

Strukturanalyse von konvektiven Systemen mittels Vorhersagen des ECMWF-Modells aus dem YOTC-Datensatz

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

vorgelegt von

Janina Badey

21. September 2011

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

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Dynamische und physikalische Eigenschaften tropischer konvektiver Systeme sowie deren Umwandlung	3
2.1	Mesoskalige konvektive Systeme	3
2.2	Entwicklung zum tropischen Wirbelsturm	6
2.3	Außertropische Umwandlung	7
2.4	Tropische Umwandlung	9
3	Daten und Modell	13
3.1	T-PARC Kampagne	13
3.2	Datengrundlage	14
3.2.1	YOTC Datensatz	15
3.2.2	Grundgleichungen des Modells	16
3.2.3	Die berechneten Tendenzterme	18
3.2.4	Satellitenbilder	21
4	Fallstudie	23
4.1	Synoptische Situation während TCS025	23
4.2	Die potentielle ET	33
4.2.1	Synoptische Größen	33
4.2.2	Tendenzterme	41
4.3	Die potentielle TT	56
4.3.1	Synoptische Größen	56
4.3.2	Tendenzterme	66
4.4	Vergleich der beiden Fälle	76
4.4.1	Synoptische Entwicklung	76
4.4.2	Unterschiede in den Tendenzen	78
5	Zusammenfassung	81
6	Literaturverzeichnis	85

1 Einleitung

Tropische Wirbelstürme sind durch ihre extremen Windstärken und die mit ihnen einhergehenden Überschwemmungen die Naturkatastrophen, welche die größten Schäden verursachen und die meisten Todesopfer fordern. Im Jahr 1970 brachte ein Wirbelsturm fast einer halben Million Menschen in Bangladesch den Tod. Hurrikan Katrina (2005) brachte über 125 Milliarden US-Dollar wirtschaftlichen Schaden mit sich (Narita et al. 2009). Doch nicht nur in den Wirbelsturmgebieten kann ein solcher Sturm zu enormen Schäden führen. Zieht er als Wirbelsturm in die mittleren Breiten oder wandelt er sich in ein außertropisches Tiefdruckgebiet um, so kann er durch die starken Windgeschwindigkeiten und die Mitführung der feuchten tropischen Luftmassen auch dort zerstörerische Wirkung haben. Um diesen Schäden so weit wie möglich vorzubeugen, gilt es nicht nur die Zugbahn sondern auch die Entstehung der Stürme vorherzusehen. So entwickeln sich zahlreiche konvektive Systeme über den Ozeanen, von denen sich nur wenige zu einem tropischen Wirbelsturm organisieren.

Verschiedene Aspekte führen zum Zerfall oder zur Weiterentwicklung der konvektiven Systeme und sind bis heute nicht vollständig verstanden, was sich auch auf die Qualität der Vorhersagen auswirkt. Diese liefert bis heute keine zufriedenstellenden Ergebnisse bei der Frage welche der konvektiven Systeme sich zu Wirbelstürmen weiterentwickeln, wie schnell dies geschieht und welche Stärke der entstandene Wirbelsturm erreicht. Die Verbesserung der Vorhersage-Modelle ist daher ein zentraler Punkt im Rahmen des Bestrebens, die durch tropische Wirbelstürme entstehenden Schäden weitestmöglich einzugrenzen.

Während einer zweimonatigen Messkampagne unter THORPEX („The Observing System and Predictability Experiment“) wurden konvektive Systeme und Wirbelstürme im westlichen Nordpazifik observiert und näher untersucht. Modelldaten stehen für diesen Zeitraum im Rahmen des Datensatzes des „Year of tropical Convection“ (YOTC) zur Verfügung, darunter sind erstmals auch Werte für die Tendenzen der spezifischen Feuchte und der Temperatur, aufgespalten in Beiträge verschiedener Terme. Im Einzelnen wird dabei unterschieden zwischen den Einflüssen dynamischen Ursprungs, der Konvektion, der Wolkenbildung, der Strahlung, der turbulenten Diffusion und der Orographie auf die beiden genannten Größen.

In der vorliegenden Arbeit wird eine nähere Betrachtung eines konvektiven Systems im Vorhersagemodell des ECMWF („European Centre for Medium-Range Weather Forecasts“) durchgeführt, das während der Messkampagne unter dem Programm T-PARC („THORPEX Pacific Asian Regional Campaign“) beobachtet werden konnte. Die Wahl fiel hierfür auf ein konvektives System mit dem kampagneninternen Namen TCS025, welches Potential zur Ausbildung eines Wirbelsturmes hatte. Statt sich

zu einem tropischen Wirbelsturm zu entwickeln, zerfiel es jedoch in zwei Teile, welche beide eine interessante Weiterentwicklung durchliefen.

Eines der beiden Teilsysteme wanderte in Richtung der mittleren Breiten und durchlief eine Entwicklung, die Ähnlichkeiten zu einer außertropischen Umwandlung (ET) aufwies, letztendlich aber keine war. Das andere Teilsystem zeigte vor seinem Zerfall Anzeichen einer erneuten Intensivierung unter Wechselwirkung mit einem Kaltlufttropfen. Somit hatte es Potential für eine tropische Umwandlung (TT), die jedoch nicht erfolgt ist.

Durch die Untersuchung dieser beiden Teilsysteme hinsichtlich ihrer Struktur soll zum einen die Genauigkeit der jeweiligen Vorhersage analysiert werden und zum anderen überprüft werden, in wie weit die neuartigen Tendenzwerte des YOTC-Datensatzes die Vorgänge innerhalb der konvektiven Systeme repräsentieren.

Nach einer kurzen Beschreibung der zur Verfügung stehenden Daten und des Modells in Kapitel 2 werden die theoretischen Grundlagen tropischer konvektiver Systeme sowie der außertropischen und tropischen Umwandlung umrissen. Eine ausführliche Untersuchung der Entwicklung des konvektiven Systems TCS025 wird in Kapitel 4 diskutiert. Hierbei wird nach einer allgemeinen Beschreibung der synoptischen Situation während des Lebenslaufes des Systems eine genauere Betrachtung der beiden Teilsysteme durchgeführt. In Kapitel 5 erfolgt eine abschließende Zusammenfassung der Ergebnisse.

2 Dynamische und physikalische Eigenschaften tropischer konvektiver Systeme sowie deren Umwandlung

Ein tropischer Wirbelsturm ist eine Zyklone, die den Regionen tropischer Ozeane entsteht. Die für seine Entwicklung benötigte Energie bezieht er primär aus dem Transfer von Wärme und Feuchte aus der oberen Schicht des Ozeans. Die Entstehung eines tropischen Wirbelsturms erfolgt schrittweise über verschiedene Entwicklungsstufen. Am Anfang steht eine tropische Störung, beispielsweise eine tropische Welle mit eingebetteter Konvektion. Wird diese Konvektion innerhalb der Störung organisiert, so kann sich unter Einfluss der Corioliskraft durch Ausbildung einer horizontalen Zirkulation eine tropische Depression entwickeln. Erreicht diese wiederum Winde von über 17 ms^{-1} , so hat sie sich zu einem tropischen Sturm intensiviert. Sobald seine Windgeschwindigkeiten 33 ms^{-1} überschreiten wird er je nach Region als Hurrikan, Taifun oder tropischer Zyklon eingestuft.

2.1 Mesoskalige konvektive Systeme

Wenn sich in Gebieten mit konvektiver Instabilität Wolken bilden, diese miteinander verschmelzen und sich zu einem einzigen Wolkensystem organisieren, welches einen ausgeprägten Cirrusschirm aufweist, entsteht ein mesoskaliges konvektives System (MCS). Charakteristisch für ein MCS sind ausgeprägte Aufwinde und eine zweigeteilte Wolkenstruktur in einen konvektiven und einen stratiformen Teil (Houze, 2004). Mit zunehmender Stärke bildet sich eine mesoskalige Rotation des Systems aus. Verbleibt ein MCS über dem Ozean, kann er sich zu einem tropischen Wirbelsturm entwickeln.

Für die Ausbildung eines mesoskaligen konvektiven Systems (MCS) ist zunächst eine Anreicherung von konvektiven Wolken vonnöten. Dies geschieht durch die Sekundärzirkulation, das heißt aufgrund von Antriebskräften, die aus diabatischer Erwärmung innerhalb eines konvektiven Gebietes resultieren. Dies führt zu einem vertikalen Massenfluss, der sich über einen Großteil der Troposphärenhöhe erstreckt. Konvektion und die damit verbundenen thermodynamischen Prozesse spielen dementsprechend eine wichtige Rolle für die Entwicklung eines MCS (Tory und Frank, 2010).

Konvektion entsteht in Gebieten instabiler Schichtung und braucht einen initialen Auslösemechanismus, beispielsweise örtliche Hebung. In den daraufhin entstehenden Aufwinden wird bodennahe feuchte Luft in die höheren Schichten transportiert bis Sättigung erreicht ist und Kondensation einsetzt. Die bei diesem Phasenübergang entstandenen Wolkentröpfchen fallen ab einer bestimmten Größe als Niederschlag Richtung Erdboden. Die Verdunstung des Regens und des Wolkenwassers sowie das Schmelzen vorher gefrorener Niederschlagsteilchen führen durch den Entzug von Wärme zu einem örtlichen abwärtigen Massenfluss. Dieser wirkt dem allgemein herrschenden Aufwind entgegen und führt zu einem

Rückgang des konvergenten Einflusses der unteren Schichten und damit auch zu einem Rückgang der absoluten Vorticity in diesem Bereich. Eine langlebige Konvektion trägt mit ihren Auf- und Abwinden über Durchmischung mit der Umgebungsluft zu höherer Feuchte und Stabilisierung der unteren bis mittleren Schichten bei.

Die genannte absolute Vorticity ζ_a ist definiert zu

$$\zeta_a = \zeta_r + f \quad [2.1]$$

mit der relativen Vorticity $\zeta_r = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ und der planetaren Vorticity $f = 2\Omega \sin\varphi$, die auch Coriolis-Parameter genannt wird. Verwendet wurden dabei die horizontalen Windkomponenten u und v , der Betrag der Winkelgeschwindigkeit Ω und der Breitengrad φ .

Die zeitliche Änderung der Vorticity wird über die Vorticitygleichung beschrieben. Sie enthält drei Terme, die zu dieser Änderung beitragen:

$$\frac{d\zeta_a}{dt} = \underbrace{-\zeta_a(\nabla \cdot \vec{v}_H)}_{(1)} - \underbrace{\vec{k} \cdot (\nabla w \times \frac{\partial \vec{v}_H}{\partial z})}_{(2)} - \underbrace{\vec{k} \cdot \nabla \frac{1}{\rho} \times \nabla p}_{(3)} \quad [2.2]$$

In dieser Gleichung steht \vec{v}_H für den horizontalen Windvektor, w ist die vertikale Windkomponente, \vec{k} der Einheitsvektor, z die Höhe, ρ die Dichte und p der Druck. Den Änderungen durch die verschiedenen Terme liegen verschiedene physikalische Prozesse zugrunde. Der Divergenzterm (1) führt bei einer Zunahme der betrachteten rotierenden Fläche (Divergenz) zu einer Abnahme der Vorticity und im umgekehrten Fall bei einer Flächenabnahme (Konvergenz) zu einer Vorticityzunahme. Im dreidimensionalen Raum betrachtet würde dies für einen rotierenden Zylinder eines inkompressiblen Mediums bedeuten, dass eine Stauchung des Zylinders zu einer Vergrößerung der Grundfläche führt, was eine Vorticityabnahme zur Folge hat. Auch über den Drehimpulserhaltungssatz lässt sich eine verminderte Rotation nachweisen. Der Drehterm (2) beschreibt Vorticityerzeugung durch induzierte Drehung wie sie durch Windscherung wirkt, da hierbei auf einer Seite einer Fläche die Windgeschwindigkeit größer ist als auf der gegenüberliegenden Seite. Der Solenoidterm (3) tritt nur bei Baroklinität auf und beschreibt die Zirkulation, die entsteht, wenn der Druck- und der Dichtegradient eine unterschiedliche Richtung aufweisen.

