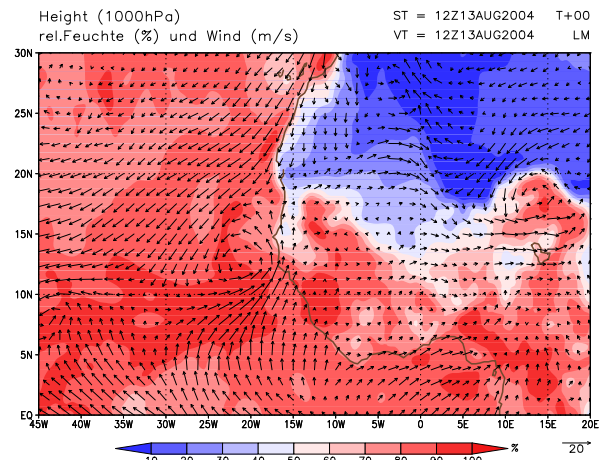
der SAL näher in den Bereich des Sturms kommt.

Die leichte Abschwächung in den Bildern 12 Stunden später ist eventuell auf diesen zunehmenden Einfluß zurückzuführen. Das zuvor kreisförmige zyklonale Windfeld ist nun sowohl in 700 hPa als auch in 1000 hPa von einer elliptischen Form mit einer Ausrichtung nach Südwest-Nordost. Dies wird durch den Nordostpassat und die Monsunströmung aus Südwest verursacht. Weitere 12 Stunden später am 14. August um 12 UTC intensiviert sich das System deutlich und Danielle wird als tropischer Sturm eingestuft. Zwar scheint der Wirbel am Boden und in 700 hPa (Abb. 4.22(b) und Abb. 4.22(d)) immernoch eine leichte elliptisch Form zu haben, trotzdem hat er sich deutlich intensiviert. Besonders auffällig erscheint dies bei der Betrachtung des meridionalen Windes in Abbildung 4.22(c). Rückseitig des Sturmtzentrums weht ein starker Südwind und vorderseitig ein

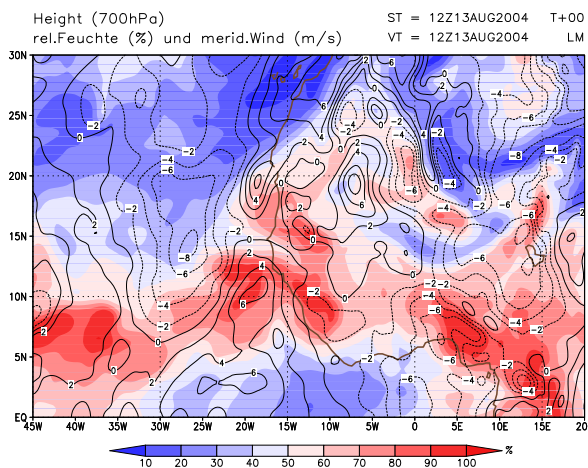
2004_08_13_12



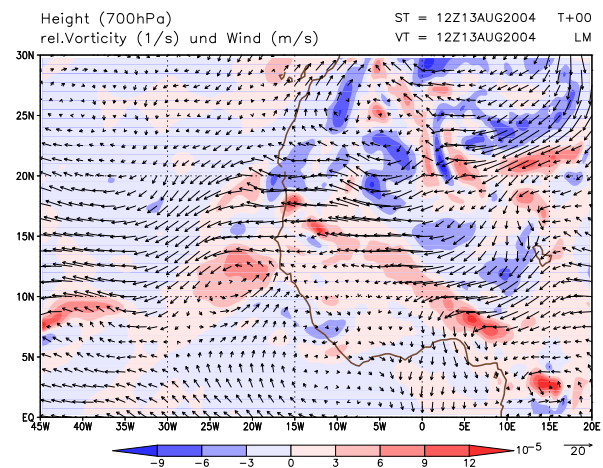
(a) Satellitenbild des Wasserdampfkanals



(b) Wind und relative Feuchte am Boden



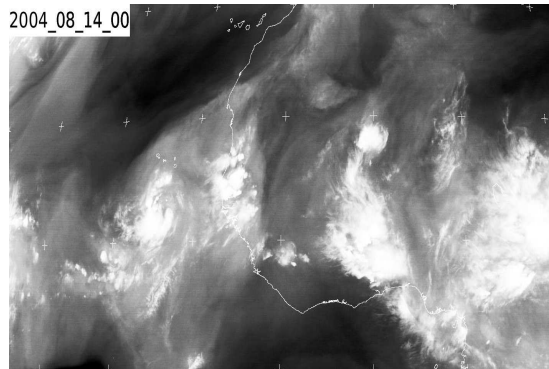
(c) Relative Feuchte und meridionaler Wind



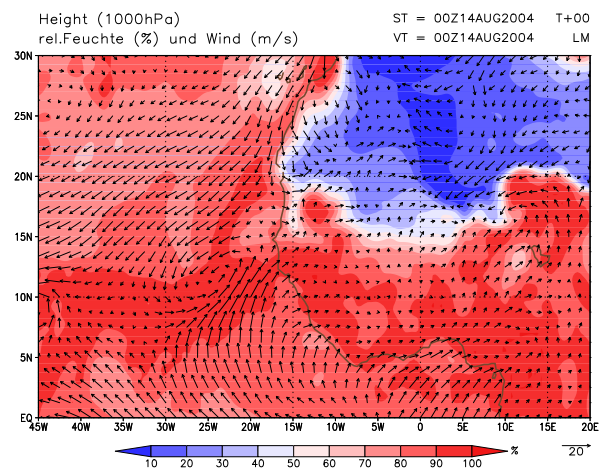
(d) Relative Vorticity und Wind

Abbildung 4.20: Für die dargestellten Größen wurden Analysedaten des 13. Augustes 2004 um 12 UTC verwendet.

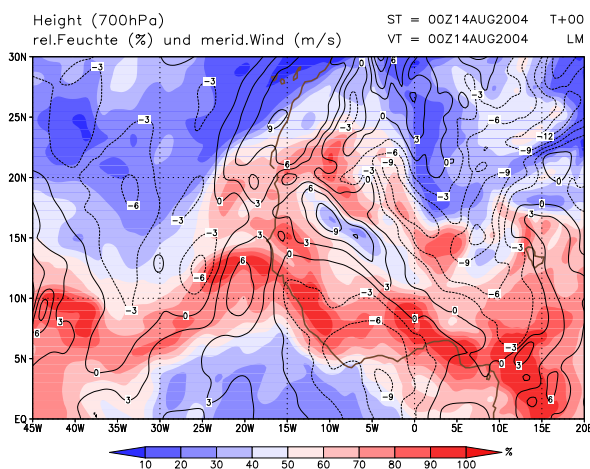
starker Nordwind. Während der weiteren Intensivierung von Hurrikan Danielle, kommt der Sturm - aufgrund seiner nördlichen Zugrichtung - immer stärker in den Einflußbereich der SAL, wie auch in Abbildung 2.9 zu erkennen ist, trotzdem ist noch ausreichend Feuchte im Inneren Kern vorhanden. Die Tatsache, dass Danielle „nur“ die Hurrikan-Stufe 2 erreichte, könnte unter anderem mit dieser Wechselwirkung zusammenhängen.



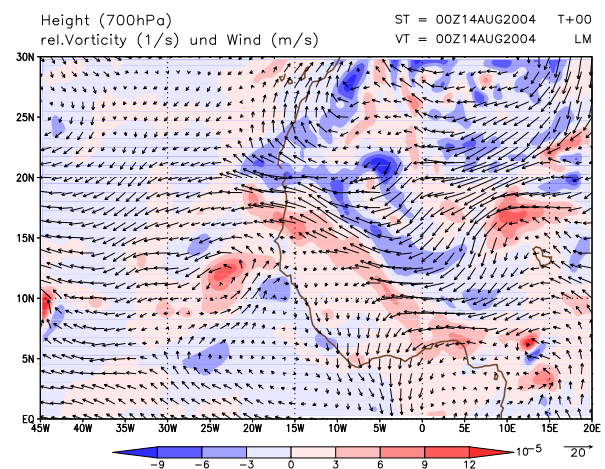
(a) Satellitenbild des Wasserdampfkanals



(b) Wind und relative Feuchte am Boden

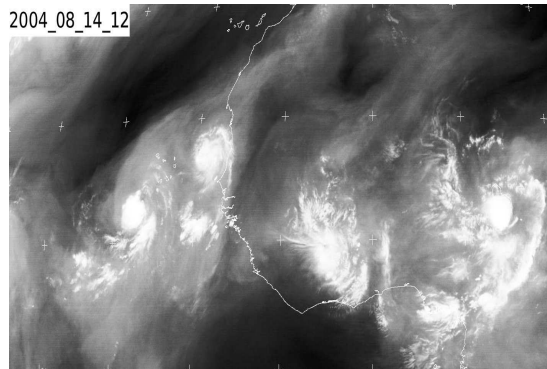


(c) Relative Feuchte und meridionaler Wind

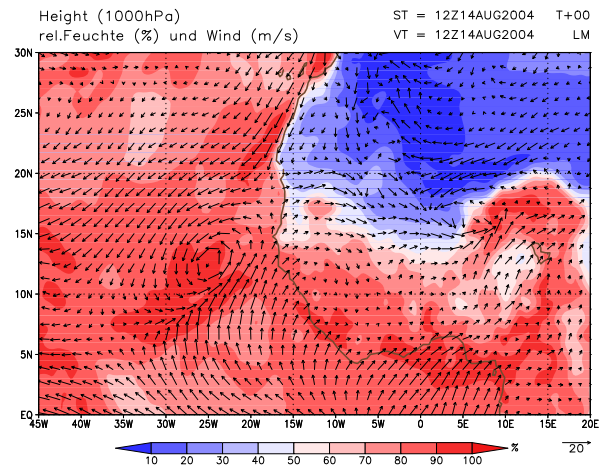


(d) Relative Vorticity und Wind

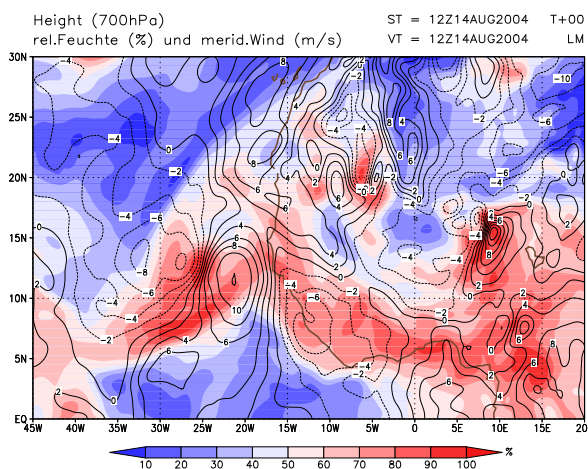
Abbildung 4.21: Für die dargestellten Größen wurden Analysedaten des 14. Augustes 2004 um 00 UTC verwendet.



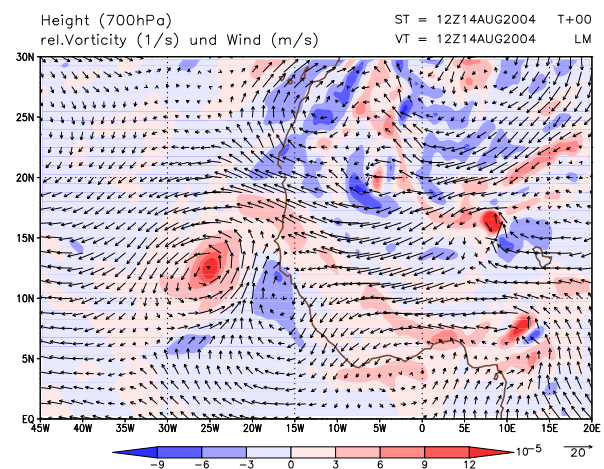
(a) Satellitenbild des Wasserdampfkanals



(b) Wind und relative Feuchte am Boden



(c) Relative Feuchte und meridionaler Wind



(d) Relative Vorticity und Wind

Abbildung 4.22: Für die dargestellten Größen wurden Analysedaten des 14. Augustes 2004 um 12 UTC verwendet.

4.4 Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit Hilfe von Hovmöller-Plots

Um einen besseren Einblick über die Ereignisse während des gesamten Untersuchungszeitraumes (12. August 2004 bis 06. September 2004) zu erhalten wurden Hovmöller-Plots erstellt. Diese geben im zeitlichen Verlauf die tägliche Situation für einen ausgewählten Bereich (hier gemittelt zwischen 6°N und 16°N in 700 hPa) wieder. Der Bereich wurde deshalb so gewählt, da die Zugbahnen von Danielle, Frances und Ivan größtenteils in diesem schmalen Streifen verliefen. Dies ist das Gebiet südlich des Maximums des AEJs, welches im Mittel bei 15°N lokalisiert ist.

Aufgetragen auf der Ordinate sind die Zeit und auf der Abszisse die Längengrade von 20°E bis 45°W . Für den ausgewählten Streifen liegt die Westküste Afrikas ungefähr bei 15°W , was durch eine senkrechten Linie in den Hovmöller-Plots gekennzeichnet wurde. Desweiteren wurden, zum besseren Vergleich mit der tatsächlichen synoptischen Situation, aus Satellitenbildern, für die selben Zeitpunkte, ebenfalls Streifen zwischen 6°N und 16°N und zwischen 45°W und 20°E herausgeschnitten und untereinander gehängt. Dies wurde zum einen für den Wasserdampfkanal in Abbildung 4.23(c) und zum anderen für den Infrarotkanal Abbildung 4.23(d) durchgeführt.

Das erste Bild zeigt die relative Vorticity mit positiven Werten (zyklonale Rotation) in rot und negativen (antizyklonal) in blau. Im Bild daneben ist der meridionale Wind dargestellt. Hierbei stehen negative Werte (blau) für Wind aus nördlicher Richtung und positive (rot) für Wind aus südlicher Richtung. Im Vergleich dieser beiden Abbildungen lässt sich erkennen, dass immer westlich von hohen Werten relativer Vorticity Nordwind herrscht und östlich davon Südwind. Man kann deutlich sehen, dass sich mehrere AEWs über dem Kontinent bilden, hauptsächlich zwischen 5°E und 15°E , und in Richtung Westen auf den Atlantik ziehen. Insgesamt wirkt die Struktur über Land deutlich unklarer als über dem Wasser, dies lässt sich auch in den Satellitenbildern erkennen. Hauptgrund dafür sind die vielen Konvektionszellen über dem Festland, die sich vor allem am Tag entwickeln. Besonders signifikant sind drei Wolkenstreifen, die im ungefähren Abstand von zehn Tagen, den Verlauf der AEWs von Danielle, Frances und Ivan widerspiegeln. Die erste starke Welle, welche Danielle zugeordnet werden kann, scheint in den Hovmöller-Plots am 16. August zu verschwinden. Dies ist jedoch darauf zurückzuführen, dass der Hurrikan zu diesem Zeitpunkt eine nördlichere Zugbahn einschlägt, und damit die Breiten, über die gemittelt wird, verlässt.

Ein weitere interessante Erscheinung ist eine starke Welle über dem Festland, die vom 21. bis 24. August in westliche Richtung zog und dann ebenfalls den Mittelungsbereich in Richtung Norden verlässt. Sie schwächt sich trotzdem kurz darauf langsam ab, und löst sich am 26. August auf, noch bevor sie den Atlantik erreicht.

In den Hovmöller-Plots ist ein Wettersystem bei 28°W zwischen dem 29. August und 01. September auffällig, welches sich scheinbar nicht in westliche Richtung fortbewegt. Aus den 2-dimensionalen Analysekarten ist ersichtlich (siehe Abb. 4.4(d)), dass es sich nicht um ein Wettersystem handelt, welches den Mittelungstreifen von Süden nach Norden durchquert, sondern tatsächlich auf der

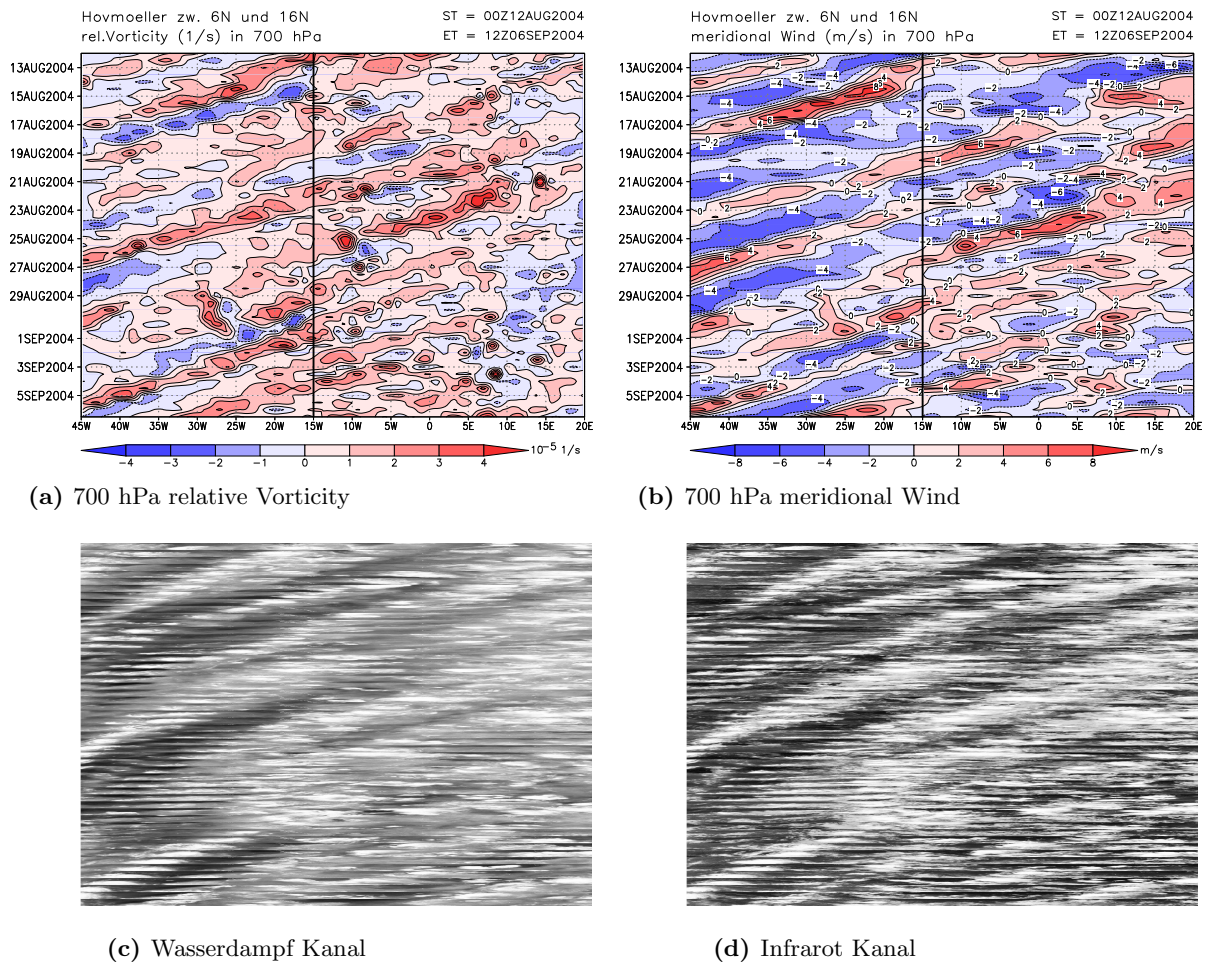


Abbildung 4.23: Hovmöller-Plots über den gesamten Untersuchungszeitraum mit 00 UTC und 12 UTC Analysedaten. Aufgetragen sind: (a) die relative Vorticity, (b) der meridional Wind, (c) Satellitenbilder des Wasserdampfkanals und (d) Satellitenbilder des Infrarotkanals, jeweils zwischen 6°N und 16°N.

Stelle verharret. Ein möglicher Grund für dieses statische System könnte der zukünftige Hurrikan Ivan sein, der sich zum gleichen Zeitpunkt östlich davon formiert und dadurch die großräumige Strömung in Richtung Westen beeinflusst. In dem betreffenden Zeitraum sind an der Küste Nordafrikas starke konvektive Ereignisse in den Satellitenbildern zu erkennen, welche ebenfalls einen Einfluss auf die Grundströmung haben. Aufgrund der Verzerrung in den Satellitenbildern, welche durch die Erdkrümmung bedingt ist, ist es schwierig eine Aussage über die Übereinstimmung von den Propagationsgeschwindigkeiten einzelner Systeme zu treffen.

Kapitel 5

Simulation von AEWs und tropischen Wirbelstürmen im LM

In Kapitel 4.4 wurde gezeigt, dass charakteristische Strukturen sowohl in den Analysedaten als auch in den Satellitenbildern zu finden sind. Dazu gehören vor allem Wettersysteme, die nach Westen über den Atlantik ziehen. Hier soll nun näher darauf eingegangen werden, wie gut und natürlich ob überhaupt das Lokal-Modell diese Strukturen während einer Vorhersagedauer von drei Tagen simulieren kann. Zuerst wird dies erneut mit Hilfe von Hovmöller-Plots getan, um zunächst über einen längeren Zeitraum Aussagen treffen zu können wie gut die großräumige Dynamik beschrieben werden kann. Danach werden einzelne Systeme in ihrer vertikalen Erstreckung und somit in ihrer Entwicklung als tropische Zyklone genauer untersucht.

5.1 Vergleich der LM Vorhersage mit der Analyse

Hier wird nun auf die Frage eingegangen, wie gut die Simulation des LM über mehrere Tage AEWs und tropische Wirbelstürme wiederzugeben im Stande ist. Dazu wird ein direkter Vergleich zwischen Vorhersage und Analyse durchgeführt. Jeweils zu den Initialisierungszeitpunkten, an denen GME-Analysedaten vorhanden waren (um 00 UTC und 12 UTC), wurde eine Simulation für die folgenden drei Tage gestartet. Dabei wurden stündlich die Ergebnisse herausgeschrieben. Leider konnten auf Grund der großen Datenmenge und der begrenzten Speicherkapazität des graphischen Auswerteprogramms die letzten drei Zeitpunkte (Stunde 70, 71 und 72) der Simulation nicht dargestellt werden.

Für die Hovmöller-Plots der Analyse wurden ausschließlich die 00 UTC und 12 UTC Termine verwendet. Zwar ist dadurch die zeitliche Auflösung etwas gröber, aber sie reicht noch immer für den direkten Vergleich mit der Vorhersage aus.

Im Folgenden werden die Zeiträume betrachtet, zu denen die jeweiligen Wellen, die als Initiatoren für Danielle, Frances und Ivan gelten, den Kontinent Afrika verlassen haben. Zusätzlich werden, um einen besseren Gesamtüberblick zu erhalten, nachfolgende Termine im eineinhalb Tage-Rhythmus

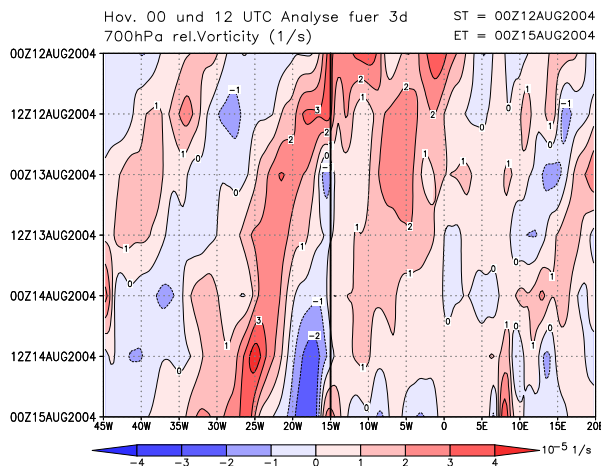
untersucht. Ebenfalls wird auf ein weiteres, sehr auffälliges System eingegangen, welches in den Hovmöller-Plots als ein senkrechttes Band positiver Werte relativer Vorticity zu erkennen ist.

5.1.1 „Danielles Welle“

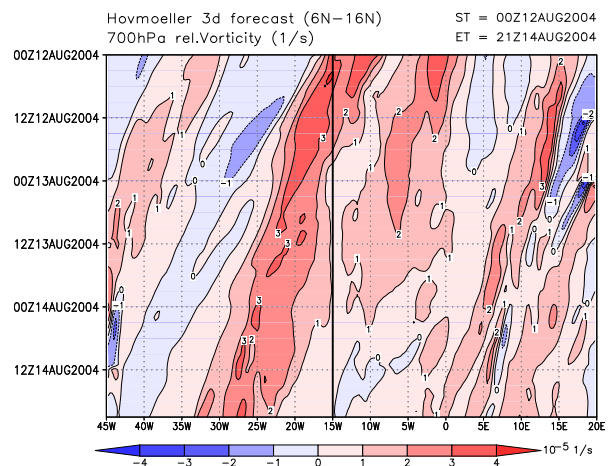
Am 12. August 2004 hat eine AEW, aus welcher sich der spätere Hurrikan Danielle entwickelt, die Westküste Afrikas verlassen. Dies ist deutlich in den Abbildungen 5.1(a) und 5.1(b) anhand der hohen Werte relativer Vorticity bei 15°W , sowohl in der Vorhersage als auch in der Analyse, zu sehen. Der zeitliche Verlauf zeigt eine westliche Verlagerung des zirkulierenden Systems, deren Propagationsgeschwindigkeit in beiden Abbildungen ungefähr gleich groß ist. Während sich in der Analyse bereits am 14. August um 12 UTC die Zyklognese ereignet, deutlich an den hohen Werten relativer Vorticity bei ungefähr 26°W zu erkennen (vergleiche Abb. 5.2(a)), zeigt die Vorhersage nach 60 Stunden keine klare zyklonale Strömung (siehe Abb. 5.2(b)). Die Abbildung zeigt viele kleinräumige Gebiete hoher Werte relativer Vorticity, die wahrscheinlich aus konvektive Systemen entstehen. Das Band der relativen Vorticity in den Hovmöller-Plots ist in der Vorhersage deutlich breiter als in der Analyse und die negative relative Vorticity zwischen sich entwickelnder Danielle und Küste fehlt. Dies bewirkt südöstlich des Vorticitymaximums eine schwächere Strömung aus Süden.

Der markante Unterschied zwischen Analyse und Simulation beginnend am 13. August 12 UTC (siehe Abb. 5.1(c) und 5.1(d)) ist vor allem das frühere Verschwinden von Gebieten positiver Vorticity in der Simulation um den 15. August 12 UTC. Dies ist mehr auf eine Abschwächung des Systems als auf eine Verlagerung der Welle nach Norden zurückzuführen (siehe Abb. 5.2(c) und 5.2(d)). Somit lässt sich sagen, dass es in diesem Simulationslauf zu keiner ausgeprägten Zyklognese kommt.

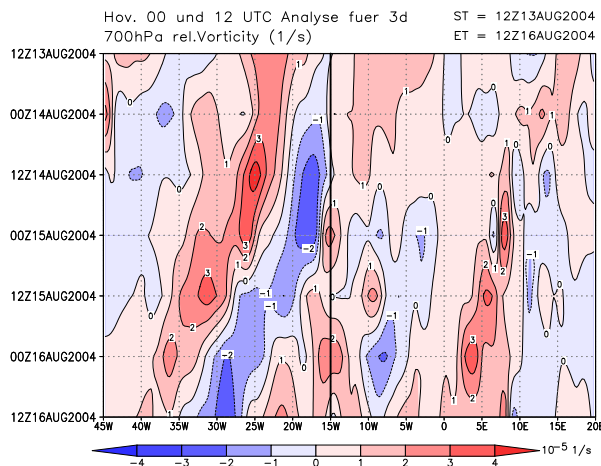
Ein deutlicher Unterschied zwischen Analyse und Vorhersage ist, dass Strukturen, die nicht zum Initialisierungszeitpunkt sichtbar waren, sondern erst später in der Analyse auftreten, sich nicht in der Simulation finden lassen. Als Beispiel dafür sei das Gebiet negativer relativer Vorticity rückseitig der Welle genannt, welches sich in der Analyse am 14. August um 00 UTC ausbildet. Diese Gebiet wird erst in der Simulation deutlich sichtbar, die am 15. August um 00 UTC startet (siehe Abb. 5.1(f)), und nicht in denen mit früherem Startzeitpunkt (siehe Abb. 5.1(b) und 5.1(d)). Es ist insgesamt auffällig, dass die Strukturen über dem Wasser viel deutlicher und klarer zu erkennen sind als über dem Land. Dort dominiert eindeutig der konvektive Charakter. Dies gilt auch für die nachfolgenden Fallbeispiele. Zusammenfassend ist die Übereinstimmung von Analyse und Simulation für diese Welle akzeptabel. Zwar gibt es Unterschiede was die Intensität der Welle angeht, aber die Propagationsgeschwindigkeit wird im Vergleich zu den nachfolgenden Beispielen sehr gut wiedergegeben.



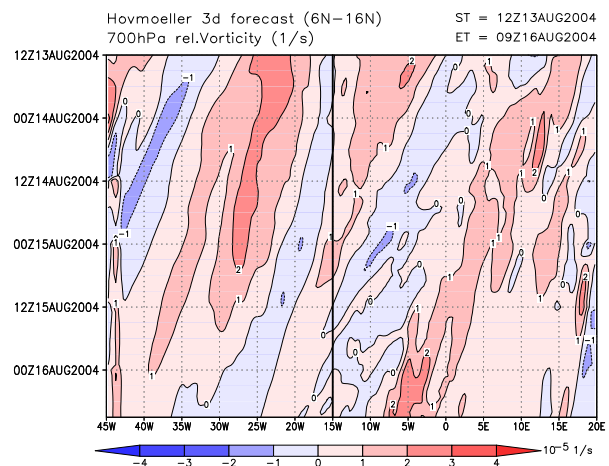
(a) Analyse vom 12. August 00 UTC



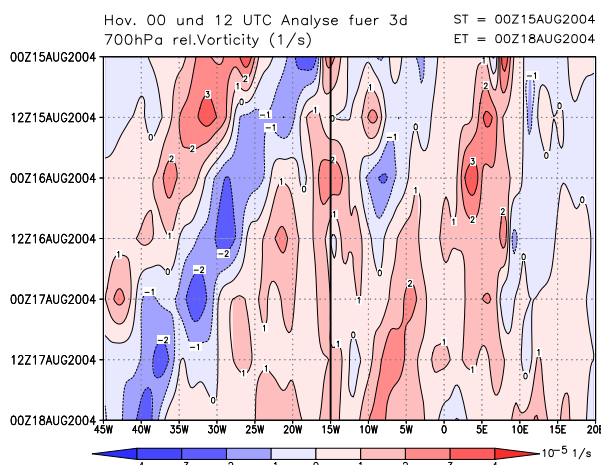
(b) 69 h Vorhersage vom 12. August 00 UTC



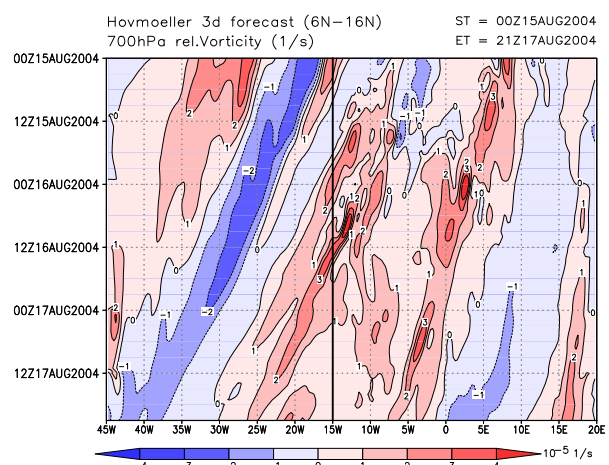
(c) Analyse vom 13. August 12 UTC



(d) 69 h Vorhersage vom 13. August 12 UTC



(e) Analyse vom 15. August 00 UTC



(f) 69 h Vorhersage vom 15. August 00 UTC

Abbildung 5.1: Dargestellt sind Hovmöller-Plots für die AEW, aus der sich Hurrikan Danielle entwickelt. Dabei wird die Analyse (links) mit der Simulation (rechts) verglichen. Es wurden drei verschiedene Initialisierungszeitpunkte gewählt: 12. August 00 UTC (oben), 13. August 12 UTC (mitte) und 15. August 00 UTC (unten).