Bei der erwähnten Kondensation wird latente Wärme frei. Dies führt zu einer Erhöhung der potentiellen Temperatur. Dadurch kommt es zu einem höheren Gradienten der potentiellen Temperatur in dem Bereich oberhalb der Wolkenuntergrenze, welcher in direktem Zusammenhang mit der potentiellen Vorticity steht, wie an der folgenden Gleichung von Hoskins et al. (1985) zu erkennen ist:

$$PV = -g(f\vec{k} + \nabla_p \times \vec{v}) \cdot \nabla_p \theta \quad [2.3]$$

mit der potentiellen Vorticity PV , der Erdbeschleunigung g , dem Coriolis-Parameter f , dem vertikalen Einheitsvektor \vec{k} , dem Vektor der Windgeschwindigkeiten \vec{v} , dem Gradientenoperator im Druck-System ∇_p

und der potentiellen Temperatur θ . Die Kondensation leistet somit ebenfalls einen Beitrag zur Erhöhung der Vorticity. Für die Tendenz der PV gilt folgende Form:

$$\frac{dPV}{dt} = -g(\vec{f}\vec{k} + \nabla_p \times \vec{v}) \cdot \nabla_p \theta \quad \text{mit } \dot{\theta} = \frac{d\theta}{dt}. \quad [2.4]$$

Die kinematischen und thermodynamischen Aspekte der Struktur eines idealisierten MCS wurden von Houze (2004) zusammengefasst (Abb. 2.1). Dabei sind innerhalb des Niederschlagsgebietes eines MCS konvektive und stratiforme Regionen zu unterscheiden. Mit den konvektiven Abwinden erreicht kühlere Luft die unteren Schichten, was dort einerseits zur Ausbildung eines sogenannten "cold pools" führt, eines bodennahen Gebietes kälterer Luft, der den Abwindbereich des MCS markiert und in unmittelbarer Nähe zum Bereich stärkster Konvektion zu finden ist. Andererseits hat diese kalte Luft eine höhere Dichte als die wärmere Umgebungsluft, weshalb letztere verdrängt wird und aufsteigt. Findet dieses Aufsteigen nahe der vorhandenen konvektiven Säule statt, führt es zur Bildung erneuter konvektiver Säulen. Der Entstehungsort neuer konvektiver Säulen wird durch die konvektiven Abwinde immer weiter verlagert und führt so zu der Bildung einer rückwärtig angeschlossenen stratiformen Bewölkung aus den Resten der alten Säulen. Diabatische Abkühlung und dadurch erzeugte Abwinde erfolgen aufgrund von Phasenübergängen des stratiformen Niederschlags durch Schneeschmelze und Regenverdunstung. So entsteht in diesen Regionen eine bodennahe Schicht kühlerer Luft, die weitere Konvektion unterbindet.

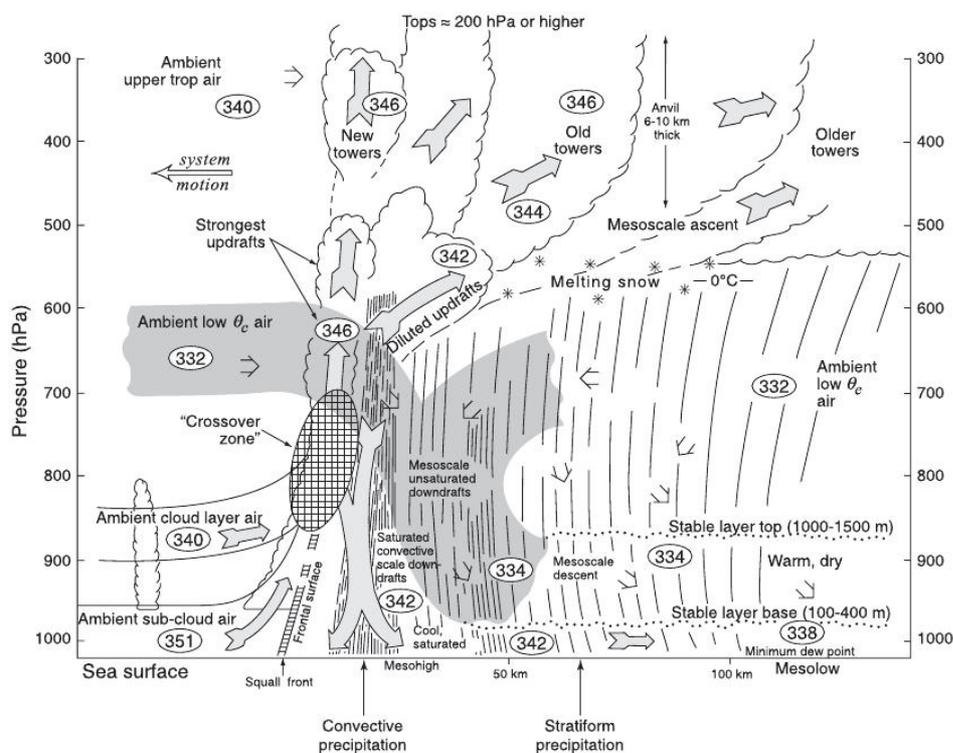


Abb. 2.1: Schematische Darstellung eines MCS nach Houze (2004). Die eingekreisten Zahlen stellen die äquivalentpotentielle Temperatur in K dar.

Der Betrag der Vorticity leitet sich innerhalb dieses konvektiven Systems ab von dem Verhältnis zwischen Vorticityzunahme durch die konvektiven Aufwinde und Abnahme der Vorticity aufgrund von konvektiven Abwinden. Wird in den mittleren Schichten trockene Luft eingemischt, ergeben sich Abwinde durch eine erhöhte Verdunstungsrate. Nimmt nun der Feuchtegehalt der eingemischten Umgebungsluft dagegen zu, so sinkt die Verdunstungsrate und auch die damit verbundene Stärke der Abwinde, was zu stärker ausgebildeten konvektiven Säulen führt. Zum anderen bewegt sich das System durch die geringere bodennahe Hebewirkung der reduzierten Abwinde weniger schnell weiter. Versiegt die Zufuhr trockener und kühler Luft, verharrt das System stationär. Dies unterstützt die Entwicklung einer ausgeprägten und langlebigen konvektiven Säule. Die Zirkulation im stratiformen Teil des MCS lässt mit verringerter Verdunstung nach, durch nachlassende Feuchtigkeitszufuhr kann es zur Abschwächung der stratiformen Bewölkung führen. Dadurch verliert sich die stratiforme Divergenz, welche sich abschwächend auf die Konvergenz in den mittleren und unteren Schichten auswirkt. Dies wiederum wirkt sich positiv auf die Bildung von Vorticity aus.

Damit die Konvektion aufrecht gehalten werden kann ist stetige Feuchtezufuhr aus der Umgebung vonnöten. Dies kann durch horizontale Advektion feuchter Luft aus der Umgebung mit der Strömung erfolgen oder auch durch Verdunstung an der warmen Meeresoberfläche sowie bei höheren Windgeschwindigkeiten vom Wind aufgepeitschte Gischt. Kann die Feuchtezufuhr nicht aufrecht erhalten werden oder werden advehierte trockene Luftmassen eingemischt, so verstärken sich die Abwinde weiter und führen zum Erliegen der Aufwinde, was den Zusammenbruch des MCS bedeutet. Bildet sich aufgrund der Strömungsbedingungen in der Umgebung hohe vertikale Windscherung im Gebiet der Konvektion aus, so kann sich die konvektive Säule nicht aufrecht halten und das System zerfällt ebenfalls.

Um einen sich intensivierenden konvektiven Wirbel im Gleichgewichtszustand des thermischen Windes zu halten, wird unterhalb des Vorticity-Maximums Abkühlung benötigt und oberhalb Erwärmung. Dies führt zu einer bedingten Instabilität in den unteren Schichten und Stabilität darüber. Sich unter diesen Umgebungsbedingungen entwickelnde Konvektion unterstützt durch wachsende Konvergenz in den unteren Schichten die Bildung von Vorticity.

Eine Größe um die zur Verfügung stehende Auftriebsenergie in einem Gebiet zu bestimmen ist die CAPE („Convective Available Potential Energy“), welche ein Maß zur Ermittlung der Wahrscheinlichkeit für Konvektion darstellt. Je höher die Werte dieser Größen sind, desto wahrscheinlicher ist die Konvektionsbildung in dem entsprechenden Bereich. Erhöhte Feuchte im gleichen Bereich lässt die Wahrscheinlichkeit weiter ansteigen.

2.2 Entwicklung zum tropischen Wirbelsturm

Für ihre Entstehung benötigen tropische Wirbelstürme einen Bereich erhöhter Vorticity, eine feuchte Umgebung, hochreichende Konvektion, niedrige Windscherung und eine tiefreichende warme Temperaturen der Ozeanoberfläche (Tory und Frank 2010). Die Anreicherung der Vorticity in einer feuchten Umgebung durch die Bildung eines MCS mit hochreichender Konvektion wurde im vorherigen Kapi-

tel beschrieben. Hohe Windscherung würde wie bereits erwähnt zum Zerfall des konvektiven Systems führen. Durch die hohe Wassertemperatur wird die darüberliegende Luftschicht weiter mit Feuchte angereichert. Bei der Verdunstung von Meerwasser wird latente Wärme gebunden, die dem entstehenden Wirbelsturm zur Verfügung steht. Ist also in einem scherungsarmen Gebiet ein MCS entstanden, dessen weitere Feuchtezufuhr gewährleistet ist, so bestehen gute Voraussetzungen zur Weiterentwicklung des MCS zu einem tropischen Sturm. Die Ausbildung eines Hurrikan, eines Taifuns bzw. eines tropischen Zyklonen gelingt jedoch nur in etwa 80 bis 90 Fällen jährlich.

Tropischen Wirbelstürme entstehen nördlich und südlich des Äquators, meist innerhalb von 20°S bis 20°N. Dort befindet sich ausreichend warmes Meerwasser, über welchem sich MCS bilden und organisieren können. Bei günstigen Bedingungen mit Zufuhr von warmer und feuchter Luft verstärken sich die Aufwinde und damit die Vorticity immer mehr, sodass ein rotierender, achsensymmetrischer Wirbelsturm entsteht. Diese Struktur lässt sich auf Satellitenbildern als rotierender Wolkenkomplex erkennen, der mittig oftmals einen kleinen wolkenfreien Bereich, das Auge, aufweist. In den äußeren Bereichen sind bandartige Strukturen zu erkennen, die spiralförmig aus dem Inneren des Wirbelsturmes herausführen. Diese typischen Wolkenstrukturen messen mehrere hundert Kilometer im Durchmesser, wobei die stärksten Winde und damit das größte Zerstörungspotential innerhalb der innersten hundert Kilometern vorzufinden sind (Holton, 2004).

Um die Entstehung von Wirbelstürmen zu erklären gibt es immer wieder neue Ansätze. Vor mehreren Jahren stellte beispielsweise Emanuel (2000) unter der Kurzform WISHE (wind-induced surface heat exchange) einen auf der Wechselwirkung von Luft und Meeresoberfläche basierenden Ansatz vor. Danach bezieht ein Wirbelsturm seine potentielle Energie aus dem Ungleichgewicht zwischen Atmosphäre und Ozean.