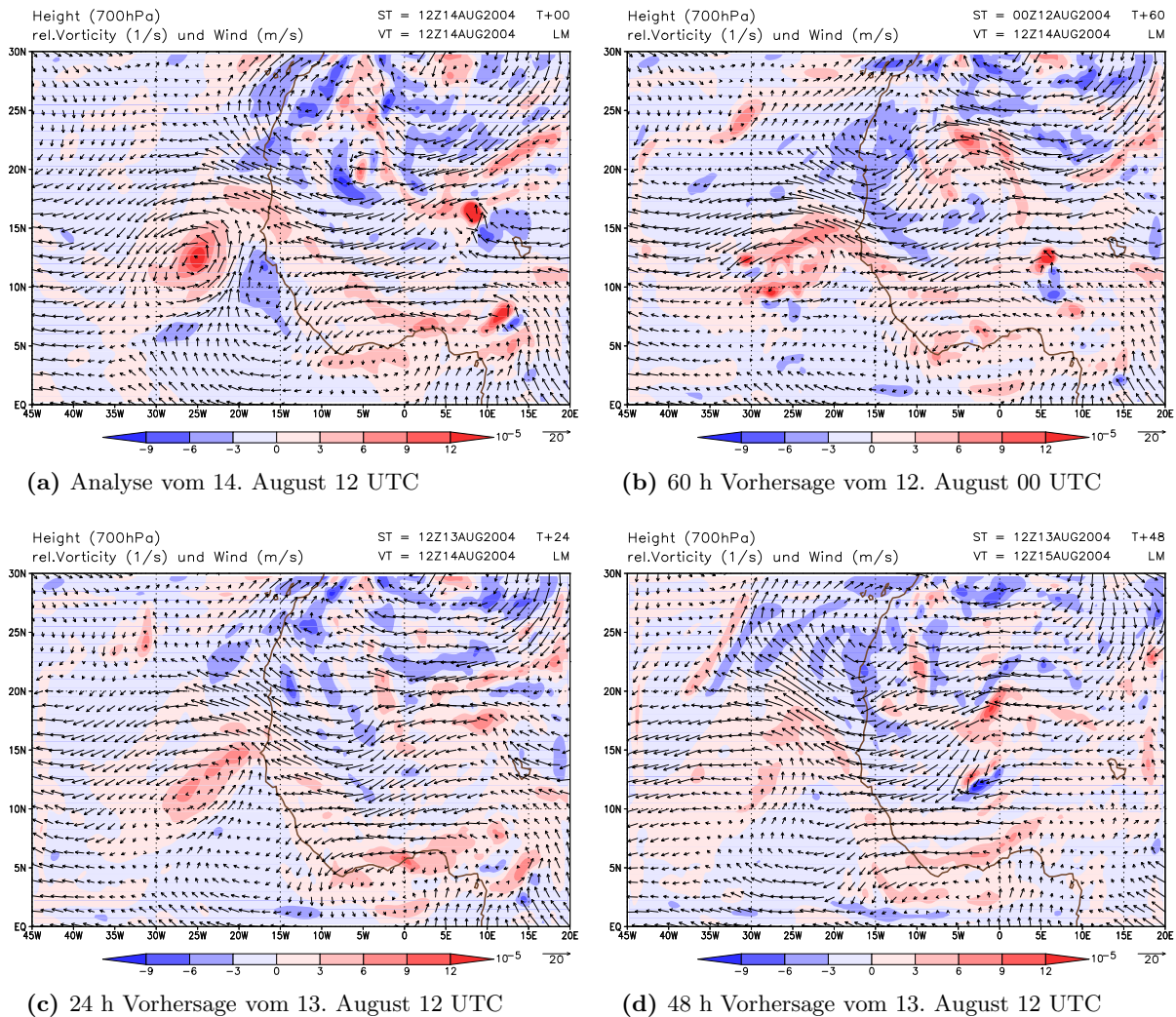


Abbildung 5.2: Analyse- und Vorhersagekarten für die relative Vorticity und den Wind in 700 hPa für „Danielles Welle“.

5.1.2 „Frances Welle“

Während die Welle, die sich später zu Hurrikan Frances entwickelt, ungefähr am 21. August 12 UTC die Küste Afrikas verlässt und auf den Atlantik zieht, ist über dem Kontinent bei 8°E eine zweite starke konvektive Struktur zu erkennen (siehe Abb. 5.3(a) und 5.3(b)). Allerdings gibt es hier zwischen Analyse und Vorhersage Unterschiede. In der Simulation schwächt sich das System schon nach 48 Stunden langsam ab, hingegen ist es in der Analyse immer noch sehr stark ausgeprägt wiederzufinden.

Betrachtet man das Gebiet mit positiven Werten relativer Vorticity, welche aufgrund von „Frances Welle“ zustande kommen, so wird deutlich, dass es in der Vorhersage mindestens genauso stark ausgeprägt ist wie in der Analyse, aber seine Propagationsgeschwindigkeit sich als erheblich nied-

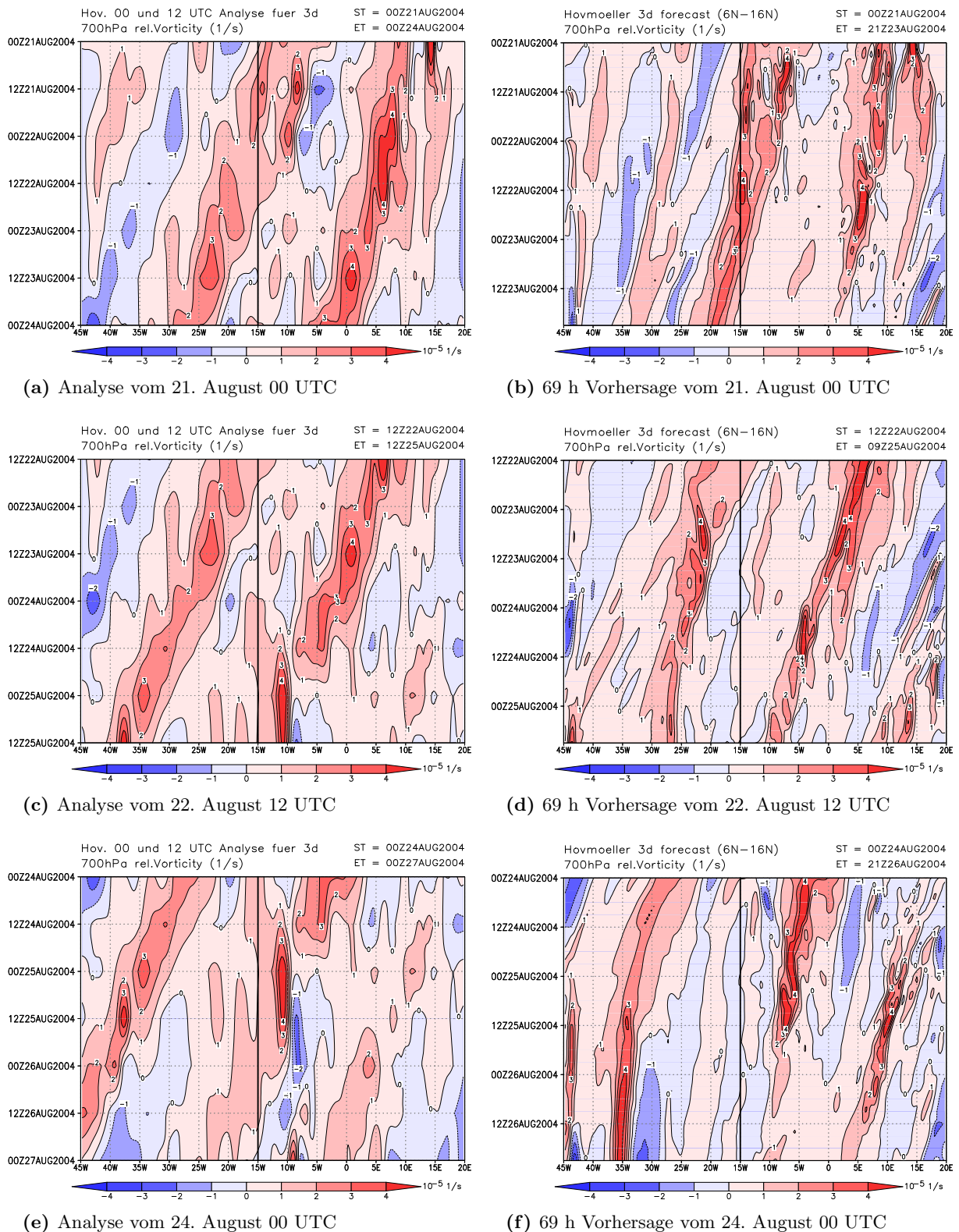


Abbildung 5.3: Dargestellt sind Hovmöller-Plots für die AEW, aus der sich Hurrikan Frances entwickelt. Dabei wird die Analyse (links) mit der Simulation (rechts) verglichen. Es wurden drei verschiedene Initialisierungszeitpunkte gewählt: 21. August 00 UTC (oben), 22. August 12 UTC (mitte) und 24. August 00 UTC (unten).

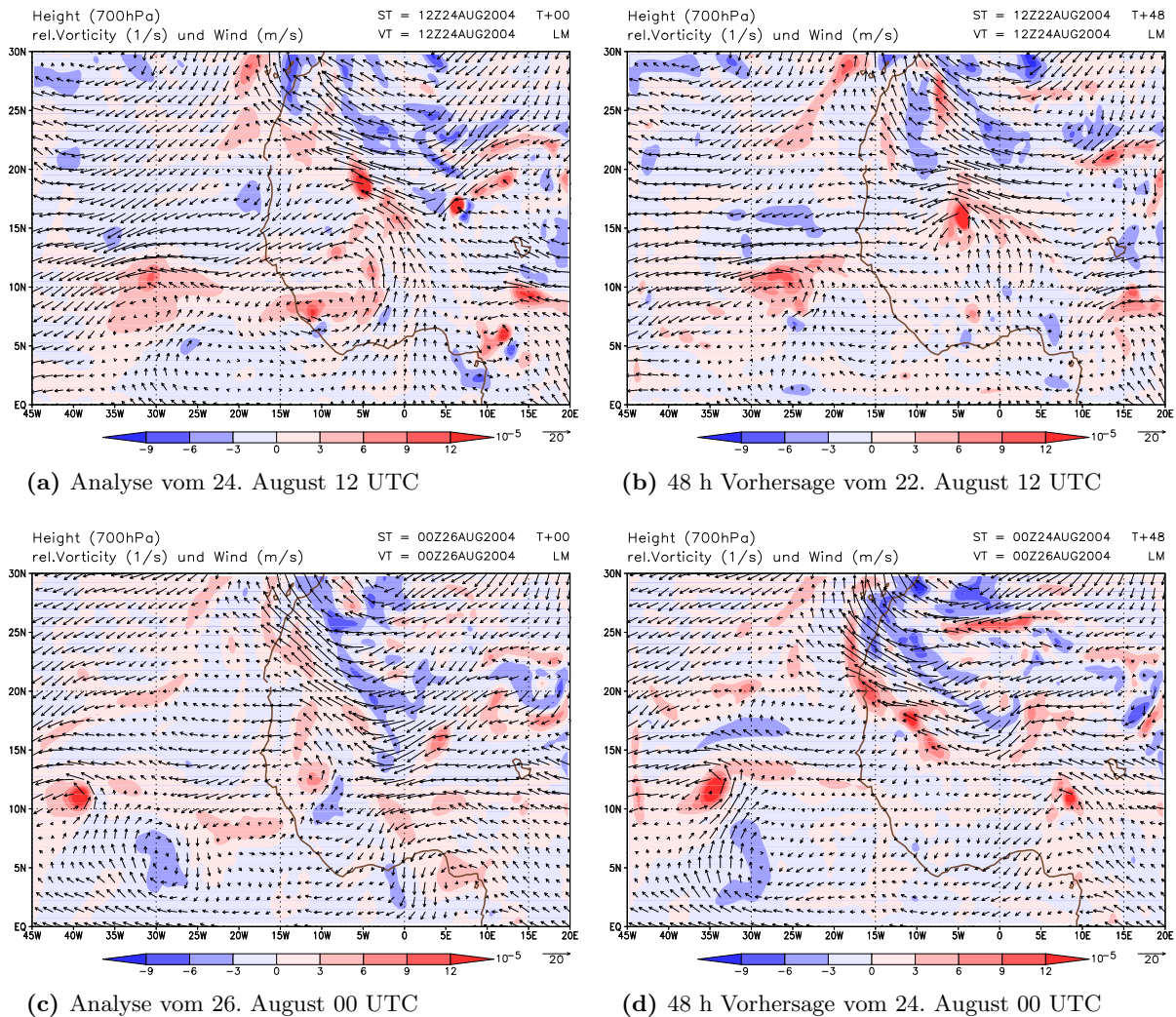


Abbildung 5.4: Analyse- und Vorhersagekarten für die relative Vorticity und den Wind in 700 hPa für „Frances Welle“.

riger erweist. In der Vorhersage befindet sich die Struktur am Ende der Simulation bei 20°W , während sie in der Analyse bereits bei 27°W ist.

In den Abbildungen 5.3(c) und 5.3(d) hat die Welle, die später zu Hurrikan Frances wird, die Küste verlassen und zieht in Richtung Westen. Allerdings ist sie in der Vorhersage erneut deutlich langsamer als in der Analyse. Ein Grund dafür könnte sein, dass die großräumige Strömung rückseitig des Systems in der Analyse eher aus Osten kommt, während sie in der Simulation eher einer schwachen Südströmung entspricht (siehe Abb. 5.4(a) und 5.4(b)). Hingegen ist beim Vergleich der kontinentalen Welle festzustellen, dass in den Hovmöller-Plots der Analyse und Vorhersage die Intensität der relativen Vorticity und Propagationsgeschwindigkeit gut miteinander übereinstimmen. Betrachtet man jedoch die horizontalen Abbildungen genauer, stellt man fest, dass das System in

der 48 h Vorhersage den Mittelungsbereich noch nicht ganz verlassen hat, im Gegensatz zur Analyse. Jedoch ist am südlichen Rand des Mittelungsbereichs (in Abb. 5.4(a) bei 12°W und 8°N) nur in der Analyse ein südliches Vorticitymaximum zu erkennen, welches in den Hovmöller-Plots eine scheinbare Fortsetzung des ursprünglichen Systems (5°W und 18°N) zur Folge hat.

Im Hovmöller-Plot der Simulation des 24. August (siehe Abb. 5.3(f)) verschwindet die Welle über dem Kontinent nach dem 25. August um 12 UTC. Wie man in Abbildung 5.4(d) erkennen kann, handelt es sich dabei sowohl um eine Abschwächung als auch um eine nördliche Verlagerung des Systems. Das Abschwächen im Hovmöller-Plot der Analyse (Abb. 5.3(e)) ist jedoch auf die Auflösung des oben genannten südlicheren Systems zurückzuführen. Die offensichtlich gute Übereinstimmung von Analyse und Vorhersage für dieses System über dem Kontinent ist also mit Vorsicht zu genießen. Bei der Betrachtung von Frances Welle sind Unterschiede in den Hovmöller-Plots leichter zu erkennen. In der Abbildung 5.3(e) sieht man, wie sie am 26. August 12 UTC den Bildausschnitt (45°W) verlässt, während sie am Ende der Simulation (siehe Abbildung 5.3(f)) noch wesentlich weiter westlich (35°W) lokalisiert werden kann.

Zusammenfassend lässt sich für diese Zeitintervalle sagen, dass die gute Übereinstimmung von Analyse und Vorhersage auf verschiedene Systeme zurückzuführen ist. Die Vorhersage für die Welle von Frances hingegen stimmt zwar in der Intensität mit der Analyse gut überein, allerdings ist die Bewegungsgeschwindigkeit nach Westen zu gering. Das LM hat zumindest in diesem speziellen Fall die Tendenz, das konvektive System zu langsam nach Westen ziehen zu lassen. Allerdings ist es erwähnenswert, dass in der Vorhersage mit Startzeitpunkt 24. August 00 UTC eine deutliche Zyklogese von Frances simuliert wurde.

5.1.3 „Ein stationäres System“

In Abbildung 5.5 ist sowohl in der Analyse (a) als auch der Vorhersage (b) ein senkrechtes Band hoher Werte relativer Vorticity auffällig. Es befindet sich in beiden Bildern bei ungefähr 28°W und ist in der Vorhersage schon um einige Stunden früher zu erkennen als in der Analyse. Es hat sich aufgrund einer wellenartigen Störung über dem Atlantik entwickelt. Dieses konvektive System bewegt sich im zeitlichen Verlauf nicht mit der östlichen Grundströmung mit. Im Gegensatz zur Erwartung verharrt es auf der Stelle, und bewegt sich wenn überhaupt nach Norden oder Süden. Diese Bewegung entlang eines Längengrades ist allerdings mit Hilfe dieser Plots nicht zu erkennen. In den 2-dimensionalen Plots, kann man jedoch erkennen, dass sich das konvektive System aufgrund der starken Monsunströmung nach Norden verlagert (siehe Abb. 5.6). Dieses Verhalten ist sowohl in der Vorhersage als auch in der Analyse zu beobachten.

Ab dem 29. August 00 UTC ist ein weiteres System über dem Atlantik zu sehen, welches kurz davor die Küste Afrikas verlassen hat und sich nun auf das zuvor betrachtete System zubewegt. Hierbei ist festzustellen, dass der Verlauf dieser Struktur in der Simulation gut wiedergegeben wird. Was die Intensität angeht, wird diese jedoch schwächer vorhergesagt (siehe Abb. 5.5(b)), als sie in der Analyse tatsächlich ist.

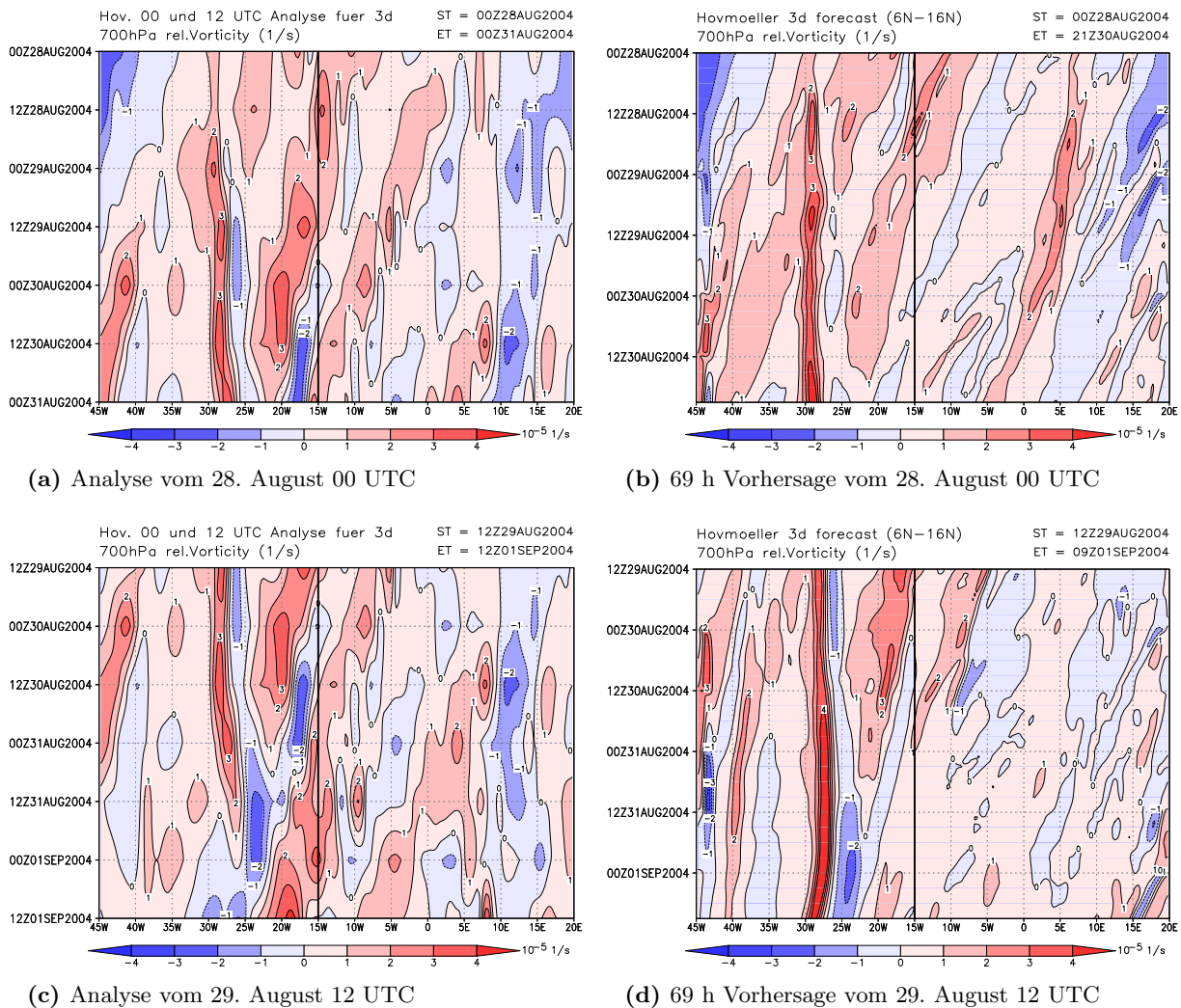


Abbildung 5.5: Dargestellt sind Hovmöller-Plots für ein stationäres konvektives System, das sich aufgrund einer Welle auf dem Atlantik entwickelt und sich nicht wie sonst mit der großräumigen Strömung nach Westen bewegt. Dabei wird die Analyse (links) mit der Simulation (rechts) verglichen. Es wurden zwei verschiedene Initialisierungszeitpunkte gewählt: 28. August 00 UTC (oben) und 29. August 12 UTC (unten).

Trotzdem hat dieses räumlich deutlich größere System in beiden Abbildungen einen gewissen Einfluss auf das stationäre System. Denn es bewirkt, durch seine zyklonale Rotation, dass die östliche Grundströmung nördlich des stationären Systems vorbeigelenkt wird und es sich somit nicht nach Westen mitbewegt (siehe Abb. 5.6).

Ein auffälliges Detail in den Abbildung 5.5(c) und 5.5(d) ist, dass sich in der Analyse das stationäre konvektive System am 31. August um 12 UTC stark abschwächt und in der Abbildung als solches

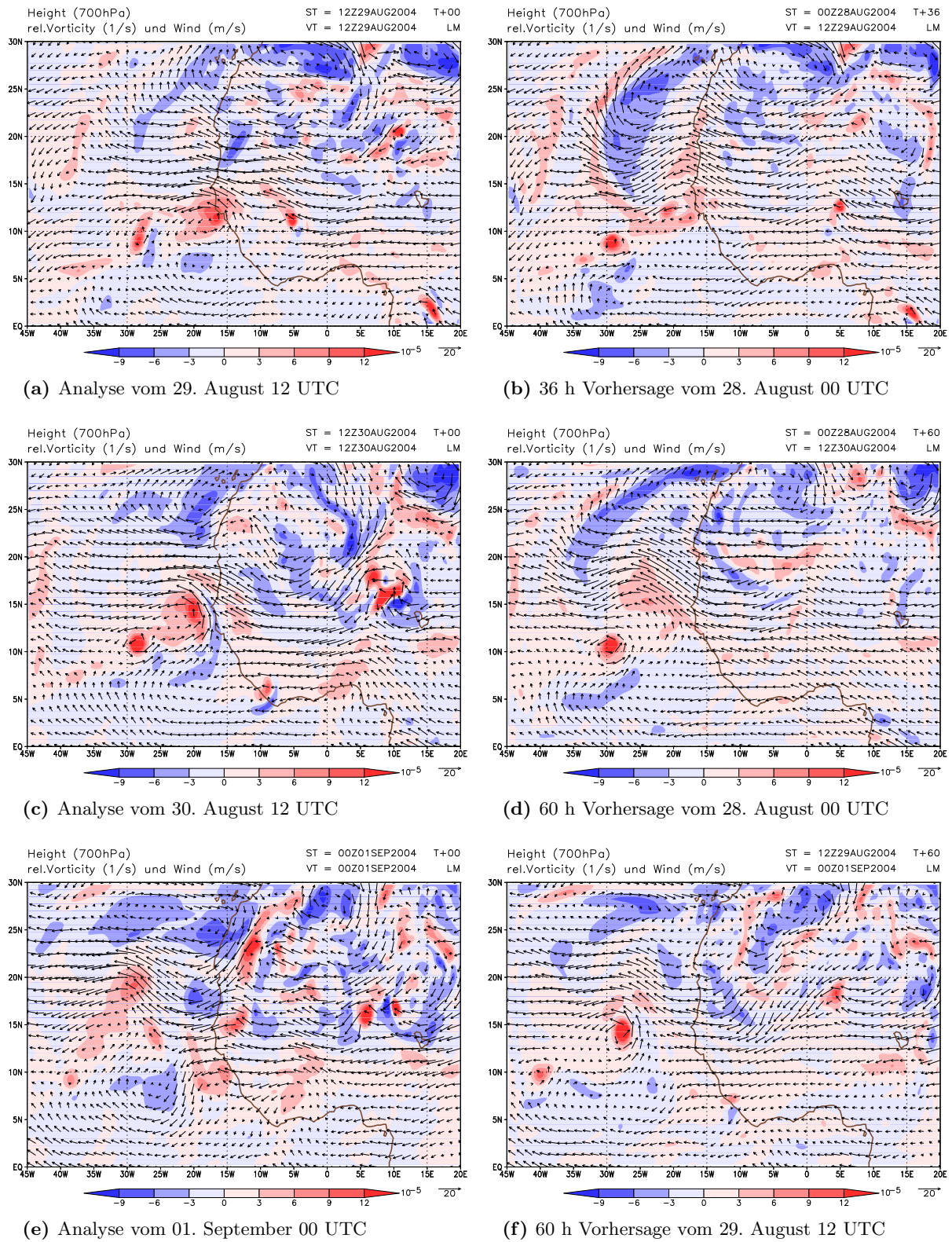


Abbildung 5.6: Analyse- und Vorhersagekarten für die relative Vorticity und den Wind in 700 hPa für „das stationäre System“.

ab dem 01. September nicht mehr zu erkennen ist. Allerdings sieht man in der horizontalen Karte (Abb. 5.6(e)), dass das stationäre System nicht vollständig verschwindet, sondern südlich davon eine antizyklonale Strömung liegt, mit welcher es sich im Hovmöller-Plot herausmittelt. In der Vorhersage beginnend am 29. August um 12 UTC (Abb. 5.5(d)) bleibt die Intensität konstant. Gegen Ende dieses Vorhersagelaufes zeigt die Struktur doch noch eine kleine Bewegungstendenz in Richtung Westen, was wohl auf eine Verringerung des Einflusses des nordöstlich zirkulierenden Systemes zurückgeführt werden kann. Außerdem gelangt es durch seine nördliche Verlagerung in die östliche Grundströmung (siehe Abb. 5.6(f)).

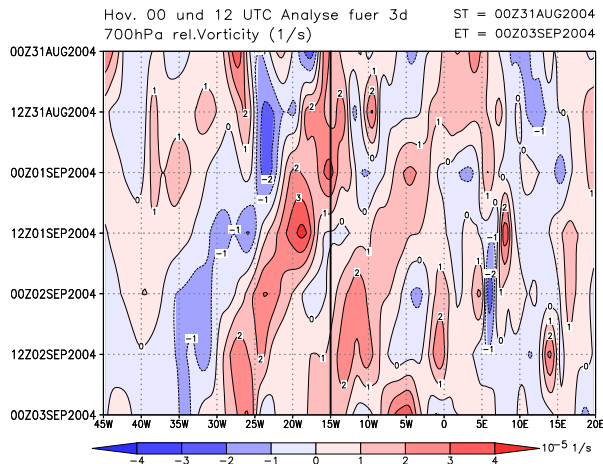
Insgesamt sind hier ebenfalls Differenzen zwischen Vorhersage und Analyse zu erkennen. Die Tatsache jedoch, dass sich in beiden Fällen ein konvektives System auf dem Atlantik entwickelt, und von der umgebenden Strömung so beeinflusst wird, dass es in den Hovmöller-Plots den Anschein hat, als würde es auf der Stelle verharren, ist bemerkenswert.

5.1.4 „Ivans Welle“

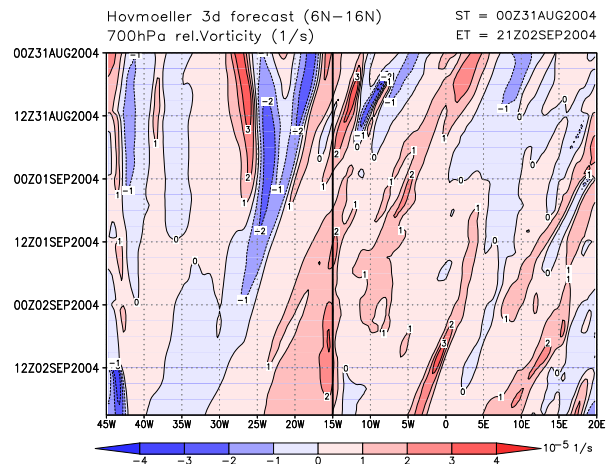
In den Abbildungen 5.7(a) und 5.7(b) sind am oberen Rand noch die Überreste des zuvor untersuchten stationären Systems zu erkennen. Während es sich in der Analyse bereits nach 24 Stunden auflöst, ist es in der Vorhersage 12 Stunden länger vorhanden. Weiter zeigt Abbildung 5.7(a) eine Struktur hoher Werte relativer Vorticity, beginnend am 31. August 00 UTC bei 15°W und endend am 03. September bei 27°W . Vergleicht man diese mit der zugehörigen Vorhersage (Abb. 5.7(b)), so ist in dieser die Struktur schwächer, und das Maximum der Vorticity weist kaum eine Propagation nach Westen auf. Im Gegensatz dazu ist durchaus eine Ausbreitung positiver Vorticitywerte nach Westen zu beobachten. Dies lässt vermuten, dass die großskaligen Eigenschaften, im Gegensatz zur kleinräumigen Konvektion, gut durch das LM beschrieben werden.

Ein ähnliches Bild zeigt sich auch in den Abbildungen 5.7(c) und 5.7(d). In der Analyse ist ein deutlich ausgeprägtes Band positiver Vorticity und vorderseitig ein Gebiet mit negativer Vorticity sichtbar. In der Vorhersage hingegen wird nur anfänglich dieses System gut simuliert. Jedoch zeigt das System danach kaum eine Verlagerung nach Westen. Das zwischenzeitliche Abschwächen im Hovmöller-Plot der Vorhersage, bei ungefähr 22°W , ist auf nördlich und südlich gelegene Gebiete negativer relativer Vorticity zurückzuführen (siehe Abb. 5.8(b)). Zu dieser Zeit ist ebenfalls zu erkennen, dass in der Analyse (Abb. 5.8(a)) ein wesentlich stärkerer Ostwind rückseitig des Systems vorherrscht, als in der Vorhersage. Hier hätte man eigentlich, aufgrund der vorherigen Ergebnisse erwartet, dass die Vorhersage besser mit der Analyse übereinstimmen würde, da schon zum Initialisierungszeitpunkt die Strukturen stark ausgeprägt waren.