2.3 Auertropische Umwandlung

Der Lebenslauf eines tropischen Wirbelsturmes endet zwar in den meisten Fällen durch Abschwächung aufgrund von fehlendem Energienachschub. Fast jeder zweite atlantische Hurrikan (Hart and Evans 2001) und fast jeder dritte Taifun im westlichen Nord-Pazifik (Klein et al. 2000) sowie tropische Wirbelstürme aus anderen Entstehungsgebieten zeigen jedoch gegen Ende ihrer tropischen Laufbahn eine auertropische Umwandlung („extratropical transition“, ET). Dies bedeutet, dass der tropische Sturm die barokline Zone überwindet und in der Form eines auertropischen Tiefdruckgebiets in den mittleren Breiten weiterzieht. Als solches kann es in den Ländern, die keinen direkten Einfluss tropischer Stürme zu fürchten haben, Sturmstärke erreichen und dadurch massive Schäden anrichten.

Obwohl zum einen die Entwicklung eines tropischen Wirbelsturmes weitestgehend erforscht wurde und auch der heutige Kenntnisstand hinsichtlich der Entstehung auertropischer Zyklogenese zufriedenstellend ist, so ist der Vorgang der auertropischen Umwandlung ein weiterhin wenig verstandener, komplexer Prozess. Eine Folge dieses fehlenden Wissens ist das oftmalige Versagen der numerischen

Wettervorhersage-Modelle und das damit falsch eingeschätzte Gefahrenpotential eines Wirbelsturms über seine tropische Phase hinaus.

Eine als allgemeingültig anerkannte Beschreibung der extratropischen Umwandlung gibt es nicht. Generell ist die ET eine Umwandlung eines Systems mit Charakteristiken eines tropischen Wirbelsturms in ein System, das die Eigenschaften eines Tiefdruckgebietes der mittleren Breiten aufweist. Dabei gab es verschiedene Ansätze zur Klassifikation unterschiedlicher Typen sowie der Unterteilung in verschiedene Phasen. Klein et al. (2000) versuchten die Prozesse der Umwandlung über die Definition zweier Stufen zu beschreiben. Hiernach ist die Entwicklung zum einen die Umwandlungsphase und zum anderen die Reintensivierungsphase unterteilt.

Der initiale Sturm bewegt sich mit fortschreitend steigender Verlagerungsgeschwindigkeit in Richtung der Pole, weshalb er unweigerlich auf die mittleren Breiten zusteuert, sofern er sich nicht vorher auflöst. Hierbei ändern sich die Umgebungsbedingungen, die Änderungen auf den tropischen Wirbelsturm zur Folge haben. Bei seiner Annäherung an die barokline Zone erhöht sich nicht nur der Coriolis-Parameter, das System bewegt sich auch in die Nähe der Höhenträge der mittleren Breiten und damit in ein Gebiet mit höherer vertikaler Scherung sowie höheren Feuchte- und Temperaturgradienten. Der tropische Wirbelsturm reagiert auf diese veränderten Umstände und befindet sich damit in der eben genannten Umwandlungsphase. Dies zeigt sich durch abnehmende Intensität bei beschleunigter Bewegung und der Ausbildung eines asymmetrischen Erscheinungsbildes. Satellitenbilder zeigen eine deutliche Veränderung der Wolkenformation (Abb. 2.2), das zuvor ebenfalls symmetrische Windfeld mit den höchsten Windgeschwindigkeiten in der Nähe des Zentrums verteilt sich asymmetrisch über ein viel größeres Gebiet (Merrill 1993). Dies gilt ebenfalls für die Niederschlagsgebiete, die sich zunächst polwärts des zerfallenden Auges zeigen. Es kommt zu intensiven Regenfällen, starken Winden und auf der Ozeanoberfläche zu einem erhöhten Wellenaufkommen mit sehr hohen Wellenamplituden (Jones et al. 2003). Nicht zuletzt beginnt das System seinen warmen Kern zu verlieren.

Ein Teil der Systeme zerfällt als direkte Folge dieser Prozesse, während diejenigen, die trotz des Intensitätsverlustes stark genug sind um bestehen zu bleiben, in die zweite Stufe, die Reintensivierungsphase, gelangen. Hier kommt es zur Wechselwirkung zwischen dem tropischen Sturm und einem Trog der mittleren Breiten sowie einem heranreifenden außertropischen Tiefdruckgebiet in unmittelbarer Nähe. Die Überlagerung dieses außertropischen Tiefs mit der Energie des ehemaligen tropischen Wirbelsturmes kann zur Wiederverstärkung als intensives Tiefdruckgebiet mit Windgeschwindigkeiten in Sturmstärke führen. Die Umwandlung des tropischen Wirbelsturmes wird durch die Entwicklung außertropischer Charakteristiken wie der Ausbildung von Fronten klar, sodass sich auf den Satellitenbildern die Erscheinungsform eines außertropischen Tiefdruckgebietes zeigt und das System bis zu seinem Zerfall den Lebenslauf eines solchen nimmt.

Ein Übergang in die mittleren Breiten ist nicht nur tropischen Wirbelstürmen vorbehalten. Auch schwächeren konvektiven Systemen kann ein außertropischer Übergang gelingen. Auf diese Weise ent-

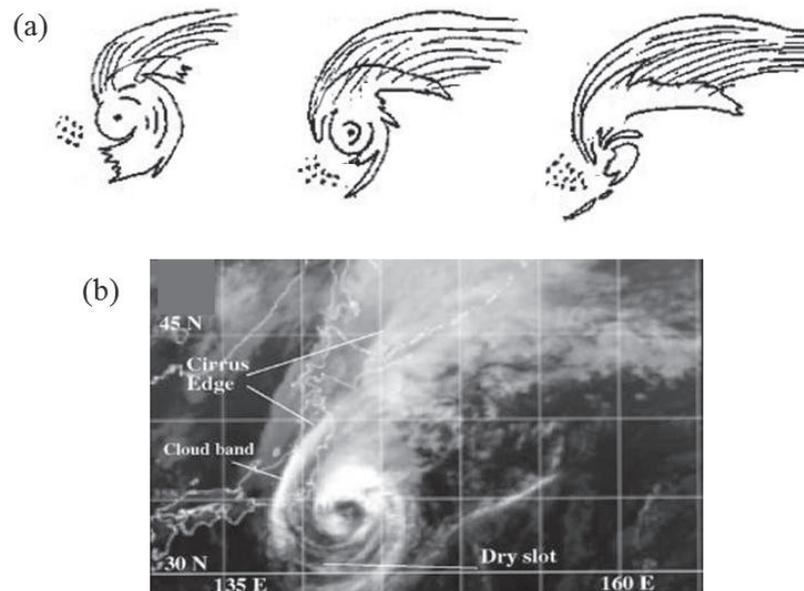


Abb. 2.2: (a) Schematische Darstellung der laut Klein et al. (2000) charakteristischen Wolkenbildes, wie es während der Umwandlungsphase auf dem IR-Satellitenbild erscheint. (b) Als Beispiel dafür ist das IR-Bild von Taifun David während seiner Umwandlung am 18. September 1997 um 2332 UTC gezeigt.

steht ebenfalls ein Tiefdruckgebiet, wenn auch ein deutlich schwächeres. Ein Fall in dieser Arbeit durchläuft teilweise diese Entwicklung, ein Tiefdruckgebiet wird hier jedoch nicht initiiert.

2.4 Tropische Umwandlung

Im Gegensatz zur ET, bei der ein tropischer Sturm sich zu einem außertropischen entwickelt, bezeichnet die tropische Umwandlung („tropical transition“, TT) die Entwicklung eines tropischen Sturmes auf der Grundlage eines außertropischen Vorläufers. Diese Vorläufer sind meist baroklinen Ursprungs und weisen einen kalten Kern auf, der im Verlauf der Entwicklung durch einen warmen Kern ersetzt wird (Davis und Bosart, 2004).

Etwa 28% aller tropischen Wirbelstürme des Atlantiks entstehen durch TT (McTaggart-Cowan et al. 2008), wobei sie im Normalfall vergleichsweise schwach bleiben. Gegen Ende ihrer Laufbahn ziehen viele der Stürme durch eine anschließende ET wieder in die mittleren Breiten (Davis und Bosart, 2004).

Je nach Stärke des Vorgängers werden die entstandenen Stürme von Davis und Bosart (2004) in zwei Gruppen geteilt. Diejenigen mit einem starken Vorgängersystem („strong extratropical cyclone“, SEC) entwickeln sich zu Stürmen, die ihre Stärke über den vom Wind induzierten Wärmeaustausch mit der Oberfläche (WISHE) beziehen. Die schwächeren Vorgängersysteme („weak extratropical cyclone“, WEC) initiieren den Aufbau organisierter Konvektion, welche sich jedoch aus eigener Kraft zu einem Wirbelsturm weiterentwickeln muss.

In den Fällen eines SEC kommt es zu einer Überlagerung des Vorgängers mit einem zuvor bereits existierenden tropischen System und damit zu einem Zusammenschluss dieser beiden Systeme. Dies gelingt durch einen Scherungsabbau durch den Aufbau eines gleichmäßigen Gradienten potentieller Vorticity über dem Zentrum des Systems aufgrund von konvektionsbedingtem Ausströmen in den höheren Schichten und der diabatischen Umverteilung der potentieller Vorticity. Da der Gradient der potentiellen Vorticity in direktem Zusammenhang mit der Scherung steht, wird bei Hulme und Martin (2009) gezeigt. Innerhalb des dadurch entstandenen Gebiets schwacher Scherung kann nach dem Zusammenschluss die Entwicklung des Systems zum Sturm fortschreiten. Voraussetzung für eine erfolgreiche TT ist eine Verweildauer des Vorgängersystems über mindestens 26°C warmem Wasser von mehr als einem Tag nach dem er sich mit dem tropischen konvektiven System zusammengeschlossen hat (Davis und Bosart, 2004). Dementsprechend schlägt die Entwicklung fehl, wenn das System zu früh über ein Gebiet mit kälterem Wasser zieht. Ein anderer Grund zum Fehlschlag wäre, wenn die Windscherung in einem frühen Stadium an Stärke zunimmt und so bereits einen Zusammenschluss verhindert. Beispiele für SEC-Fälle sind die Hurrikane Michael (2000) und Karen (2001).

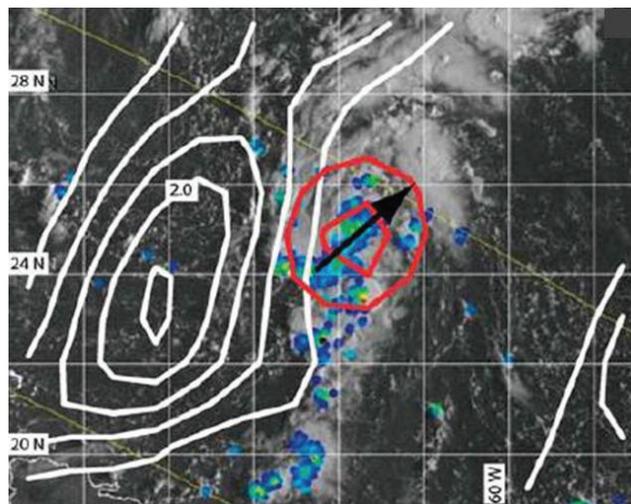


Abb. 2.3: Am 21. September 2001 um 1200 UTC aufgenommenes Satellitenbild der Konvektion, aus der sich später Hurrikan Humberto bildet. Die weißen Linien zeigen die PV auf der 340 K Isentropenfläche, die roten Linien markieren die relative Vorticity auf 900 hPa. Die Orientierung der Scherung über dem Vorticity-Zentrum der unteren Schichten wird mit dem schwarzen Pfeil angezeigt (Davis und Bosart, 2004).