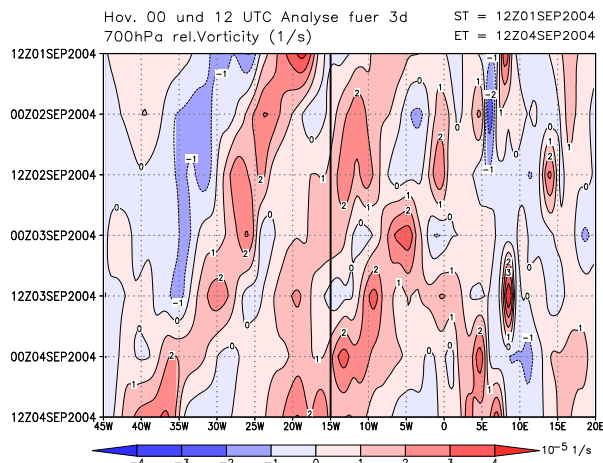
Zu einem noch späteren Zeitpunkt stimmen hingegen Analyse und Vorhersage (siehe Abb. 5.7(e) und 5.7(f)) erstaunlich gut überein. Allerdings sind in der Simulation die Werte positiver relativer Vorticity der Welle, die sich dann am 05. September zu Hurrikan Ivan verstärkt, etwas höher als in der Analyse. Dies ist auch in den Karten der relativen Vorticity deutlich zu erkennen (Abb. 5.8(c) und 5.8(d)). Außerdem sollte bemerkt werden, dass die Propagationsgeschwindigkeit nach Westen,



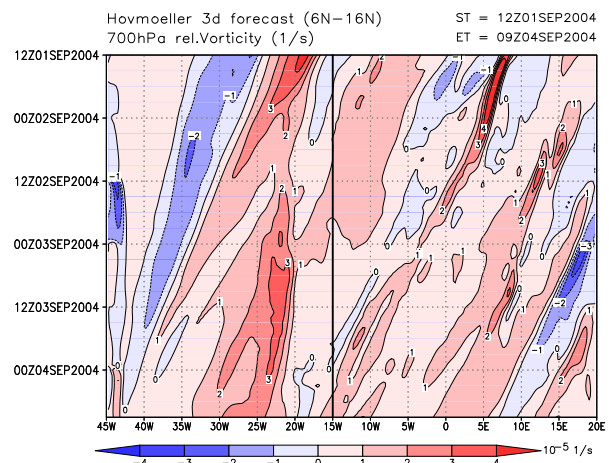
(a) Analyse vom 31. August 00 UTC



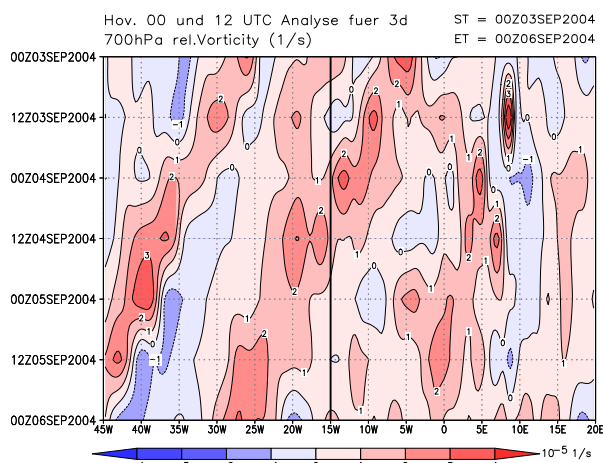
(b) 69 h Vorhersage vom 31. August 00 UTC



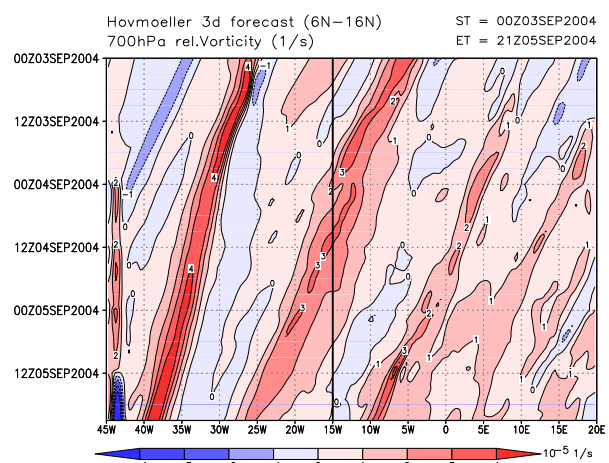
(c) Analyse vom 01. September 12 UTC



(d) 69 h Vorhersage vom 01. September 12 UTC



(e) Analyse vom 03. September 00 UTC



(f) 69 h Vorhersage vom 03. September 00 UTC

Abbildung 5.7: Dargestellt sind Hovmöller-Plots für die AEW, aus der sich Hurrikan Ivan entwickelt. Dabei wird die Analyse (links) mit der Simulation (rechts) verglichen. Es wurden drei verschiedene Initialisierungszeitpunkte gewählt: 31. August 00 UTC (oben), 01. September 12 UTC (mitte) und 03. September 00 UTC (unten).

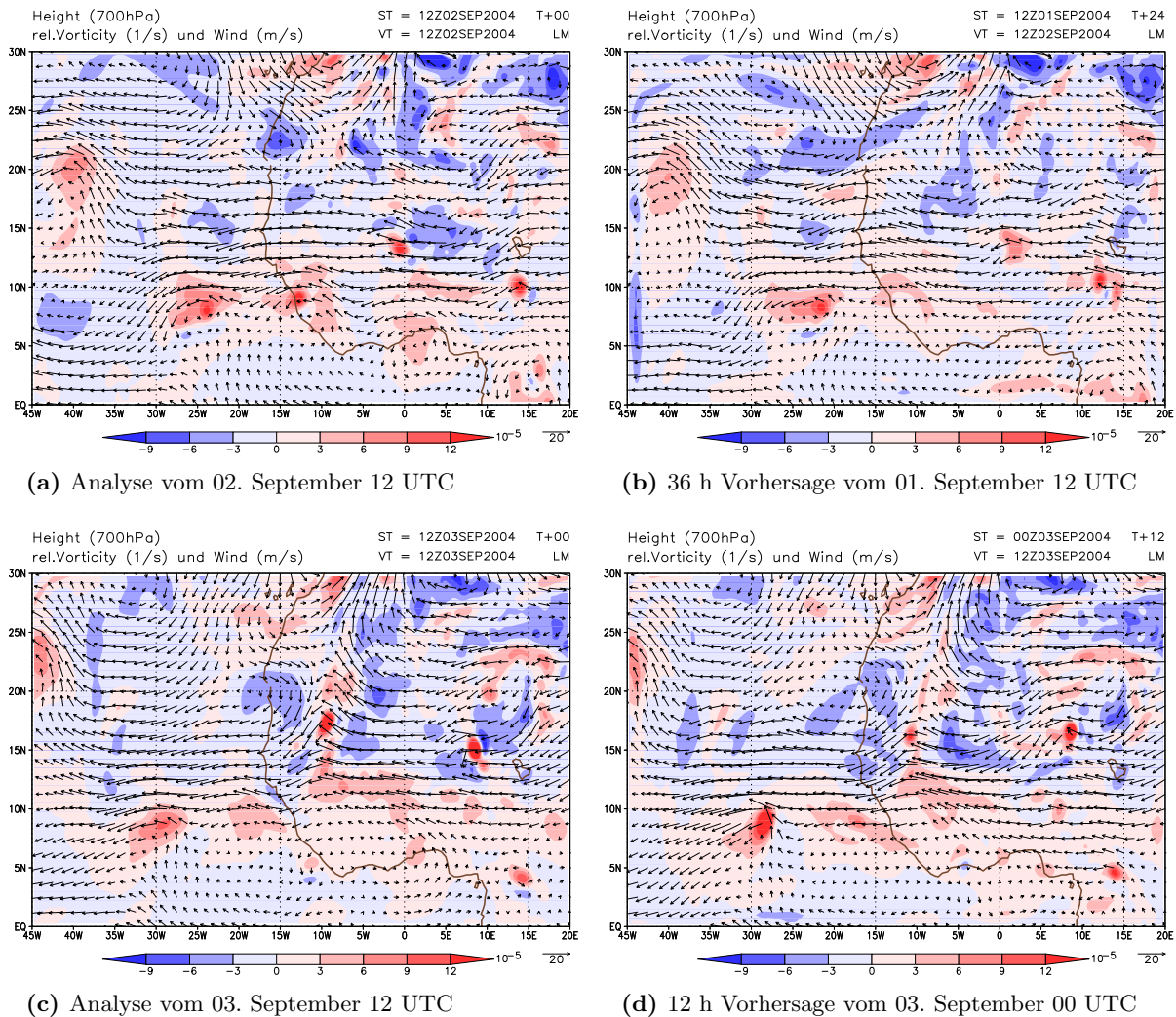


Abbildung 5.8: Analyse- und Vorhersagekarten für die relative Vorticity und den Wind in 700 hPa für „Ivans Welle“.

im Vergleich zur Analyse, wie bei Frances erheblich geringer ist.

5.2 Modellierbarkeit von tropischen Wettersystemen im LM

Nachdem im Abschnitt zuvor der Frage nachgegangen wurde, wie gut das LM tropische Wettersysteme in einer Höhe von 700 hPa über drei Tage hinweg, simuliert, sollen nun die Systeme in ihrer gesamten vertikalen Erstreckung untersucht werden. Dazu wird ein Querschnitt entlang eines Breitengrades durch das Zentrum des zu betrachtenden Systems gelegt. Die Vertikalschnitte werden für die Vorhersage nach 12, 24, 36 und 48 Stunden erstellt und mit den entsprechenden Analysen verglichen. Zusätzlich wird der zu diesem Vorhersagelauf gehörende Hovmöllerplot dargestellt. Der Vergleich wird in diesem Abschnitt für die drei Hurrikane, welche in dieser Arbeit

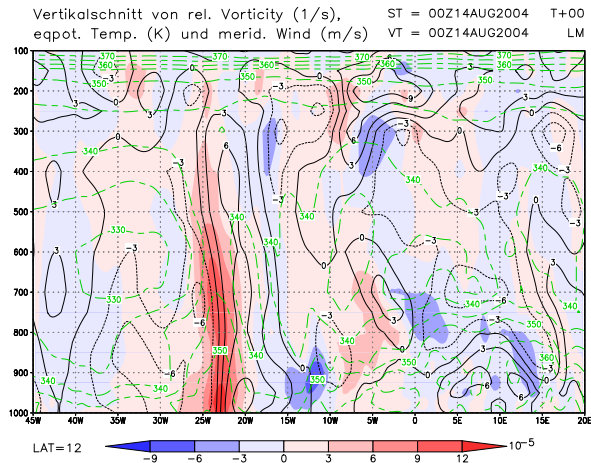
genauer untersucht werden, durchgeführt. Dabei ist zu beachten, dass die geographische Breite für die einzelnen Schnitte unterschiedlich sein kann, denn es soll hier nur die vertikale Ausprägung des Systems und nicht dessen räumliche Verlagerung untersucht werden. In den Abbildungen sind die relative Vorticity, der meridionale Wind sowie die äquivalent-potentielle Temperatur dargestellt.

5.2.1 Vertikalschnitte durch Hurrikan Danielle

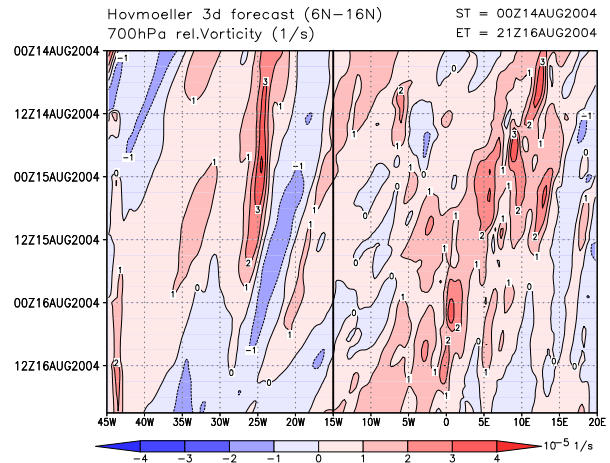
Im Folgenden sollen Analysen und Vorhersagen, welche am 14. August um 00 UTC starten, verglichen werden. Der Hovmöller-Plot dieses Vorhersagelaufs (Abb. 5.9(b)) zeigt deutlich eine Verstärkung des Systems mit der Zeit. Dieses deutet auf eine erfolgreich simulierte Zyklogenese hin. Inwieweit die Simulation mit der Analyse übereinstimmt, soll nun mit Vertikalschnitten zu unterschiedlichen Zeiten untersucht werden. Die Abbildung 5.9(a) gibt die Analyse zur Zeit der Initialisierung, geschnitten bei 12°N, wieder. Zu diesem Zeitpunkt wurde Danielle als tropischer Sturm eingestuft und ist in den Analysedaten auch deutlich als vertikal hochreichendes Gebiet hoher Werte relativer Vorticity, bei 24°W, zu erkennen. Ebenfalls ist hier gut die zyklonale Rotation des Sturms mit Hilfe des meridionalen Windfeld zu erkennen. Östlich des Zentrums herrscht starker Südwind, mit einem Maximum zwischen Boden und 900 hPa, und westlich des Sturmsentrums weht ein etwas schwächerer Nordwind. Hier ist das Maximum nicht klar zu lokalisieren, aber es befindet sich ebenfalls in der unteren Troposphäre. Grund für den schwächeren Meridionalwind auf der Westseite von Danielle ist der Monsunwind aus südlicher Richtung, welcher dem dort vorherrschenden Nordwind entgegen wirkt.

Die Isolinien der äquivalent-potentielle Temperatur zeigen im Sturmzentrum eine auffällige Struktur. Dort ist sie gegenüber der Umgebung deutlich erhöht (etwa 10 K) und das fast über die gesamte Höhe des konvektiven Systems (etwa 900 bis 350 hPa). Dies ist dadurch zu erklären, dass am Boden in der Nähe des Sturmzentrums starke Flüsse reich an Wasserdampf und Enthalpie vorherrschen. Dies wird vor allem durch den starken Seegang verbunden mit Sturmböen begünstigt. In der Aufwindzone steigt die Luft feuchtadiabatisch auf und da die äquivalent-potentielle Temperatur erhalten ist, werden die hohen äquivalent-potentiellen Temperaturwerte nach oben transportiert. Zwölf Stunden später befindet sich das Sturmzentrum in der Analyse bei 25°W (hier nicht abgebildet). Im Vergleich zur Analyse davor, hat sich sowohl die relative Vorticity als auch der Windgradient in Richtung Zentrum erhöht. In seiner vertikalen Erstreckung hat sich Danielle bis in Höhen von 200 hPa ausgedehnt. Zwar befindet sich der stärkste Windgradient im Zentrum des Sturms, aber die höchsten Windgeschwindigkeiten findet man bei größeren Radien. Auch die 12-Stunden-Vorhersage zeigt eine Intensivierung des Systems. Diese ist jedoch am Boden stärker als in der Analyse, und in höheren Luftschichten etwas schwächer. In der vertikalen Erstreckung erreicht der Sturm nicht die beobachtete Höhe. Außerdem zeigt das simulierte System eine geringere räumliche Ausdehnung.

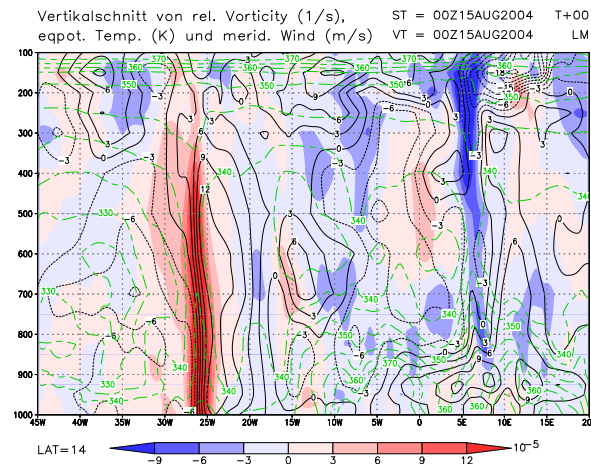
Nach 24 Stunden zeigen Analyse (Abb. 5.9(c)) und Vorhersage (Abb. 5.9(d)) die gleiche vertikale Erstreckung, jedoch ist wiederum die Ausdehnung des System insbesondere in großen Höhen deut-



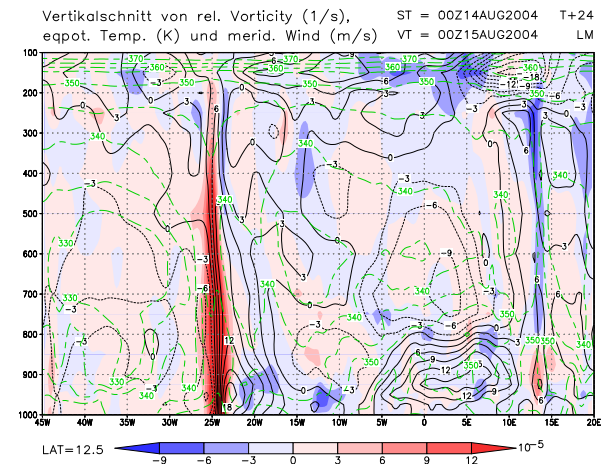
(a) Analyse vom 14. August 00 UTC



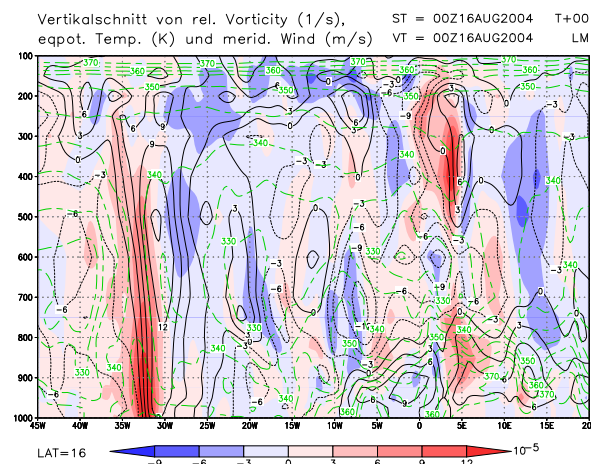
(b) 69 h Vorhersage vom 14. August 00 UTC