Es gibt zwei Arten von WEC, zum einen mesoskalige Wirbel in mittleren Schichten und zum anderen schwache barokline Systeme. Auf welche Weise sie genau zu einer Entwicklung führen ist nicht abschließend geklärt. In den oberen Schichten über dem warmen Ozean befinden sich häufig aus den mittleren Breiten stammende Gebiete potentieller Vorticity, die meisten davon werden keine WEC. Die Bildung von ausreichender Konvektion wurde nur beobachtet, wenn sich solche Gebiete oberhalb von baroklinen Zonen befanden (Davis und Bosart, 2004). Ist die Scherung innerhalb dieses Gebietes schwach, kön-

nen sich aus der gebildeten Konvektion tropische Stürme entwickeln. Beispiele dafür sind die Hurrikane Gabrielle (2001) und Humberto (2001), der sich am Rand eines Troges entwickelt hat (Abb. 2.3).

In der vorliegenden Arbeit wird ein Fall behandelt, in dem sich ein Vorläufer in Form eines Kaltlufttropfens und ein schon bestehendes tropisches konvektives System annähern. Die Weiterentwicklung zu einem tropischen Sturm scheiterte jedoch bereits an dem Fehlschlag der Überlagerung beider Systeme.

3 Daten und Modell

3.1 T-PARC Kampagne

Extreme Unwetterereignisse wie Überflutung und Stürme sind die Ursache für fast drei Viertel der weltweit auftretenden Katastrophen. Die Vorhersagbarkeit der hierfür verantwortlichen Wettersysteme konnte allerdings in den letzten Jahrzehnten nur langsam gesteigert werden (Parsons et al. 2006). Durch den raschen Anstieg der Weltbevölkerung und die starke Entwicklung der Infrastrukturen wird eine rechtzeitige Einschätzung von Wettergefahren immer wichtiger. Das „World Weather Research Programme“ der WMO („World Meteorological Organization“) initiierte daher das THORPEX - „The Observing System Research and Predictability Experiment“, ein auf zehn Jahre angelegtes internationales Forschungsprogramm, das sich die Verbesserung der Vorhersagbarkeit des Wetters für einen Zeitraum von bis zu zwei Wochen zum Ziel gesetzt hat. Um eine möglichst globale Abdeckung des Experimentes zu erreichen ist dabei eine Zusammenarbeit vieler Institutionen weltweit vonnöten, die Teilnehmer stammen daher aus zahlreichen Ländern und vertreten alle Kontinente.

Während der Ausführungsphase des Programmes von 2005 bis 2014 wurden bereits und werden auch in Zukunft verschiedene Projekte in vier unterschiedlichen Bereichen durchgeführt. Deren Zielsetzungen reichen von Vorhersagbarkeit dynamischer Prozesse (Predictability and Dynamical Processes - PDP) über Datenassimilation und Beobachtungsmöglichkeiten (Observing Systems - OS, Data Assimilation and Observing Strategies - DAOS) bis hin zu Untersuchungen in Hinblick auf Einflüssen auf die Gesellschaft und Wirtschaft (Societal and Economic Research Applications - SERA). Innerhalb dieser Bereiche sind unter anderem auch Arbeiten mit dem „THORPEX Interactive Grand Global Ensemble“ (TIGGE) zu finden, einem numerischen Datensatz von Modellläufen zehn verschiedener Vorhersagezentren, sowie Projekte im Rahmen des internationalen Polar-Jahres (IPY) und des Jahres der tropischen Konvektion (YOTC).

Ebenfalls ein Projekt innerhalb von THORPEX war die „THORPEX Pacific Asian Regional Campaign“ (T-PARC). Hierbei wurden die Dynamik und die Vorhersagbarkeit innerhalb des Nord-Pazifik näher untersucht, vor allem in Hinsicht darauf wie sich kurzlebige dynamische Ereignisse auf die Dynamik stromabwärts auswirken¹. T-PARC umfasste den Zeitraum von Mai bis Dezember 2008, mit einer intensiven Messkampagne während der Monate August und September, die im Schnitt die höchste Aktivität tropischer Zyklone aufweisen (T-PARC Operations Plan, 2008). 6 an T-PARC angegliederte Programme führten Feldkampagnen durch, unter anderem auch das „Tropical Cyclone Structure 2008

¹Ausführliche Informationen zu T-PARC sind auf der offiziellen Homepage zu finden (<http://www.ucar.edu/nathorpex/PARC.html>).

(TCS-08) Programme“, welches seinen Fokus auf die Entwicklung, die Intensivierung und die Veränderung der Struktur von Taifunen gelegt hatte (Harr und Jones, 2011).

Das Ziel der Messkampagne war die Vermessung tropischer Zyklone von ihrer Entstehung als organisierte konvektive Systeme über ihr Reifestadium bis hin zu ihrer eventuellen ET. Dazu wurden während der zwei Monate auf verschiedene Arten Daten gesammelt. Vier verschiedenen Messflugzeugen führten über 70 Messflügen durch. Dabei handelte es sich um das Forschungsflugzeug Dassault Falcon 20 des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt ausgestattet unter anderem mit einem Wasserdampf-Lidar, die WC-130J der Hurricane-Jäger der United States Air Force und die P-3B des Naval Research Laboratory mit dem Doppler-Radar ELDORA und einem Wind-Lidar an Bord. Des weiteren wurden Daten mit dem Flugzeug ASTRA des „Dropwindsonde Observations for Typhoon Surveillance near the Taiwan Region“ (DOTSTAR), eines Parallel-Programms zu TCS-08, aufgenommen. Bei jedem Flug wurden mittels Dropwindsonden ebenfalls Daten gesammelt. Weitere Daten wurden mit Driftsonden erhoben, die von Hawaii aus gestartet worden waren. Zusätzlich waren auch verschiedene Messbojen im Einsatz, auch auf Schiffen wurden Daten aufgezeichnet. Satellitenprodukte standen ebenfalls zur Verfügung. Zur Verfügung gestellt wurden die Daten auf einer gemeinsamen Plattform, dem T-PARC/TCS08 Field Catalog².

Neben der umfangreichen Erhebung von Daten wurde während der Feld-Kampagne mit vier globalen Modellen zwei Mal pro Tag eine Vorhersage berechnet, je nach Modell und Parameter bishin zu 240h. Zum Einsatz kamen dabei das NOGAPS („Navy Operational Global Atmospheric Prediction System“), das Modell des UK Met Office (UKMO), das GFS („Global Forecast System“) der amerikanischen nationalen Zentren für Umweltprognosen (NCEP) und das Modell des ECMWF („European Centre for Medium-Range Weather Forecasts“). Des weiteren wurden auch mesoskalige Modelle wie COAMPS („Coupled Ocean/Atmosphere Mesoscale Prediction System“) des Navy Research Laboratory und COSMO („Consortium for Small Scale Modeling“) des Deutschen Wetterdienstes für Berechnungen von Vorhersagen eingesetzt.

Während des Messzeitraumes von zwei Monaten wurden knapp über 50 konvektive Systeme im observierten Gebiet nach dem Schema TCSxxx durchnummeriert, vier dieser Systeme wurden zu Taifunen und rückten damit in den Fokus der Observationen. Manche andere Systemen wurden als entwicklungsfähig eingestuft, ihr Potential reichte allerdings nicht zur Ausbildung eines Taifuns. Das in dieser Arbeit behandelte System TSC025 war eines der letzteren.

3.2 Datengrundlage

Die Daten, die dieser Arbeit zu Grunde liegen, wurden mit dem Integrated Forecasting System (IFS) des European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) berechnet. Es handelt sich hierbei um Vorhersage-Rechnungen, die täglich für den Zeitpunkt 1200UTC vorliegen, bestimmte Parameter zusätzlich für 0000UTC. Je nach Parameter sind die Werte bis zu 240 Stunden berechnet mit einem

²http://catalog.eol.ucar.edu/cgi-bin/tparc_2008/ops/index

dreistündlichen Abstand innerhalb der ersten 96 Stunden. Die horizontalen Gitterpunktabstände betragen $0,25^\circ$, vertikal wird in 25 Druckebenen zwischen 1000 und 1 hPa unterschieden. Zusätzlich liegen berechnete Bodenwerte vor.

Die von dem Modell berechneten Daten können zwei Gruppen zugeteilt werden. Zum einen handelt es sich dabei um operationelle Parameter, wie Temperatur, Feuchte und Windgeschwindigkeit, die zu zwei Terminen pro Tag vorliegen. Zum anderen können aus diesen Parametern weitere, wie zum Beispiel die zeitlichen Tendenzen bestimmter Größen, berechnet werden. Momentan sind diese Parameter nur für den Zeitraum von Mai 2008 bis April 2010 verfügbar. Die genannten Tendenzen sind Grundlage einiger Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit, weshalb deren Verfügbarkeit von nur 36 Stunden den Betrachtungszeitraum begrenzt. Zusätzlich zu beachten ist bei der Auswertung, dass die berechneten Tendenzen für die jeweils dreistündigen Schritte als akkumulierte Werte vorliegen. Des Weiteren wurde entschieden nur die 15 Ebenen von 1000 hPa bis 100 hPa in Betracht zu ziehen, da die höheren Ebenen für die vorliegenden konvektiven Systeme von niedriger Relevanz sind.

3.2.1 YOTC Datensatz

Die Darstellung tropischer Konvektion ist bis heute eine große Herausforderung. Um einen weiteren Schritt zum besseren Verständnis und vor allem auch zur besseren Einbindung der damit verbundenen Vorgänge in Vorhersage-Systeme zu machen, wurde das Jahr der tropischen Konvektion, kurz YOTC (Year of Tropical Convection), als eine weitere internationale Initiative unter THORPEX in Zusammenarbeit mit dem "World Climate Research Programm" ausgerufen³. Dieses "Jahr" wurde auf einen zweijährigen Zeitraum vom 1. Mai 2008 bis 30. April 2010 ausgeweitet, nachdem vorausgesehen war, dass sich dadurch sowohl El Niño als auch La Niña Bedingungen abdecken ließen (Waliser et al. 2011).

Die Kernaufgabe war das Beobachten, Modellieren und Vorhersagen von organisierter tropischer Konvektion in einem koordinierten Rahmen (Waliser and Moncrieff, 2008). Dadurch versprachen sich die Initiatoren Wetter-Ereignisse, die mit Konvektion in Verbindung stehen, besser zu verstehen. Der Tageszyklus von Konvektion stand dabei genauso im Mittelpunkt wie Easterly Waves und tropische Zyklone, Wechselwirkungen zwischen den Tropen und den Extratropen, sowie klimatische Phänomene wie die Monsune und die Madden-Julian-Oszillation. Ein besseres Verständnis dieser konvektiven Abläufe würde auch zur Verbesserung der Modelle und damit auch der Qualität der Vorhersagen führen.

Der aus dem Projekt hervorgegangene YOTC-Datensatz ist beim Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) erhältlich⁴. Dabei wurden zum ersten Mal überhaupt von diesem Modell die zeitliche Tendenzen insofern berechnet, dass sie getrennt als Beiträge verschiedener Ursachen ausgegeben wurden. Diese Daten sind daher bislang nur für die YOTC-Periode verfügbar. Die Tendenzen, in diesem Fall für die spezifische Feuchte und die Temperatur, lassen viel Raum für Untersuchungen.

³Weitere Informationen zu YOTC finden sich auf der offiziellen Homepage (<http://www.ucar.edu/yotc/>).

⁴http://data-portal.ecmwf.int/data/d/yotc_rd/levtype=pl/type=fc/

3.2.2 Grundgleichungen des Modells

Das IFS ist ein hydrostatisches, globales Modell basierend auf vereinfachten Gleichungen. Die Grundgleichungen sind in (λ, θ, η) -Koordinaten gegeben. Neben dem Breitengrad θ werden hier der Längengrad λ und als Vertikalkoordinate η verwendet. Diese hybride Vertikalkoordinate ist auf Simmons and Burridge (1981) zurückzuführen. Sie ist eine geländefolgende, monotone Funktion des Druckes p und abhängig vom Bodendruck p_s .

$$\eta = h(p, p_s) \quad [3.1]$$

Hierbei variiert die Koordinate von $h(0, p_s) = 0$ bis $h(p_s, p_s) = 1$.

In den Impulsbilanzgleichungen für U und V werden die horizontalen Windkomponenten definiert als $U = u \cos\theta$ und $V = v \cos\theta$ aufbauend auf die horizontalen Windkomponenten in sphärischen Koordinaten u und v . Wir erhalten folgende Formulierungen (ECMWF, 2009) :

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + \underbrace{\frac{1}{a \cos^2\theta} \left\{ U \frac{\partial U}{\partial \lambda} + V \cos\theta \frac{\partial U}{\partial \theta} \right\}}_{(1)} + \dot{\eta} \frac{\partial U}{\partial \eta} \\ - \underbrace{fV}_{(2)} + \underbrace{\frac{1}{a} \left\{ \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} + R_{dry} T_v \frac{\partial}{\partial \lambda} \ln p \right\}}_{(3)} = \underbrace{P_U + K_U}_{(4)} \end{aligned} \quad [3.2]$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + \underbrace{\frac{1}{a \cos^2\theta} \left\{ U \frac{\partial V}{\partial \lambda} + V \cos\theta \frac{\partial V}{\partial \theta} + \sin\theta (U^2 + V^2) \right\}}_{(1)} + \dot{\eta} \frac{\partial V}{\partial \eta} \\ + \underbrace{fU}_{(2)} + \underbrace{\frac{\cos\theta}{a} \left\{ \frac{\partial \phi}{\partial \theta} + R_{dry} T_v \frac{\partial}{\partial \theta} \ln p \right\}}_{(3)} = \underbrace{P_V + K_V}_{(4)} \end{aligned} \quad [3.3]$$

Hier steht a für den Erdradius, $\dot{\eta}$ für die Vertikalgeschwindigkeit, ϕ für das Geopotential, R_{dry} für die Gaskonstante trockener Luft und T_v für die virtuelle Temperatur. Die Größe P_i steht für die parametrisierten physikalischen Prozesse, K_i stellt die horizontale Diffusion dar.

Die Gleichungen bestehen aus je vier Teilen; dem Advektionsterm (1), dem Coriolisterm (2), dem Druckgradientterm (3) und einem Term aus physikalischen Prozessen und horizontaler Diffusion (4). Um die Verbindung zu den Tendenztermen herzustellen, die für den YOTC Datensatz berechnet wurden, lassen sich die Gleichungen in folgender Form darstellen:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \left(\frac{\partial U}{\partial t} \right)_{dyn} + \left(\frac{\partial U}{\partial t} \right)_{TD+O} + \left(\frac{\partial U}{\partial t} \right)_{conv} \quad [3.4]$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \left(\frac{\partial V}{\partial t} \right)_{dyn} + \left(\frac{\partial V}{\partial t} \right)_{TD+O} + \left(\frac{\partial V}{\partial t} \right)_{conv} \quad [3.5]$$

Hierin enthalten ist ein dynamischer Term (dyn), der die Terme (1) bis (3) zusammenfassend darstellt, ein konvektiver Term (conv) und ein Term aufgrund von turbulenter Diffusion und Orographie (TD+O). Letztere beiden Terme stehen für die mit (4) zusammengefassten Prozesse. Die verschiedenen Terme werden in Kapitel 3.2.3. näher besprochen.

Die thermodynamische Gleichung als Bilanzgleichung der Temperatur T lautet:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \underbrace{\frac{1}{a \cos^2 \theta} \left\{ U \frac{\partial T}{\partial \lambda} + V \cos \theta \frac{\partial T}{\partial \theta} \right\}}_{(1)} + \dot{\eta} \frac{\partial T}{\partial \eta} - \underbrace{\frac{\kappa T_v \omega}{(1 + (\delta - 1)q)p}}_{(2)} = \underbrace{P_T + K_T}_{(3)} \quad [3.6]$$

Verwendet wurden hier $\kappa = R_{dry}/c_{p_{dry}}$ mit der spezifischen Wärme bei konstantem Druck $c_{p_{dry}}$, $\omega = dp/dt$ als vertikale Geschwindigkeit der Druck-Koordinate und $\delta = c_{p_{vap}}/c_{p_{dry}}$ mit der spezifischen Wärme von Wasserdampf bei konstantem Druck $c_{p_{vap}}$, sowie die spezifische Feuchte q .

Die Gleichung besteht aus drei Teilen; dem Advektionsterm (1), dem Term für Energie-Umwandlung (2) und einem Term aus physikalischen Prozessen und horizontaler Diffusion (3). Die Verbindung dieser Gleichung zu den Tendenztermen lässt sich darstellen als:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{dyn} + \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{rad} + \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{TD+O} + \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{conv} + \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{clsc} \quad [3.7]$$

mit zusätzlichen Termen für die Strahlung (rad) und aus dem Wolkenmodell (clsc). Der dynamische Term fasst hier die Terme (1) und (2) zusammen.

Die für die Bilanz der spezifischen Feuchte q verwendete Feuchte-Gleichung lautet:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \underbrace{\frac{1}{a \cos^2 \theta} \left\{ U \frac{\partial q}{\partial \lambda} + V \cos \theta \frac{\partial q}{\partial \theta} \right\}}_{(1)} + \dot{\eta} \frac{\partial q}{\partial \eta} = \underbrace{P_q + K_q}_{(2)} \quad [3.8]$$

Die Gleichung besteht aus zwei Teilen; dem Advektionsterm (1) und einem Term aus physikalischen Prozessen und horizontaler Diffusion (2). Der Advektionsterm wird vom Modell als dynamischer Term ausgegeben, der Term (2) wird dargestellt als Summe des konvektiven Terms, des Termes aus dem Wolkenmodell und einem Term der turbulenten Diffusion (TD):

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{dyn} + \left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{TD} + \left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{conv} + \left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{clsc} \quad [3.9]$$

Des Weiteren stützt sich das Modell auf die Kontinuitätsgleichung

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + \nabla \cdot \left(\vec{v}_H \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) = 0 \quad [3.10]$$

und die hydrostatische Approximation

$$\frac{\partial \phi}{\partial \eta} = - \frac{R_{dry} T_v}{p} \frac{\partial p}{\partial \eta}. \quad [3.11]$$

In diesen beiden Gleichungen steht \vec{v}_H für den horizontalen Wind und ϕ für das Geopotential.

3.2.3 Die berechneten Tendenzterme

Für das YOTC Datenset wurden wie bereits zuvor erwähnt erstmals die Tendenzen für die spezifische Feuchte und die Temperatur in Beiträge verschiedener Prozesse unterteilt berechnet. Welche Prozesse dabei beachtet und welche Teilterme für weitergehende Untersuchungen zur Verfügung gestellt wurden soll im Folgenden näher betrachtet werden.

Eine Zusammenfassung aller zur Berechnung innerhalb des Modells berücksichtigter physikalischer Prozesse, von denen die meisten auch in Hinsicht auf die in dieser Arbeit betrachteten Tendenzen wichtig sind, stellt die Abbildung 3.1 dar.

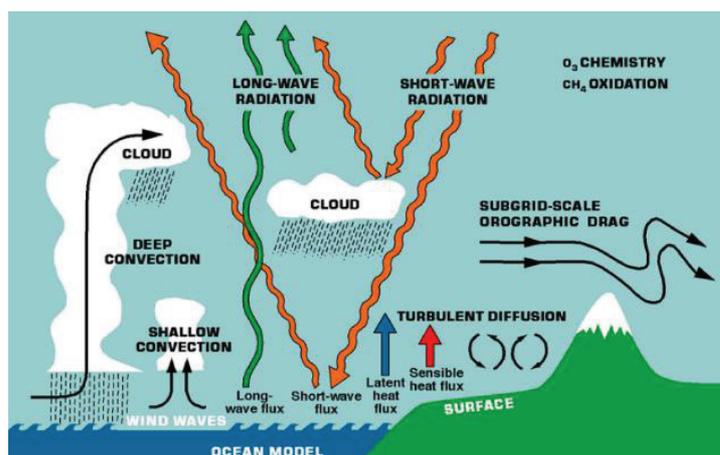


Abb. 3.1: Schematische Darstellung der im IFS berücksichtigten physikalischen Prozesse (ECMWF, 2009).

(a) Dynamik

Der dynamische Term setzt sich zusammen aus einem Großteil der Terme, die sich auf der linken Seite der Bilanzgleichungen befinden. Im Einzelnen sind dies die Beiträge zur zeitlichen Änderung der jeweiligen Größen durch horizontale und vertikale Advektion sowie aufgrund des Einflusses der Coriolis- und Druckgradientkraft in den Impulsbilanzgleichungen beziehungsweise der adiabatischen Temperaturänderung in der Temperatur-Gleichung.

(b) Wolkenschema

Wolken entstehen durch Kondensation von Wolkentröpfchen aufgrund von Wasserdampfübersättigung in den entsprechenden Luftschichten. Dies geschieht zum einen wenn Luftmassen durch großräumige Hebung abkühlen und Sättigung erreichen, dabei ergeben sich stratiforme Wolken (u.a. Nebel), welche innerhalb des Wolkenschemas beschrieben werden. Zum anderen führen konvektive Aufwinde zur Bildung von Wolken. Solange diese konvektive Bewölkung einen Bereich abdeckt, der vom Gitter noch aufgelöst werden kann, so werden diese konvektiven Prozesse ebenfalls vom Wolkenschema berechnet.

Kernstück des Wolkenschemas sind die prognostischen Gleichungen für die beiden Größen, die laut (Tiedtke 1993) unter der Annahme, dass die Wolke stets gesättigt ist, zur Beschreibung der Wolken ausreichen. Diese sind der gitterspezifische Flüssigwasser- bzw. Eisgehalt l in Wolken und der wolkenbedeckte Anteil a der Gitterbox:

$$l = \frac{1}{V} \int_V \frac{\rho_w}{\rho} dV \quad [3.12]$$

$$a = \frac{1}{V} \int_V \delta dV, \quad [3.13]$$

mit $\delta = 1$ innerhalb einer Wolke, ansonsten $\delta = 0$.

Die Unterscheidung zwischen der Eis- und der Flüssigwasserphase ist eine temperaturabhängige Definition, weshalb für beide Größen nur eine Formel notwendig ist. Verdunstung und Niederschlagsprozesse führen dabei zu einer Verminderung der Wolkenwasser- bzw. Wolkeneismasse. Gebildet wird Wolkenwasser bzw. -eis hingegen zum einen aus Kondensation bzw. Sublimation sowie über Konvektion oder aufgrund von Grenzschichtprozessen. Massenaustausch an den Wolkenrändern und organisiertes Ein- bzw. Ausströmen an der Wolkenoberseite aufgrund von konvektiven Vorgängen haben erheblichen Einfluss auf die Ausdehnung einer jeden Wolke.

Für die zeitliche Änderung der Größen des Flüssigwasser-/Eisgehaltes und der Wolkenbedeckung ergeben sich unter Berücksichtigung der physikalischen Prozesse innerhalb einer Wolke die benötigten prognostischen Grundgleichungen zu:

$$\frac{\partial l}{\partial t} = A(l) + S_{conv} + S_{strat} - E_{cld} - G_{prec} \quad [3.14]$$

$$\frac{\partial a}{\partial t} = A(a) + \delta a_{conv} + \delta a_{strat} - \delta a_{evap} \quad [3.15]$$

Im Einzelnen handelt es sich hier um die Änderungsrate $A(l)$ und $A(a)$ als Resultat der Transporte über die Grenzen der Gitterbox hinweg, die Änderungsrate aufgrund von konvektiven Prozessen S_{conv} und δa_{conv} (berechnet mittels Konvektionsschema, siehe Unterkapitel (c)) sowie stratiformer Kondensation S_{strat} und δa_{strat} , die Änderungsraten bezüglich Verdunstung E_{cld} und δa_{evap} , sowie die Änderung durch Niederschlagsbildung G_{prec} .