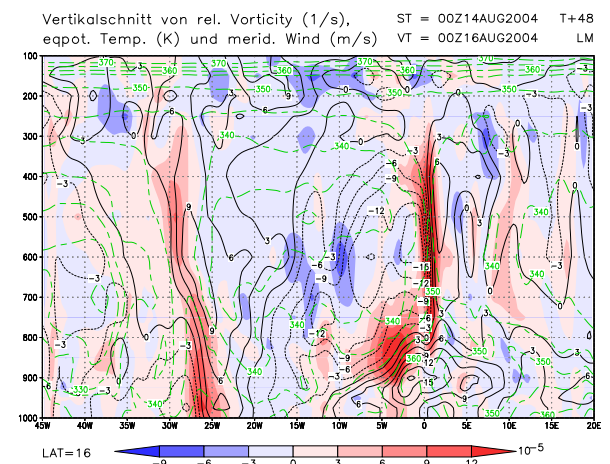
(c) Analyse vom 15. August 00 UTC



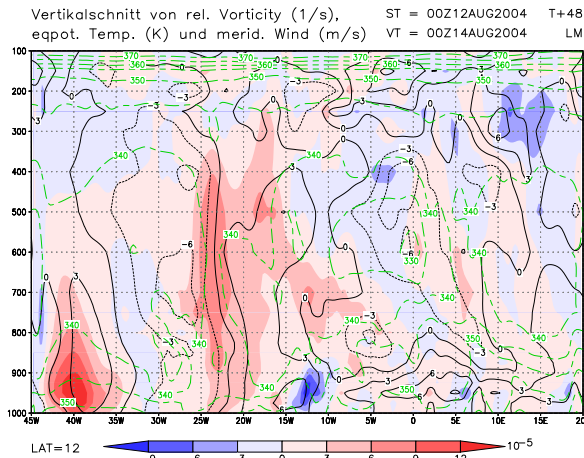
(d) 24 h Vorhersage für 15. August 00 UTC



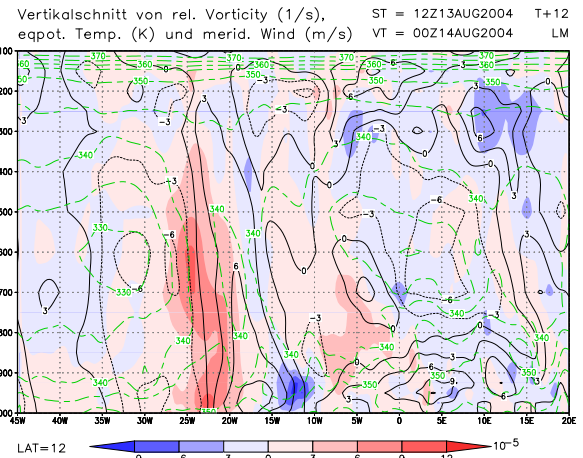
(e) Analyse vom 16. August 00 UTC



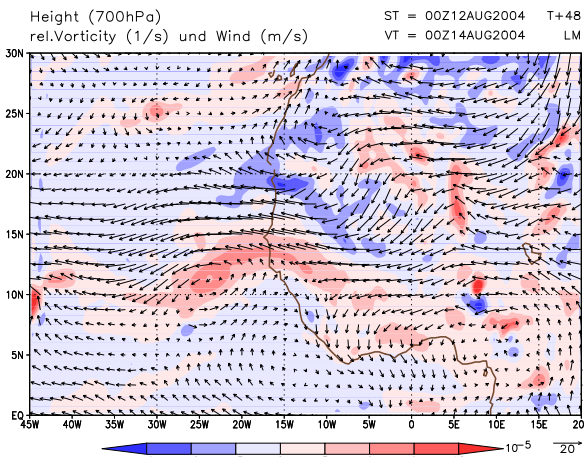
(f) 48 h Vorhersage für 16. August 00 UTC



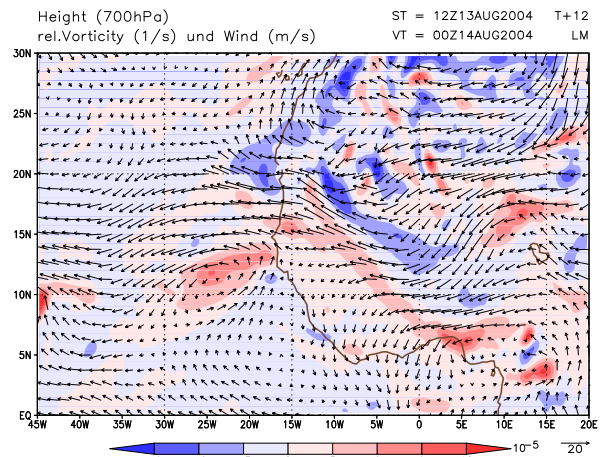
(g) 48 h Vorhersage für 14. August 00 UTC



(h) 12 h Vorhersage für 14. August 00 UTC



(i) 48 h Vorhersage für 14. August 00 UTC



(j) 12 h Vorhersage für 14. August 00 UTC

Abbildung 5.9: Vertikalschnitte durch Hurrikan Danielle ab dem 14. August 2004 um 00 UTC. Vergleich von Vorhersage und Analyse für die 24- und 48-Stunden-Vorhersage. Aufgetragen sind die relative Vorticity (in Farben) in Intervallen von $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, der meridionale Wind (schwarze durchgezogene Linie, negative Werte gestrichelt) in Intervallen von 3 m s^{-1} und die äquivalent-potentielle Temperatur (grüne lang gestrichelte Linie) in Intervallen von 5 K. Ebenfalls sind Hovmöller-Plot sowie Vertikal- und dazugehörige Horizontalschnitte von Vorhersagen zum Starttermin abgebildet.

lich kleiner. Weitere 12 Stunden später (hier nicht abgebildet) ist eine gute Übereinstimmung von Simulation und Analyse zu erkennen, allerdings bildet sich im vertikalen Verlauf des Sturms in der Vorhersage eine Neigung aus, welche ein Indiz für auf das System wirkende Scherung ist. Das obere Drittel befindet sich weiter westlich als der untere Teil. In der 48-Stunden-Vorhersage (Abb. 5.9(f))

ist dieses Verhalten noch deutlicher zu beobachten. Die ebenfalls zu beobachtende abnehmende Intensität ist somit vermutlich auf die zunehmende vertikale Windscherung zurückzuführen.

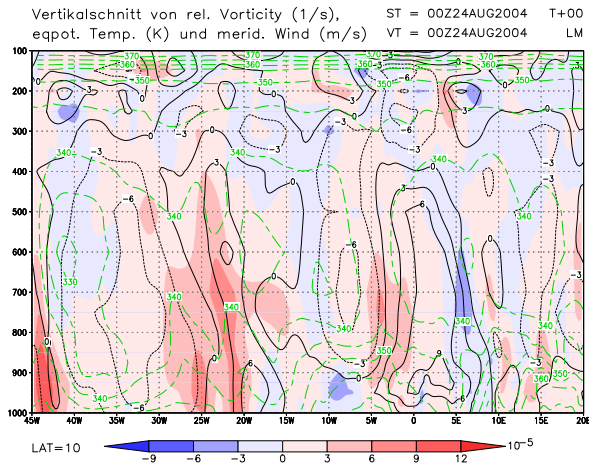
Weiter ist in dieser Abbildung bei 0°W ein starkes rotierendes System zu erkennen, welches auf die mittlere Troposphäre beschränkt ist und somit ein typisches Beispiel für eine AEW über dem Kontinent darstellt. In der Analyse ist dieses System nicht ausgeprägt zu erkennen. Grund für diesen Unterschied ist, dass der Vertikalschnitt nur die Ereignisse bei 16°N wiedergibt und nicht was sich nördlich oder südlich davon ereignet. Gerade durch die starke Konvektion über dem Festland und die damit verbundene Beeinflussung der Strömung, ist es sehr unwahrscheinlich, dass Vorhersage und Analyse in diesem Fall identisch sind.

Da Danielle am 14. August 00 UTC bereits den Status einer tropischen Depression erreicht hatte, ist es interessant andere Vorhersagen zu betrachten, die diesen Termin in ihrer Simulation beinhalten. Abbildung 5.9(g) zeigt die 48-Stunden-Vorhersage gestartet am 12. August um 00 UTC. Zwar ist zwischen 400 und 900 hPa ein Gebiet hoher Werte relativer Vorticity zu beobachten, allerdings zeigt das Windfeld, besonders in der unteren Troposphäre, im Vergleich zur Analyse (Abb. 5.9(a)) keine ausgeprägte zyklonale Rotation. Auch im zugehörigen Horizontalschnitt (Abb. 5.9(i)) ist nur eine schwache zyklonale Strömung zu erkennen. Somit gelingt es dem LM mit dieser Vorhersage nicht, Danielle richtig zu simulieren. Zwar ist im Horizontal-Plot der 12-Stunden-Vorhersage (Abb. 5.9(j)) die Wirbelstruktur ebenfalls nicht deutlich ausgeprägt, allerdings im entsprechenden Vertikalschnitt ist in Bodennähe bereits ein starkes Windfeld vorhanden. Hier schafft es das LM deutlich besser die wichtigen Ereignisse wiederzugeben.

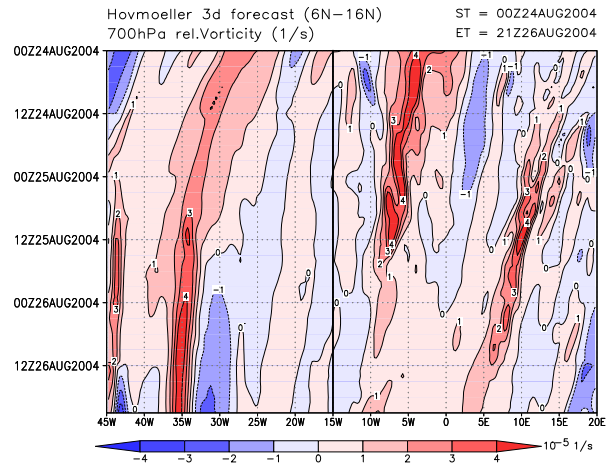
5.2.2 Vertikalschnitte durch Hurrikan Frances

Wie schon in Kapitel 4.3.2 erwähnt wurde, hat sich Frances erst nach dem 24. August um 12 UTC zur tropischen Depression verstärkt und erreichte dann spät am 25. August die Intensität eines tropischen Sturms. In den Bildern der Abbildung 5.10 ist diese Entwicklung deutlich wiederzuerkennen. Beginnend am 24. August mit der 00 UTC Analyse, ist hier ein Gebiet positiver Werte relativer Vorticity, welches sich ungefähr zwischen 20°W und 25°W befindet und sich vom Boden bis in einer Höhe von 600 hPa erstreckt, gezeigt. Obwohl das System noch keine klar ausgebildete Struktur aufweist, ist in diesem Gebiet eine erhöhte äquivalent-potentiellen Temperatur, im Vergleich zur Umgebung, zu erkennen.

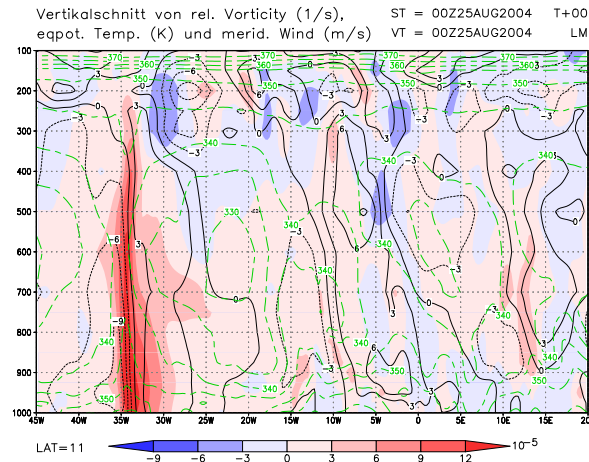
Bereits zwölf Stunden später zeigt das System eine zyklonale Rotation im meridionalen Windfeld. Das zuvor horizontal sehr ausgedehnte System hat sich nun etwas verschmälert und vertikal bis in eine Höhe von 400 hPa gestreckt. Nach weiteren zwölf Stunden (siehe Abb. 5.10(c) und 5.10(d)) hat sich Frances deutlich intensiviert. Auch im Vergleich zwischen dieser Vorhersage und Analyse zeigt sich eine gute Übereinstimmung bezüglich Position, Intensität und vertikaler Erstreckung. Dieses Ergebnis liefern auch die 36- und die 48-Stunden-Simulation, verglichen mit der dazugehörigen Analyse. Allerdings ist in der 36-Stunden-Vorhersage (hier nicht abgebildet) der Windgradient ab 600 hPa nicht ganz so stark ausgebildet wie in der Analyse, aber bereits 12 Stunden später (Abb.



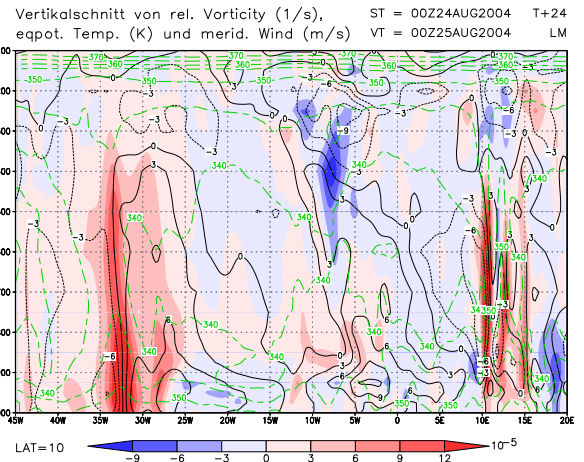
(a) Analyse vom 24. August 00 UTC



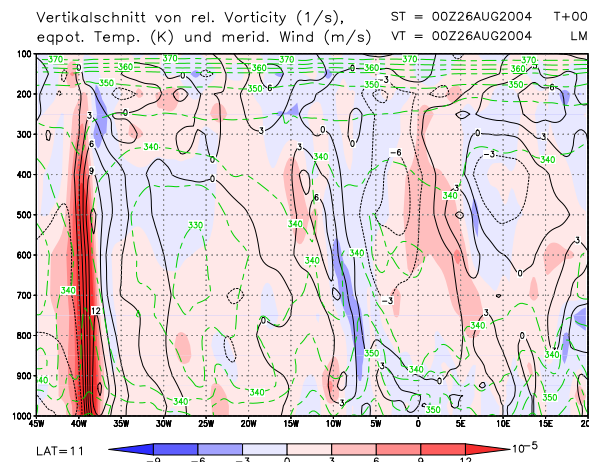
(b) 69 h Vorhersage vom 24. August 00 UTC