(c) Konvektion

Wolken können innerhalb eines Modells nur bei Überschreiten einer bestimmten Größe aufgelöst werden. Daher müssen die kleinräumigen, sub-skaligen Wolken gesondert parametrisiert werden. Das zuvor betrachtete Wolkenschema sorgt in seinem Durchlauf bereits für eine erste Einschätzung der konvektiven Lage, die Eingang in das Konvektionsschema findet. Hier werden sub-skalige Auf- und Abwinde parameterisiert und damit die Entstehung kleinräumiger konvektiver Wolken abgedeckt. Als mögliche auftretende Konvektionsarten wird dabei zwischen hochreichender, flacher und erhöhter Konvektion unterschieden, welche aufbauend auf Tiedtke (1989) durch Massenflüsse beschrieben und über getrennte Berechnungen mittels verschiedener Kriterien ermittelt werden.

Über Konvektion kommt es zur Kondensation in höheren Luftschichten, was wiederum eine Quelle für die Wolkenmasse darstellt. Somit wird der Flüssigwasser-/Eisgehalt l in Wolken und der wolkenbedeckte Anteil a direkt von der Konvektion beeinflusst. Dies stellt die Koppelung zwischen dem Konvektions- und dem Wolkenschema dar. Neben den konvektiven Aufwinden und der Wolkenentstehung werden ungesättigte konvektive Abwinde ebenfalls berechnet.

Die Entstehung von Niederschlag wird über die Formel von Sundqvist (1978) geregelt, die auch den Bergeron-Findeisen-Prozess berücksichtigt. Ein Teil der entstandenen Niederschlagsteilchen fällt Richtung Erdboden; erreicht der Niederschlag hierbei eine Luftschicht mit einer Umgebungsfeuchtigkeit von unter 80%, so kommt es zu erneuter Verdunstung.

(d) Strahlung

Der Strahlungs-Term wird berechnet aus der Divergenz des Netto-Strahlungsflusses,

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{rad} = -\frac{g}{c_p} \frac{\partial F}{\partial p}, \quad [3.16]$$

wobei dieser Fluss aufgespalten werden kann in einen Anteil, der die atmosphärische Erwärmung mittels Absorption und Streuung kurzwelliger Strahlung beschreibt, und einen Anteil der die atmosphärischer Abkühlung durch Emission und Absorption langwelliger Strahlung bestimmt.

Die solare Einstrahlung wird abgeschwächt durch absorbierende Gase und Streuung an Teilchen, wie Aerosole, Wolkentröpfchen und Moleküle. Als Gas spielt hier neben Sauerstoff, Kohlenstoffdioxid, Ozon, usw. vor allem Wasserdampf eine bedeutende Rolle.

Neben der vergleichsweise einfachen Berechnungen für klaren Himmel ist die Berechnung der Flüsse bei halbdurchsichtiger, partieller und mehrschichtiger Bewölkung von Nöten. Dabei werden für jede Schicht Reflektion und Transmission berechnet, für wolkenfreie Schichten ebenso wie für Schichten, die sich innerhalb von Wolken befinden. Die resultierenden Strahlungsflüsse werden mit dem für das ECMWF modifizierten und von Mlawer (1997) entwickelten Rapid Radiation Transfer Modell (RRTM) berechnet.

(e) Turbulente Diffusion und Einfluss der Erdoberfläche

Die turbulente Diffusion beschreibt den Transport von Impuls, Wärme und Feuchte zwischen Boden und unterster Modellschicht sowie zwischen den verschiedenen Schichten untereinander. Im letzteren Fall wird der Transport von Flüssig- und Eiswasservorkommen ebenfalls mit berechnet. Der Term turbulenter Diffusion wird beschrieben durch

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\underbrace{\rho K_\varphi \frac{\partial \varphi}{\partial z}}_{J_\varphi} - M(\varphi_u - \bar{\varphi}) \right) \quad [3.17]$$

wobei φ für die prognostischen Variablen u, v, T und q sowie q_l (spezifische Feuchte des Flüssigwassers) und q_i (spezifische Feuchte des Wassers in Eisphase) steht. ρ ist die Dichte, K_φ der turbulente

Austauschkoeffizient der jeweiligen Größe und M der Massenfluss. J_φ wird vertikaler turbulenter Fluss genannt.

Die Flüsse sind abhängig von der Bodenoberfläche, die in acht verschiedene Typen unterschieden wird. Die bodennahe Grenzschicht wird bis etwa 10 m über der Oberfläche angenommen, hier seien die turbulenten Flüsse konstant mit der Höhe und gleich den Oberflächenwerten, weshalb hier mit der Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie gerechnet wird. In der Mischungsschicht wird die Eddy-Diffusion betrachtet, dessen Einbindung in das IFS auf Köhler (2005) zurückgeht.

Nicht nur der Austausch von Impuls, Wärme und Feuchte zwischen unterster Luftschicht und des darunterliegenden Erdbodens bzw. der Wasseroberfläche beeinflussen das Wettergeschehen. Die Orographie der Erdoberfläche trägt mit ihren Bergen und Tälern ebenfalls zur Beeinflussung bei. Dieser Aspekt ist im IFS durch das TOFD-Schema beschrieben (turbulent orographic form drag), in welchem die Oberflächenreibung für sinusförmige Hügel parametrisiert wurde. Es geht auf Wood und Mason (1993) zurück und wurde von Beljaars et al. (2004) im Detail beschrieben.

3.2.4 Satellitenbilder

Im Rahmen der folgenden Untersuchungen werden zusätzlich zur Betrachtung der berechneten Daten Satellitenbilder hinzugezogen. Zum einen die Infrarot-Bilder, die im betreffenden Zeitraum aus dem All aufgenommen wurden, und zum anderen passend zu den Daten simulierte Satellitenbilder.

Die im betrachteten Zeitraum zur Verfügung stehenden Satellitenbilder wurden mit dem geostationären Satelliten MTSAT-1R der JMA (Japan Meteorological Agency) aufgenommen, der bei 140°E positioniert ist. Die später gezeigten Bilder wurden mittels des Infrarotkanals IR2 erstellt, dessen Wellenlängenbereich mit einer Abdeckung von 10,3 bis 11,3 μm angegeben wird (BOM, 2011) und stehen bis auf einige Ausnahmen halbstündlich zur Verfügung.

Die mit der Software Metview auf Grundlage der Daten erstellten Satellitenbilder stellen die Simulation des Infrarotkanals bei 10,8 μm dar. Die Skala der gezeigten Brightness Temperatur ist dabei abhängig von den jeweiligen maximalen und minimalen Werten, sodass es zu Abweichungen im Vergleich mit den realen Satellitenbildern mit festgelegter Skala kommen kann. Weitere Abweichungen lassen sich durch den Unterschied der einen simulierten Wellenlänge zu dem wirklich aufgenommenen größeren Wellenlängenbereich erklären.

4 Fallstudie

Für die nähere Untersuchung der Tendenzen von spezifischer Feuchte und Temperatur wurde unter den während T-PARC betrachteten Fällen ein System ausgewählt, welches Potential zur Entwicklung eines Wirbelsturmes zeigte, sich aber nicht entwickelte. Die Wahl fiel auf das intern TCS025 genannte System, ein Gebiet organisierter Konvektion tropischen Ursprungs, welches sich viel versprechend hinsichtlich der Ausbildung eines Taifuns zeigte. Da zunächst von einer möglichen Entwicklung ausgegangen werden konnte, wurde die Struktur während der Messkampagne näher betrachtet, zusätzlich wurden mehrere Messflüge durchgeführt. Statt sich zum Wirbelsturm zu entwickeln spaltete sich TCS025 in zwei weiterhin in Hinsicht auf ihre Entwicklung interessante Teilsysteme auf. Der eine Teil hätte sich zu einem außertropischen Tiefdruckgebiet entwickeln können, der andere zu einem tropischen Wirbelsturm. Letztendlich kam es bei beiden Teilen zu keiner Entwicklung. Wie sich der Aufbau und Zerfall der beiden Teilsysteme in den Tendenzen darstellt soll im zweiten Teil dieses Kapitels näher untersucht werden.

Der Fokus der Betrachtung liegt auf dem Zeitraum vom 30. August bis 2. September 2008. Zu Beginn dieser vier Tage ist die Teilung des TCS025 schon weit voran geschritten. Die beiden entstandenen Teilsysteme werden näher betrachtet. Der nördliche Teil entwickelt erneute Konvektion und zieht in die mittlere Breiten. Hätte sich das System zuvor zu einem Taifun entwickelt, wäre dieser Vorgang eine außertropische Umwandlung gewesen. Dieser Teil hätte das Potential gehabt, sich zu einem Tiefdruckgebiet der mittleren Breiten zu entwickeln, wegen der ungünstigen Umgebungsbedingungen zerfällt er jedoch stattdessen. Im weiteren Verlauf der Arbeit wird dieser Teil aufgrund der nicht erfolgten außertropischen Umwandlung in Anlehnung an "non-ET" TCS025_NET genannt. Auch bei Ausbildung eines Tiefdruckgebiets hätte es sich im Grunde um keine ET als solche gehandelt, da es sich nicht um einen Übergang eines tropischen Wirbelsturmes gehandelt hätte. Zeitlich etwas versetzt zeigt der verbliebene südlichere Teil unter Wechselwirkung mit einem Kaltlufttropfen Anzeichen zur Entwicklung eines Taifuns, diese tropische Umwandlung findet allerdings ebenfalls wegen ungünstiger Umgebungsbedingungen nicht statt. Diesem Teil wird in dieser Arbeit der Name TCS025_NTT zugewiesen, in Anlehnung an die nicht erfolgte TT ("non-TT").

4.1 Synoptische Situation während TCS025

Die Anfänge des organisierten konvektiven Systems TCS025 konnten in den letzten Stunden des 24. Augustes 2008 auf den Infrarot-Satellitenbildern beobachtet werden (Penny, 2010). Im Nordwesten und im Südosten dieses Gebietes befanden sich zu diesem Zeitpunkt zwei Kaltlufttropfen in den höheren Schichten, welche für eine Diffuenzzone oberhalb des Entstehungsgebietes sorgten. Ab 2100UTC, als

sich das entstehende System etwa 600 km nordöstlich von Guam befand, wurde der tropischen Störung der Name TCS025 zugewiesen. Aus der anfänglich immer wieder auflebenden Konvektion entstand bis zur Mitte des 25. Augustes ein MCS südlich eines Vorticity-Maximums auf 850 hPa. Das MCS bewegte sich nach Südosten und schwächte sich bis 1800 UTC ab. TCS025 blieb als System schwacher, aber weiterhin pulsierender Konvektion bestehen. Im Laufe des nächsten Tages bildeten sich mehrere kleine Konvektionszellen sowie ein kleineres MCS.

Am 27. August ab 1200 UTC entwickelten sich parallel zwei MCS, von denen sich eines an ähnlicher Position wie das Vorticity-Maximum des Systems befand. Beide MCS wanderten nach Süden und lösten sich in den ersten Stunden des 28. Augustes unter starker nördlicher Scherung, bedingt durch den östlich des Systems befindlichen Kaltlufttropfen, auf. Während des Lebenslaufes dieser beiden MCS sammelten sowohl die USAF WC-130J als auch die NRL-P3 auf einem Erkundungsflug Daten dieser als entwicklungsfähig eingestuften Struktur. Zu Beginn des 29. Augustes erfolgten zwei weitere Erkundungsflüge. Näher befasst mit der Struktur von TCS025 in der Zeit vom 28. bis 30. August und mit den Daten des ELDORA Doppler Radar, aufgenommen an Bord der P3, hat sich Penny (2010).