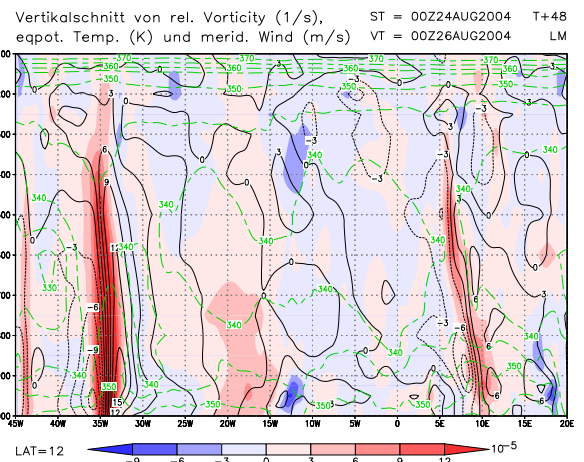
(c) Analyse vom 25. August 00 UTC



(d) 24 h Vorhersage für 25. August 00 UTC



(e) Analyse vom 26. August 00 UTC



(f) 48 h Vorhersage für 26. August 00 UTC

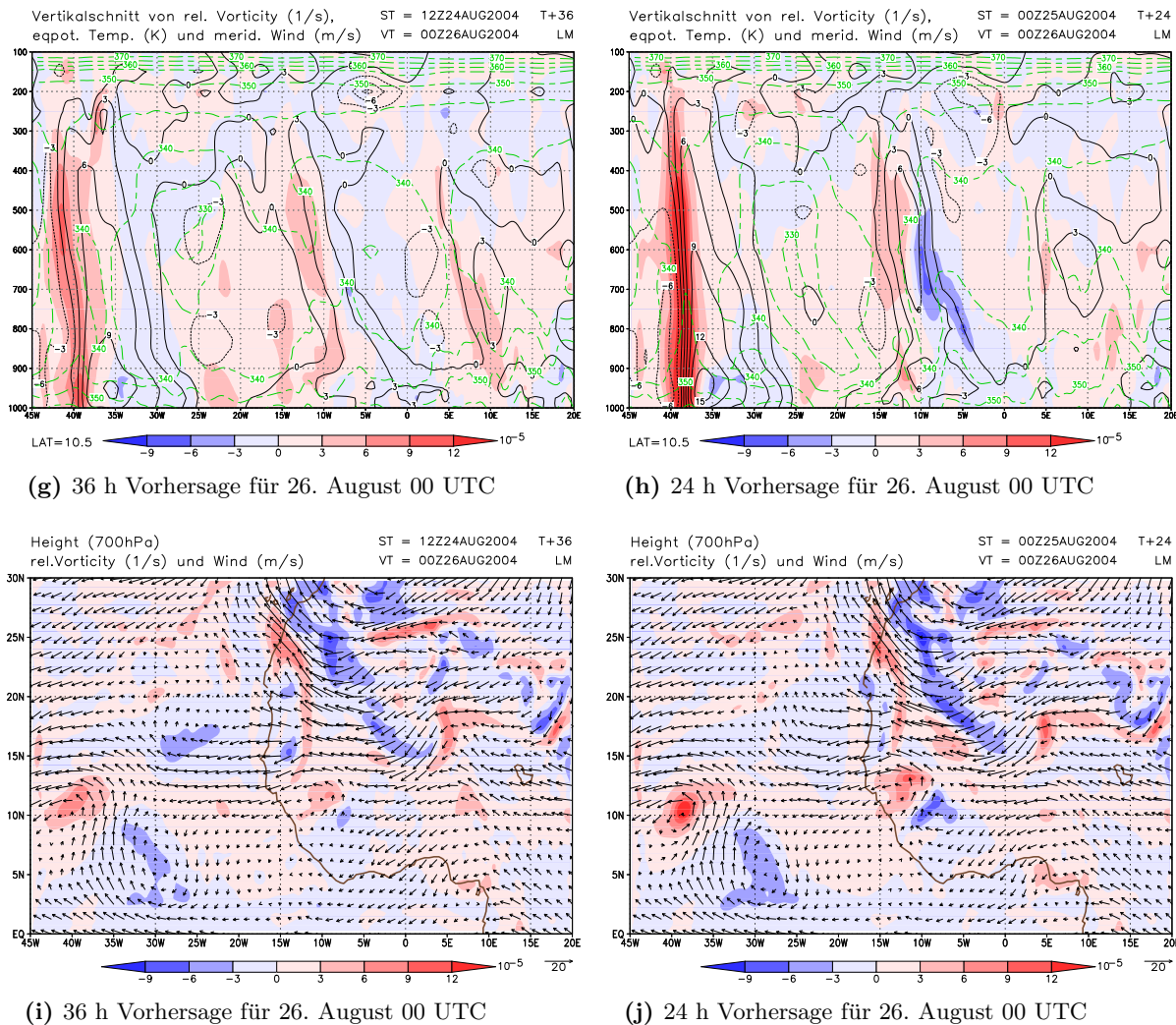


Abbildung 5.10: Vertikalschnitte durch Hurrikan Frances ab dem 24. August 2004 um 00 UTC. Vergleich von Vorhersage und Analyse für die 24- und 48-Stunden-Vorhersage. Aufgetragen sind die relative Vorticity (in Farben) in Intervallen von $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, der meridionale Wind (schwarze durchgezogene Linie, negative Werte gestrichelt) in Intervallen von 3 m s^{-1} und die äquivalent-potentielle Temperatur (grüne lang gestrichelte Linie) in Intervallen von 5 K . Ebenfalls sind Hovmöller-Plot sowie Vertikal- und dazugehörige Horizontalschnitte von Vorhersagen für den 26. August 00 UTC abgebildet.

5.10(e) und 5.10(f)) ist dieser Unterschied nicht mehr auszumachen.

Bemerkenswert ist, dass nach 36 Stunden das System in der Simulation langsamer nach Westen zieht als in der Analyse. Dieses Verhalten konnte teilweise bereits beim Vergleich der Hovmöller-Plots von Vorhersage und Analyse beobachtet werden (z.B. Abb. 5.3 und 5.7).

In Abbildung 5.10 sind zwei weitere Vorhersageläufe für den 26. August 00 UTC dargestellt. Dieser Termin wurde deshalb ausgewählt, da Frances bereits den Status eines tropischen Sturms besitzt und sich noch am selben Tag zum Hurrikan der Kategorie 1 intensiviert. Die 36-Stunden-Vorhersage (Abb. 5.10(g)) zeigt eine deutlich schwächere Struktur als die zugehörige Analyse. Allerdings stimmt die Position, im Gegensatz zur 48-Stunden-Vorhersage, gut mit der in Abbildung 5.10(e) überein. Die 24-Stunden-Vorhersage jedoch vereint beides, sowohl Intensität als auch Position, und kommt somit, bis auf den etwas schwächeren Windgradienten, der Analyse am nächsten. Auch bei Betrachtung der horizontalen Abbildungen 5.10(i) und 5.10(j) wird ein Unterschied der verschiedenen Vorhersagen deutlich. Während in der einen eher eine Welle zu erkennen ist, ist in der anderen die zyklonale Rotation bereits stark ausgebildet.

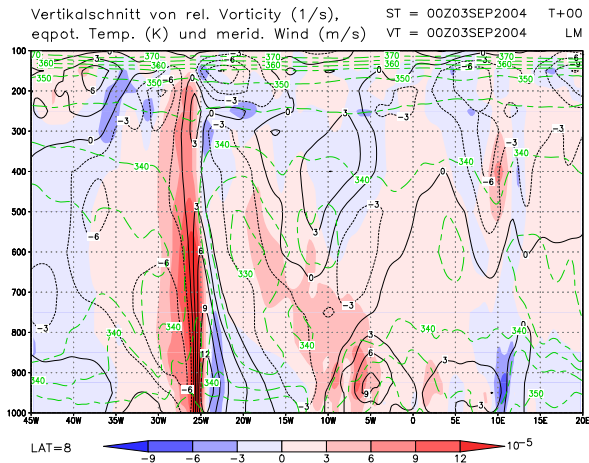
5.2.3 Vertikalschnitte durch Hurrikan Ivan

In Abbildung 5.11 sind Vertikalschnitte der Analyse und Simulation von Ivan beginnend am 03. September um 00 UTC dargestellt. Während dem Simulationszeitraum von 48 Stunden blieb das System dauerhaft als tropischer Sturm eingestuft. Der Vergleich von Analyse und Vorhersage zeigt bei allen betrachteten Zeitschritten starke Abweichungen.

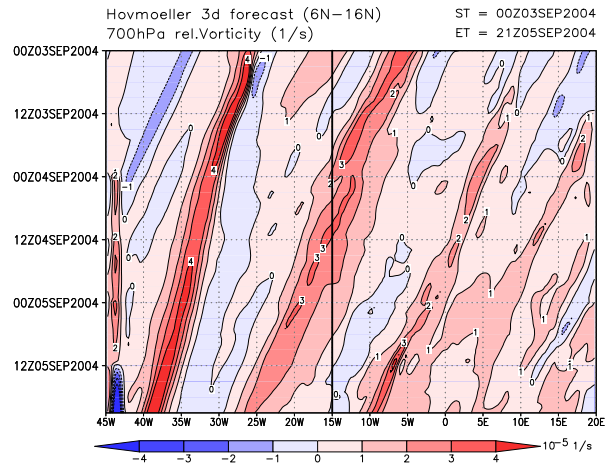
In der Analyse vom 03. September um 12 UTC (hier nicht abgebildet) und vom 04. September um 00 UTC (Abb. 5.11(c)) ist der Sturm bis in Höhen von ungefähr 500 hPa schwach ausgebildet, und weist eine große horizontale Ausdehnung auf. In den dazugehörigen Vorhersagen ist die Intensität des Sturms wesentlich höher und das System ist räumlich schmaler. Außerdem zeigt Ivan in der 12-Stunden-Vorhersage (hier nicht abgebildet) eine vertikale Erstreckung bis in Höhen von 200 hPa, während sie in der Analyse nur bis 200 hPa reicht. Die Gründe für diese Abweichungen können von unterschiedlicher Natur sein:

- Im Satellitenbild des Wasserdampfkanals vom 03. September (Abb. 4.8(a)) ist deutlich das Verlassen eines bogenförmigen Wolkenbandes zu erkennen. Dabei handelt es sich vermutlich um eine Böenfront, welche den Zufluss warmer, feuchter Luft zum Zentrum hin unterbrechen kann, und dadurch eine Abschwächung des Sturms bewirkt.
- Im gleichen Satellitenbild ist zu sehen, dass zu diesem Zeitpunkt Ivan mit Ausläufern der trockenen SAL in Kontakt kommt. Dies kann ebenfalls zu einer Beeinflussung der Entwicklung des Wirbelsturms führen.
- Außerdem sollte in Betracht gezogen werden, dass die zur Verfügung stehenden Analysedaten des GME aufgrund ihrer geringen räumlichen Auflösung nicht den tatsächlichen Wetterzustand abbilden. Dafür spricht, dass in der Aufzeichnung der „best track intensity“ (Quelle: <http://weather.unisys.com/hurricane/atlantic/2004/IVAN/track.dat>) eine langsame aber stetige Intensivierung des Systems zu erkennen ist.

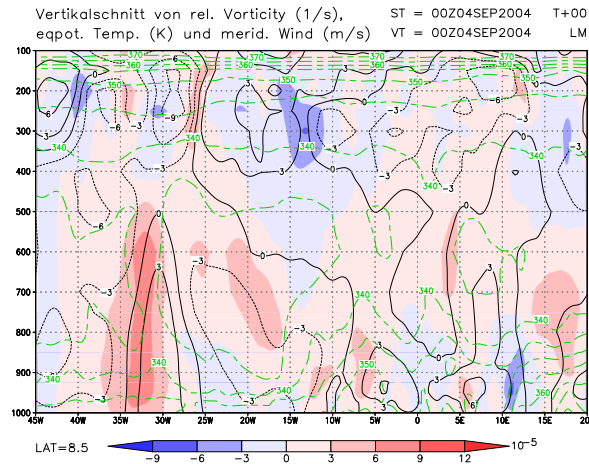
Ein umgekehrtes Verhalten kann im Vergleich von Analyse und 36-Stunden-Vorhersage beobachtet werden (hier nicht abgebildet). Hier ist die vertikale Ausdehnung und die Intensität des simulierten



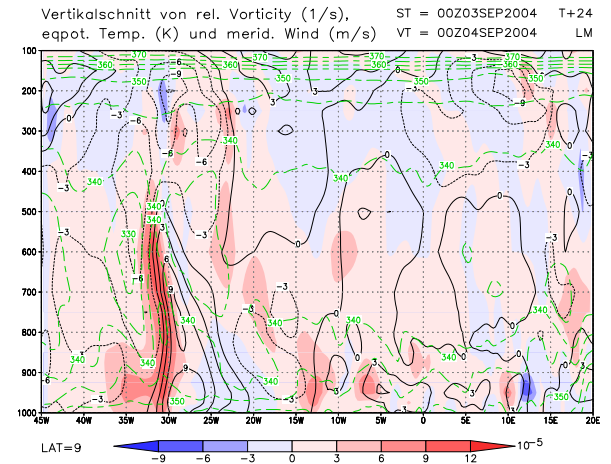
(a) Analyse vom 03. September 00 UTC



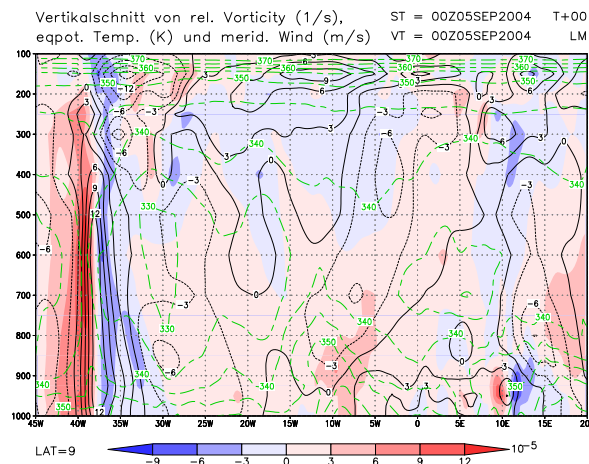
(b) 69 h Vorhersage vom 03. September 00 UTC



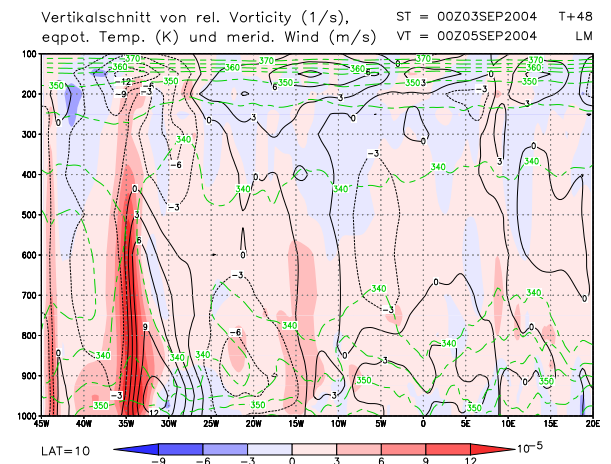
(c) Analyse vom 04. September 00 UTC



(d) 24 h Vorhersage für 04. September 00 UTC



(e) Analyse vom 05. September 00 UTC



(f) 48 h Vorhersage für 05. September 00 UTC

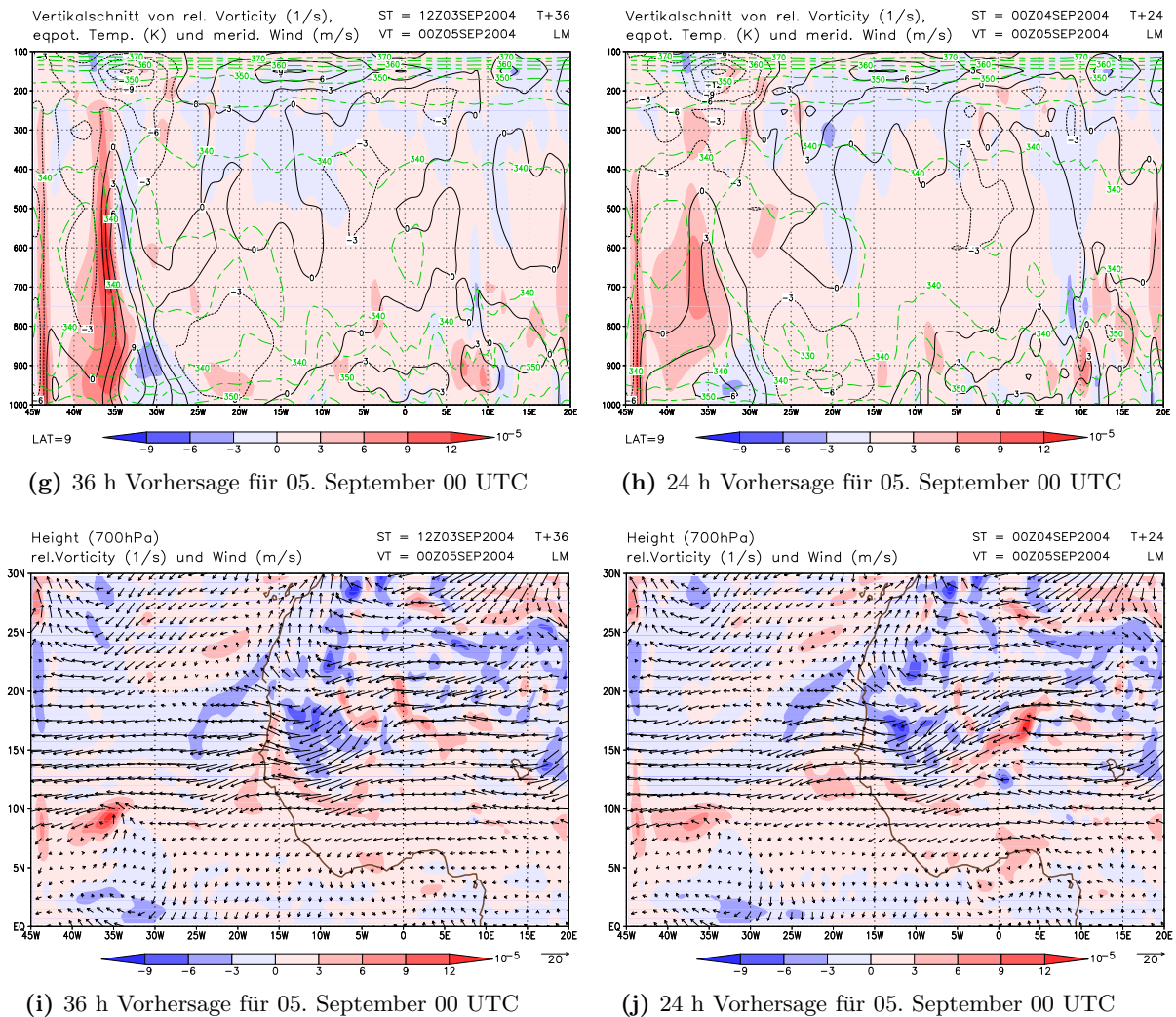


Abbildung 5.11: Vertikalschnitte durch Hurrikan Ivan ab dem 03. September 2004 um 00 UTC. Vergleich von Vorhersage und Analyse für die 24- und 48-Stunden-Vorhersage. Aufgetragen sind die relative Vorticity (in Farben) in Intervallen von $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, der meridionale Wind (schwarze durchgezogene Linie, negative Werte gestrichelt) in Intervallen von 3 m s^{-1} und die äquivalent-potentielle Temperatur (grüne lang gestrichelte Linie) in Intervallen von 5 K . Ebenfalls sind Hovmöller-Plot sowie Vertikal- und dazugehörige Horizontalschnitte von Vorhersagen für den 05. September 00 UTC abgebildet.