Während des 29. Augustes begann sich TCS025 in nordwestliche Richtung in die Länge zu ziehen und sich schließlich zu teilen. Betrachtet man die Vorticity auf 850 hPa, so zeigte sich um 1200 UTC des 29. Augustes bei etwa 26°N und 152°E eine noch zusammenhängende Struktur, die bereits einen zweigeteilten Charakter hatte (Abb. 4.1 a). 24 Stunden später hatte sich diese Struktur in die Länge gezogen und wies zwei deutlich voneinander unterscheidbare Maxima bei 32°N und 145°E sowie 28°N und 152°E auf (Abb. 4.1 b). Weitere 24 Stunden später war die Teilung bereits weit fortgeschritten, die beiden Vorticity-Zentren bei 38°N und 143°E sowie 33°N und 150°E hatten ihre Verbindung fast verloren (Abb. 4.1 c). Am 1. September um 1200 UTC stellten sie schließlich zwei voneinander getrennte Vorticity-Strukturen dar (Abb. 4.1 d). Der nördliche Teil, TCS025_NTT, befand sich zu diesem Zeitpunkt mit einer Position von 43°N und 145°E bereits nahe der mittleren Breiten. Weiter südlich bei 35°N und 152°E befand sich TCS025_NET.

Zu Beginn dieser Teilung hatten die zuvor genannten Kaltlufttropfen an Intensität verloren, für die Entwicklung der beiden betrachteten Teilsysteme relevant war die Entstehung zweier neuer Kaltlufttropfen. Wie in den Analysekarten der PV auf 200 hPa zu sehen ist, befand sich am 30. August um 0000 UTC nördlich von TCS025 ein breiter Rücken zwischen zwei gut sichtbaren Trögen (Abb. 4.2 a). Für die spätere Entwicklung beider Teile von TCS025 war dabei das Verhalten des westlicheren Troges von großer Bedeutung. Auf der Darstellung ist ein langgezogener PV-Streamer zu erkennen, der an seiner Spitze bis zu Beginn des 31. Augustes bei 38°N und 138°E einen Kaltlufttropfen abschnürte, was auch in der Betrachtung der geopotentiellen Höhe wiedergegeben wird (Abb. 4.2 c). Dieser Kaltlufttropfen blieb in seiner Position zunächst stabil, erst ab Mitte des 1. Septembers schlug er eine nördliche Bahn ein (Abb. 4.2 f). Zuvor jedoch beeinflusste er die Entwicklung des TCS025_NET, des nördlicheren Teils des Systems, wie im Kapitel 4.2 näher betrachtet wird.

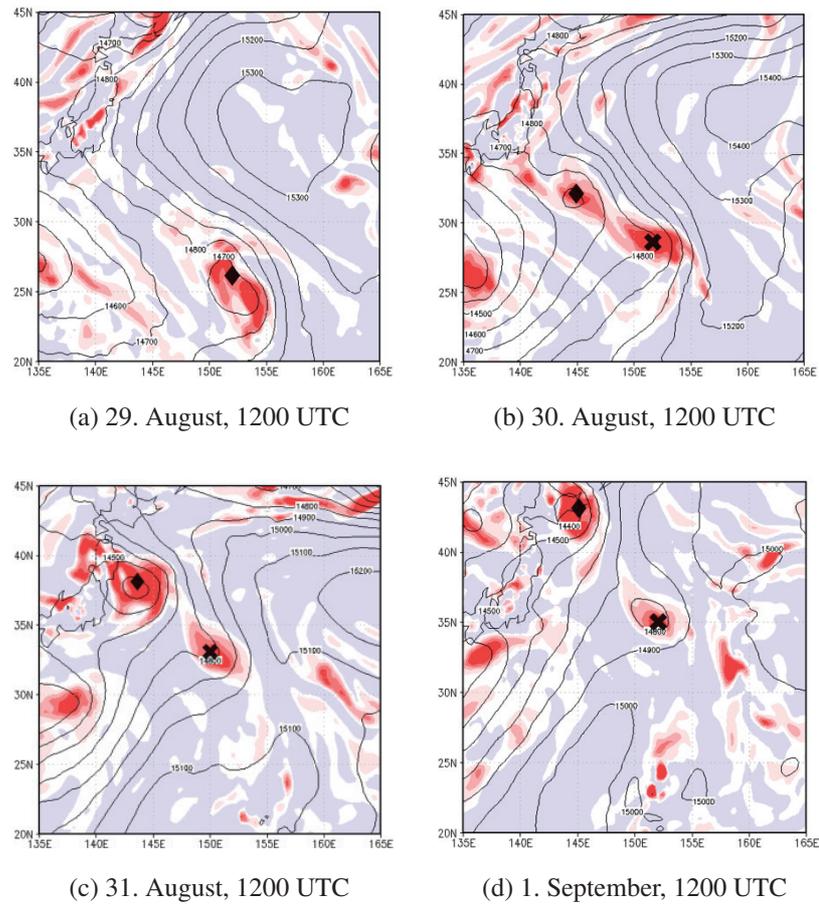


Abb. 4.1: Teilungsphase von TCS025 in einen nördlicheren (Raute) und einen südlicheren Teil (Kreuz). Dargestellt ist die Vorticity in 10^{-5}s^{-1} (schattiert) und das Geopotential auf 850 hPa in m^2s^{-2} (Konturen) jeweils um 1200 UTC vom 29. August bis 1. September.

Mitte des 30. Augustes bildete sich zu TCS025_NET gehörende Konvektion bei 33°N und 145°E (Abb. 4.3 b). Die Position dieser Konvektion in den zur Analyse gehörenden simulierten Satellitenbildern ist gut wiedergegeben, wenn auch die Ausdehnung der Bewölkung gegenüber den IR-Satellitenbildern zu groß ausfällt (Abb. 4.4 b). In den bodennahen Schichten dieses Gebietes war warme und feuchte Luft zu finden, die CAPE-Werte lagen bei etwa 300 J/kg (Abb. 4.5 b). Da in diesem Fall die dynamischen Verhältnisse günstig für die Ausbildung von Konvektion waren und die Entwicklung über dem tropischen Ozean stattfand, genügte im Vergleich zu kontinentalem Gebiet niedrige Werte der CAPE. Die Konvektion wurde unterstützt durch die weitere Heranführung feuchter Luft durch bodennahe Strömung aus Süden im Bereich von 20° bis 33°N und 140° bis 155°E (Abb. 4.5 b). Zur gleichen Zeit war unterhalb des sich abschnürenden Kaltlufttropfens bei 41°N und 138°E die Struktur einer Frontalwelle zu erkennen (Abb. 4.4 b).

Zwölf Stunden später zeigte sich TCS025_NET als Ansammlung mehrerer konvektiver Zellen bei 36°N und 145°E (Abb. 4.3 c). In den simulierten Satellitenbildern der Analyse ist eine Intensivierung der Konvektion im Vergleich zum vorherigen Zeitpunkt zu erkennen (Abb. 4.4 c), sie wird jedoch etwas weiter nördlich dargestellt. Die Wellenformation der Wolkenstruktur unterhalb des Kaltlufttropfens zeigte ein zyklonales Aufrollen des Trog, hier hat möglicherweise von TCS_NET ausgehende Vorticity in den unteren Schichten zur Intensivierung dieses außertropischen Tiefes beigetragen. Diese Entwicklung, wie sie auch bei außertropischen Umwandlungen beobachtet werden kann, ist sowohl in den simulierten als auch in den IR-Satellitenbildern bei 40°N und 138°E zu erkennen (Abb. 4.3 u. Abb. 4.4 c). Der abgeschnürte Kaltlufttrog war zu diesem Zeitpunkt nur noch wenige Grad nordwestlich von TCS025_NET, welches sich aus südöstlicher Richtung angenähert hatte.

Die Wolkenstrukturen von TCS025_NET und des Tiefdruckgebiets waren am 31. August um 1200UTC gut zu erkennen, wenn auch die Deutlichkeit des Tiefes durch den Rückgang der Bewölkung etwas nachgelassen hatte. Das bei 39°N und 146°E zu erkennenden Wolkenmuster des konvektiven Systems (Abb. 4.3 u. Abb. 4.4 d) zeigte überdies einen direkten Übergang in die Bewölkung, die mit der baroklinen Zone in Verbindung gebracht werden kann. Diese zeigte sich über einen starken PV-Gradienten bei 43°N und 152°E (Abb. 4.2 d) und war Teil des Vorläufers eines weiteren Kaltlufttropfens, der sich aus dem zwischenzeitlich ostwärts gewanderten Trog im Laufe des 1. Septembers abschnürte. Der erste Kaltlufttrog befand sich mit 38°N und 138°E (Abb. 4.2 d) direkt westlich neben dem Vorticity-Maximum auf 850 hPa bei 143°E, das die Lage von TCS025_NET kennzeichnet (Abb. 4.1 c).

Weitere zwölf Stunden später, um 0000 UTC am 1. September, hatte die Bewölkung im IR-Satellitenbild sichtbar nachgelassen, ihre Reste waren bei 42°N und 143°E zu finden (Abb. 4.3 e). Im simulierten Bild ist die Wolkenabdeckung in diesem Bereich noch etwas größer (Abb. 4.4 e). Beiden Darstellungen gemeinsam ist eine sich östlich anschließende trogähnliche Struktur, die den entstehenden Kaltlufttrog bei 40°N und 160°E (Abb. 4.2 e) kennzeichnet. Während sich die Position des vorherigen Kaltlufttropfens während der letzten 24 Stunden nur wenig verändert hatte, hatte sich TCS025_NET auf seiner nördlichen Bahn in einem Bogen östlich an ihm vorbei bewegt (Abb. 4.2 e). Diese Zugbahn kann erklärt

werden durch die südliche Strömung, die aus der vertikalen Scherung des Kaltlufttropfens resultiert, in dessen Einflussbereich TCS025_NET gezogen ist. Mit dieser Zugbahn entfernte es sich zudem vom bodennahen Feuchtenachschub und zog in ein Gebiet mit geringen CAPE-Werten (Abb. 4.5 e).

Am 1. September um 1200 UTC war TCS025_NET nicht mehr über die Wolkenstruktur auf den Satellitenbildern auszumachen (Abb. 4.3 u. 4.4 f). Laut der Vorticity auf 850 hPa ließ es sich auf 43°N und 145°E positionieren (Abb. 4.1 f) und war damit weiter in der vom Kaltlufttropfen ausgehenden Scherungsrichtung gezogen. TCS025_NET befand sich damit mehr als 36 Stunden in unmittelbarer Nähe zum Kaltlufttropfen und war der von ihm ausgehenden vertikalen Scherung ausgesetzt. Diese lange Zeitspanne innerhalb des Scherungsgebietes dürfte maßgeblichen Einfluss auf die nicht erfolgte Entwicklung von TCS025_NET gehabt haben. Zudem befinden sich beiden Systeme zu weit voneinander entfernt, TCS025_NET erfährt keine Unterstützung durch die aufsteigende Luft vorderseitig des Trogges, was zu einer Intensivierung und damit möglicherweise im weiteren Verlauf zu der Bildung eines außertropischen Tiefdruckgebiets geführt hätte. Die noch vorhandene Vorticity gliederte sich der baroklinen Zone an, als Folge davon gelang Resten von TCS025_NET ein außertropischer Übergang (nicht gezeigt). Da TCS025_NET zu keiner Zeit als tropische Zyklone zu bezeichnen war, kann hier auch nicht von einer außertropischen Umwandlung gesprochen werden. Trotzdem zogen Teile des Systems in die mittleren Breiten, weshalb hier eine Negation der außertropischen Umwandlung als Bezeichnung für den nördlichen Teil von TCS025 gewählt wird (NET als Kurzform für "non-ET").