Systems deutlich geringer. Hingegen zwölf Stunden später (Abb. 5.11(e) und 5.11(f)) stimmt die vertikale Ausdehnung und Stärke beider Systeme gut überein. Allerdings hat sich in der Vorhersage rückseitig des Sturms kein vertikales Band negativer Vorticity entwickelt wie in der Analyse. Erneut kann hier wieder die zu geringe Zugeschwindigkeit nach Westen im Vergleich zur tatsächlichen

Bewegung beobachtet werden.

Auch die beiden anderen Vorhersageläufe für den 05. September 00 UTC (Abb. 5.11(g) und 5.11(h)) geben ein sehr unterschiedliches Bild wieder. Während die 36-Stunden-Vorhersage noch ein ausgeprägtes vertikales System zeigt, ist in der 24-Stunden-Vorhersage nur ein Gebiet leicht erhöhter Werte relativer Vorticity beschränkt auf die mittlere Troposphäre zu erkennen. Auch die Horizontal-Plots in 700 hPa spiegeln diesen Sachverhalt wieder.

Zusammenfassend kann man sagen, dass das LM zwar in der Lage ist tropische Wirbelstürme zu simulieren, allerdings die einzelnen Läufe eine recht unterschiedliche Beschreibung der Situation wiedergeben. Auffällig ist ebenfalls, dass der Grundgedanke: „je länger eine Vorhersage andauert, desto schlechter wird sie“ nicht in allen Fällen zutrifft. Sicherlich ist der Anfangszustand ausschlaggebend, aber Abweichungen lassen sich möglicherweise auch durch die geringe räumliche Auflösung und die noch nicht vollständig verstandene Wechselwirkung mit der SAL erklären.

Kapitel 6

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurde untersucht, inwieweit das Lokal-Modell des DWD dazu geeignet ist, typische Wetterphänomene des Westafrikanischen Monsuns wie zum Beispiel die Bildung von tropischen Wirbelstürmen aus African Easterly Waves oder die Wechselwirkung dieser Zyklonen mit der SAL zu beschreiben. Dazu wurden in einem Zeitraum von Mitte August bis Anfang September des Jahres 2004 zweimal täglich Simulationen über einen Zeitraum von 72 Stunden durchgeführt und mit Analysedaten verglichen. Dabei wurde besondere Aufmerksamkeit darauf gelegt, wie gut die Wettersysteme in verschiedener Hinsicht modelliert werden können. Zu diesem Zweck wurden diagnostische und graphische Programmroutinen entwickelt.

Als erstes wurde exemplarisch an Hurrikan Ivan der Einfluss großräumiger Strömungen und Luftmassen, wie zum Beispiel der Saharan Air Layer, auf die Entwicklung des Sturmes untersucht. Dabei stellte sich heraus, dass sich beim Vergleich von der Simulation der SAL mit der Analyse deutliche Unterschiede ausbildeten. Diese können dafür verantwortlich sein, dass die Entwicklung der Intensität von Ivan nicht richtig modellierbar ist.

Als zweiter Schwerpunkt wurde mit Hilfe von Hovmöller-Plots überprüft, ob die Zuggeschwindigkeit der AEWs und Zyklonen nach Westen zufriedenstellend reproduziert werden kann. Gleichzeitig wurde dabei die Änderung der Intensität mit den Analysedaten verglichen. Auch wenn die Propagation der Wellen nach Westen rudimentär wiedergegeben wurden, so stellten sich vor allem zwei Unterschiede heraus: Zum einen wurde die Zuggeschwindigkeit nach Westen bei einigen Simulationen zu gering vorhergesagt, was einen Unterschied der simulierten und wirklichen Position nach drei Tagen von ungefähr 5° ausmachte. Zum anderen wurde beobachtet, dass häufig bei Nichtvorhandensein von Strukturen im Anfangszustand, welche jedoch zu einem späteren Zeitpunkt in der Analyse beobachtbar waren, diese sich nicht oder nur schwach in der Simulation ausbildeten.

Zuletzt wurde die zeitliche Entwicklung der einzelnen konvektiven Systeme mit Hilfe von Vertikalschnitten durch ihr Zentrum untersucht. Dabei stellte sich heraus, dass für die Hurrikane Danielle und Frances eine zufriedenstellende Übereinstimmung bestand. Für Hurrikan Ivan hingegen wurden sowohl in der Intensität als auch in der vertikalen und horizontalen Erstreckung Unterschiede festgestellt. Prinzipiell ist jedoch für alle drei Stürme zu sagen, dass die Systeme in der Vorhersage

erhalten bleiben und sich nicht direkt nach Simulationsstart auflösen. Dies ist eine wichtige Grundvoraussetzung für die Vorhersagbarkeit der Entwicklung von tropischen Zyklonen und rechtfertigt die Verwendung des LMs als numerisches Wettervorhersagemodell.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Beschreibung tropischer Wettersysteme mit dem Lokalmodell vielversprechend ist. Jedoch gibt es viele Möglichkeiten die Simulation zu verbessern. Dazu gehört zum einen eine Erhöhung der Auflösung, welche eine genauere Simulation von mesoskaligen konvektiven Systemen erlaubt. Dies würde jedoch derzeit eine Verkleinerung des zu betrachtenden Gebietes mit sich führen. Ein Ausweg stellt das sogenannte Nesting dar, bei dem innerhalb eines groben Gitters ein feineres eingebettet ist, welches die kleinräumigen Strukturen besser beschreiben kann. Erste Versuche solch einer Studie wurden bereits im Rahmen dieser Diplomarbeit begonnen, jedoch war eine detaillierte Betrachtung aufgrund der begrenzten Zeit sowie der Nichtverfügbarkeit von hochauflösenden Landnutzungsdaten nicht möglich. Außerdem wäre es interessant das Simulationsgebiet zu vergrößern, um Randeffekte bei der Entwicklung großräumiger Strömungen zu minimieren. Auch die Verwendung von anderen Datensätzen zur Initialisierung als den GME-Daten, ist eine Möglichkeit die Studie zu vertiefen.

Literaturverzeichnis

- [1] Avila, L. A., and R. J. Pasch, 1995: Atlantic tropical systems of 1993. *Monthly Weather Review*, **123**, 887-896.
- [2] Bergeron, T., 1954: The Problem of Tropical Hurricanes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **80**, 131-164.
- [3] Berry, G. J., and C. D. Thorncroft, 2005: Case study of an intense African Easterly Wave. *Monthly Weather Review*, **133**, 752-766.
- [4] Berry, G. J., C. D. Thorncroft and T. Hewson, 2005: African Easterly Waves during 2004 - Analysis using objective techniques. 44 pp.
- [5] Burpee, R. W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**, 77-90.
- [6] Burpee, R. W., 1974: Characteristics of North African easterly waves during the summers of 1968 and 1969. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **31**, 1556-1570.
- [7] Carlson, T. N., 1969a: Synoptic histories of three African disturbances that developed into Atlantic hurricanes. *Monthly Weather Review*, **97**, 256-276.
- [8] Carlson, T. N., 1969b: Some remarks on African disturbances and their progress over the tropical Atlantic. *Monthly Weather Review*, **97**, 716-726.
- [9] Carlson, T. N., and J. M. Prospero, 1972: The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic. *Journal of Applied Meteorology*, **11**, 283-297.
- [10] Carlson, T. N., and S. G. Benjamin, 1980: Radiative heating rates of Saharan dust. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **37**, 193-213.
- [11] Chen, Y.-L., 1985: Tropical squall lines over the eastern Atlantic during GATE. *Monthly Weather Review*, **113**, 2015-2022.
- [12] Charney, J. G., and M. E. Stern, 1962: On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **19**, 159-172.

-
- [13] Cook, K. H., 1999: Generation of the african easterly jet and its role in determining west african precipitation. *Journal of Climate*, **11**, 283-297.
- [14] Davies, H. C., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **102**, 405-418.
- [15] Davies, H. C., 1983: Limitations of some common lateral boundary schemes used in regional NWP models. *Monthly Weather Review*, **111**, 1002-1012.
- [16] Diaz, H. F., T. N. Carlson, and J. M. Prospero, 1976: A study of the structure and dynamics of the Saharan air layer over the northern equatorial Atlantic during BOMEX. National Hurricane and Experimental Meteorology Laboratory NOAA Tech. Memo. ERL WMPO-32, 61 pp.
- [17] Doms, G., and U. Schättler, 2002: A description of the nonhydrostatic Regional Model LM. Part I: Dynamics and Numerics. Consortium for Small-Scale Modelling (Cosmo). Download möglich von: <http://www.cosmo-model.org>.
- [18] Dunion, J. P., and C. S. Velden, 2003: The impact of the Saharan Air Layer on Atlantic tropical cyclone activity. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **85**, 353-365.
- [19] Emanuel, K. A., 1988: Toward a general theory of hurricanes. *American Scientist*, **76**, 370-379.
- [20] Emanuel, K. A., 1991: The theory of hurricanes. *Annual Review of Fluid Mechanics*, **23**, 179-196.
- [21] Emanuel, K. A., 1999: Thermodynamic control of hurricane intensity. *Nature*, **401**, 665-669.
- [22] Hewson, T. D., 1998: Objective fronts. *Meteorological Applications*, **5**, 37-65.
- [23] Houze, R. A., Jr., and A. K. Betts, 1981: Convection in GATE. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **19**, 541-576.
- [24] Jones, C., N. Mahowald, and C. Luo, 2003: The role of easterly waves in African desert dust transport. *Journal of Climate*, **16**, 3617-3628.
- [25] Karyampudi, V. M., and T. N. Carlson, 1988: Analysis and numerical simulations of the Saharan air layer and its effects on easterly wave disturbances. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **45**, 3102-3136.
- [26] Karyampudi, V. M., S. P. Palm, J. A. Reagen, H. Fang, W. B. Grant, R. M. Hoff, C. Moulin, H. F. Pierce, O. Torres, E. V. Browell, and S. H. Melfi, 1999: Validation of the Saharan dust plume conceptual model using Lidar, Meteosat, and ECMWF data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**, 1045-1074.
- [27] Karyampudi, V. M., and H. F. Pierce, 2002: Synoptic-scale influence of the Saharan air layer on tropical cyclogenesis over the eastern Atlantic. *Monthly Weather Review*, **130**, 3100-3128.

- [28] Kiladis, G. N., C. D. Thorncroft, and N. M. J. Hall, 2005: A New Perspective on African Easterly Waves, Part I: Observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, (accepted subject to revisions).
- [29] Kunz, M., C. Hauck, und C. Kottmeier, 2004: Meteorologische Naturgefahren, Skript zur Vorlesung WS 2003/04, Institut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe, 115 pp.
- [30] Landsea, C. W., W. M. Gray, P. W. Mielke, Jr. and K. J. Berry, 1994: Seasonal forecasting of Atlantic hurricane activity. *Weather*, **49**, 273-284.
- [31] Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **31**, 1791-1806.
- [32] Merrill, R. T., 1988: Environmental influences on hurricane intensification. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **45**, 1678-1687.
- [33] Norquist, D. C., E. E. Recker, and R. J. Reed, 1977: The energetics of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Monthly Weather Review*, **105**, 334-342.
- [34] Ooyama, K. V., 1982: Conceptual evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **60**, 369-379.
- [35] Pytharoulis, I., and C. Thorncroft, 1999: The Low-Level Structure of African Easterly Waves in 1995. *Monthly Weather Review*, **127**, 2266-2280.
- [36] Parker, D. J., C. D. Thorncroft, R. R. Burton and A. Diongue-Niang, 2005: Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET2000 experiment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 1461-1482.
- [37] Reed, R. J., D. C. Norquist, and E. E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Monthly Weather Review*, **105**, 334-342.
- [38] Riehl, H., 1979: Climate and weather in the tropics. *Academic Press*, New York, 611 p.
- [39] Ritter, B., and J. F. Geleyn, 1992: A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Monthly Weather Review*, **120**, 303-325.
- [40] Simmons, A. J., 1977: A note on the instability of the African easterly jet. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **34**, 1670-1674.
- [41] Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Monthly Weather Review*, **117**, 1779-1799.

- [42] Thompson, R. M., Jr., S. W. Payne, E. E. Recker, and R. J. Reed, 1979: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the intertropical convergence zone of the eastern Atlantic. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **36**, 53-72.
- [43] Thorncroft, C. D., and B. J. Hoskins, 1994a: An idealized study of African easterly waves. Part I: A linear view. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **120**, 953-982.
- [44] Thorncroft, C. D., and M. Blackburn, 1999: Maintenance of the African easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **125**, 763-786.
- [45] Thorncroft, C. D., and K. Hodges, 2001: African easterly wave variability and its relationship to Atlantic tropical cyclone activity. *Journal of Climate*, **14**, 1166-1179.
- [46] Thorncroft, C. D., D. J. Parker, R. R. Burton, M. Diop, J. H. Ayers, H. Barjat, S. Devereau, A. Diongue, R. Dumelow, D. R. Kindred, N. M. Price, M. Saloum, C. M. Taylor, and A. M. Tompkins, 2003: The JET2000 Project: Aircraft Observations of the African Easterly Jet and African Easterly Waves. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **84**, 337-351.
- [47] Wang, Y., and C.-C. Wu, 2004: Current understanding of tropical cyclone structure and intensity change - a review. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **87**, 257-278.
- [48] Wong, S., and A. E. Dessler, 2005: Suppression of deep convection over the tropical North Atlantic by the Saharan Air Layer. *Geophysical Research Letters*, **32**, L09808, doi:10.1029/2004GL022295.
- [49] Woodworth, P. A, 2003: The Saharan Air Layer: Its characteristics and interactions with mid-level easterly flow. Division of Meteorology and Physical Oceanography, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, Miami, Florida.
- [50] Zhang, C., and J. Pennington, 2004: African dry air outbreaks. *Journal of Geophysical Research*, **109**, D20108, doi:10.1029/2003JD003978.

Danksagungen

Mein besonderer Dank gebührt Prof. Dr. Sarah Jones für die interessante Aufgabenstellung und die umfangreiche Betreuung der Arbeit.

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

Ein großes Dankeschön geht an Bele Meisner für die geduldige Einweisung in die Bedienung des Lokal-Modells und die schnellen Antworten auf meine vielen Fragen.

Ebenso möchte ich mich bei Tanja Stanelle für die Hilfestellung beim Nesting bedanken, auch wenn dieses Thema nicht mehr den Weg in die Arbeit gefunden hat.

Bei Doris Anwender bedanke ich mich für die Einweisung in Grads und bei Michael Riemer für das Weiterhelfen bei kniffligen Fragen und das Beschaffen der vielen Papers.

Vielen Dank an Steffi Wassermann, die mir bei Problemen mit dem Parallelrechner hilfsbereit zur Seite stand.

Ein weiteres Dankeschön an Bernhard Mühr für die Hilfe bei der Beschaffung von Satellitenbildern.

Ein besonderer Dank geht an den Computerarzt Herrn Brückel, der mehr als schwere Gehirn-erweiterungen (neue Festplatte), Herztransplantationen (Prozessorwechsel) und Sprachtherapien (Druckerkonfiguration) am Patienten (imkpc56) durchzuführen hatte.

Vielen Dank an das wandelnde Wörterbuch Julia Sander für das Korrekturlesen der Arbeit.

Ein großes Dankeschön an meine Komilitonen Julia, Maxi, Stefan und Steffi sowie an die anderen Mitglieder des IMK für das angenehme Arbeitsklima.

Bei meiner Familie möchte ich mich für die moralische und finanzielle Unterstützung während des gesamten Studiums besonders bedanken.

Ein riesen Dankeschön an Christian, ich liebe dich auch!

Erklärung

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

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

Karlsruhe, den 1. Februar 2006