Aus ähnlichen Gründen ist für den südlichen Teil von TCS025 die Negation der tropischen Umwandlung namens gebend (NTT als Kurzform für "non-TT"). TCS025_NTT war am 30. August um 0000 UTC bei 25°N und 153°E als großräumiges System mit zyklonalen bandartigen Wolkenstrukturen zu sehen (Abb. 4.3 u. 4.4 a). Im Laufe der folgenden Stunden schwächte sich die Konvektion immer weiter ab, TCS025_NTT schien in der Auflösung begriffen. Gegen 1100UTC des 31. Augustes lebte bei 32°N und 152°E die Konvektion wieder auf (Abb. 4.3 d), diese Entwicklung ist im simulierten Satellitenbild nicht deutlich genug wiedergegeben (Abb. 4.4 d). Erst zwölf Stunden später kann hier die schwache Konvektion bei 34°N und 151°E erkannt werden (Abb. 4.4 e), welche jedoch ebenfalls wieder zum Erliegen kommt.

Am 1. September um 1200 UTC begann TCS025_NTT mit der Bildung von Konvektion bei 35°N und 152°E und damit ortsgleich zum Vorticity-Maximum (Abb. 4.1 d). Diese Konvektionsbildung ist im Satellitenbild kaum zu sehen (Abb. 4.3 f), während in den simulierten Bildern eine Wolkenbildung zu erkennen ist (Abb. 4.4 f). Unterstützt wurde die Entstehung der Konvektion durch das Heranführen feuchter Bodenluft in einem Gebiet mit CAPE-Werten von über 300 J/kg. Bereits in dieser Entstehungsphase befand sich bei 37°N und 160°E ein neu gebildeter Kaltlufttropfen, der sich aus dem nordöstlich gelegenen Trog abschnürte und auch in der Darstellung der geopotentiellen Höhe klar erkennbar ist (Abb. 4.2 f).

Dieser Kaltlufttropfen bewegte sich in den nächsten Stunden etwas nach Südwesten bis 33°N und 158°E, was eine Annäherung mit dem stationär gebliebenen TCS025_NTT zur Folge hatte (Abb. 4.2 g).

Letzterer hatte zu diesem Zeitpunkt eine konvektive Zelle gebildet, von der aus in südöstlicher Richtung ein Cirrusschirm ausging (Abb. 4.3 g). Konvektion und Cirrusschirm werden in den simulierten Satellitenbildern als zusammenhängendes Wolkengebilde im Bereich von 30° bis 35°N und 152° bis 160°E dargestellt (Abb. 4.4 g). Der Cirrusschirm erstreckte sich dabei südlich um den Kaltlufttropfen und wird diese Form aufgrund des Einflusses durch die nördliche Scherung des Kaltlufttropfens erhalten haben.

Nach weiteren zwölf Stunden fiel die Konvektion wieder zusammen. Übrig geblieben waren Reste des Cirrusschirms, der sich von 34°N und 152°E aus weiterhin im Bogen um den bei 33°N und 158°E befindlichen Kaltlufttropfen erstreckten (Abb. 4.3 u. Abb. 4.2 h). Trotz weitgehend stationärer Position von TCS025_NTT konnte keine weitere Entwicklung des konvektiven Systems erfolgen, da die Scherung in den oberen Schichten vermutlich einen zu starken Einfluss hatte. Eine Intensivierung des Systems durch Überlagerung mit dem Kaltlufttropfen kam ebenfalls nicht zustande, der Abstand beider Systeme zueinander blieb zu groß. Eine letzte Phase stärkerer Konvektion konnte gegen 1300 UTC am 2. September bei 34°N und 153°E beobachtet werden, bevor auch diese zerschert wurde und sich TCS025_NTT am 4. September endgültig auflöste (nicht gezeigt).

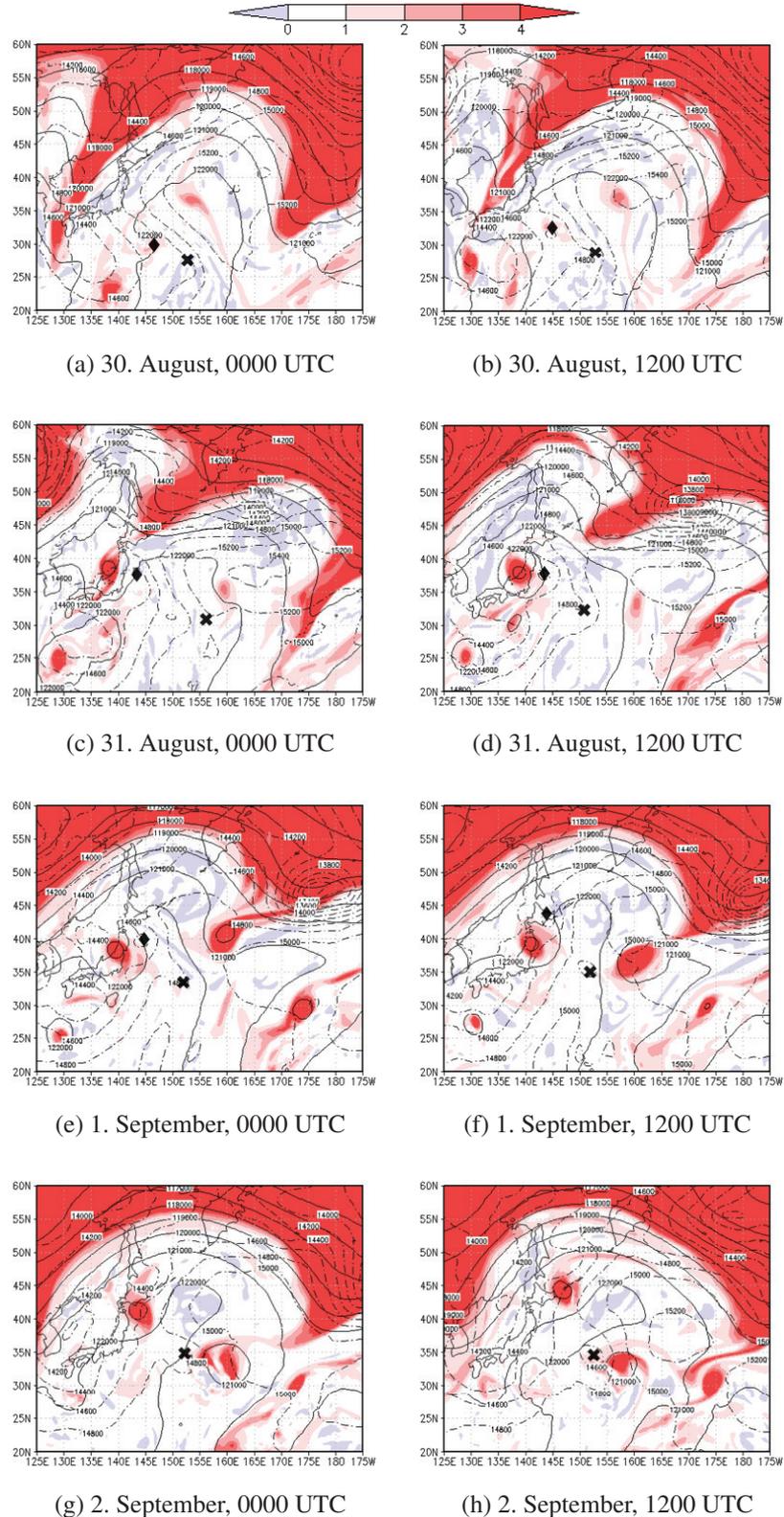
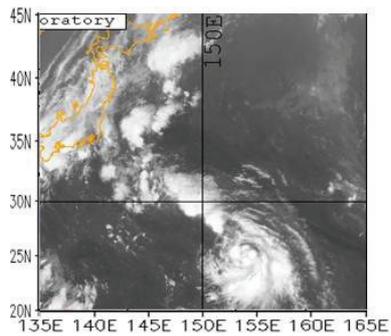
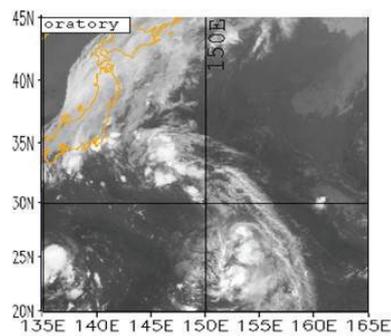


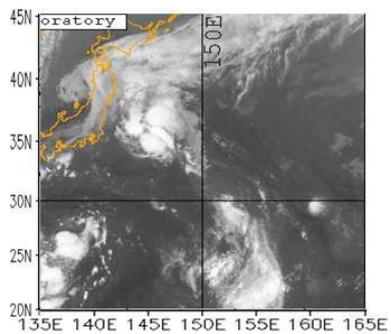
Abb. 4.2: Darstellung der potentiellen Vorticity in 10^{-6} PVU (schattiert) und des Geopotentials in m^2s^{-2} (durchgezogene Konturen) auf 200 hPa sowie das Geopotential auf 850 hPa in m^2s^{-2} (gestrichelte Konturen). Die Markierungen stellen die Positionen der beiden Teilsysteme TCS025_NET (Raute) und TCS025_NTT (Kreuz) dar, wie sie von den Vorticity-Maxima auf 850 hPa abgeleitet werden können. Dargestellt sind 12-Stunden-Schritten vom 30. August 0000 UTC bis 1. September 1200 UTC.



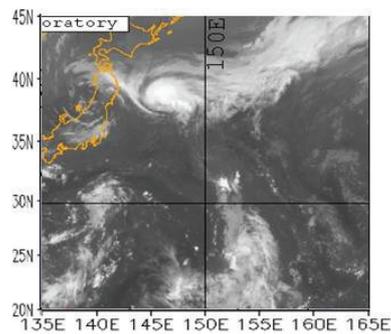
(a) 29. August, 2330 UTC



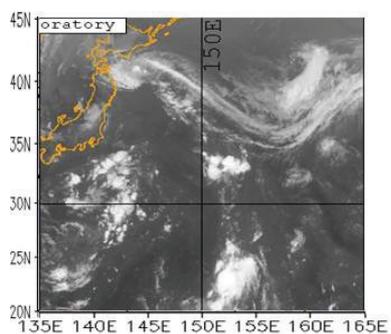
(b) 30. August, 1130 UTC



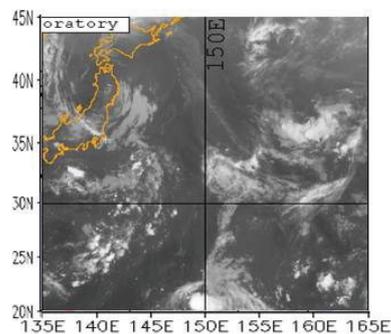
(c) 30. August, 2330 UTC



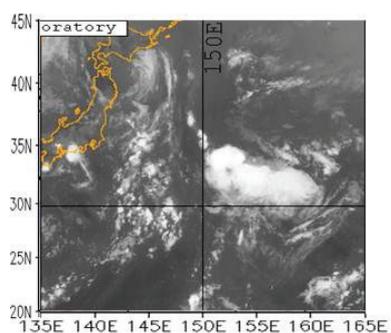
(d) 31. August, 1130 UTC



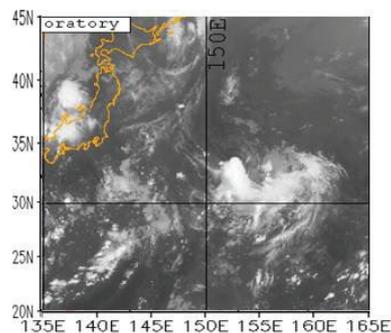
(e) 31. August, 2330 UTC



(f) 1. September, 1130 UTC



(g) 1. September, 2330 UTC



(h) 2. September, 1130 UTC

Abb. 4.3: Infrarot Satellitenaufnahmen des MTSAT-1R. Die dargestellten Zeitpunkte sind die gleichen wie in Abb. 4.2.

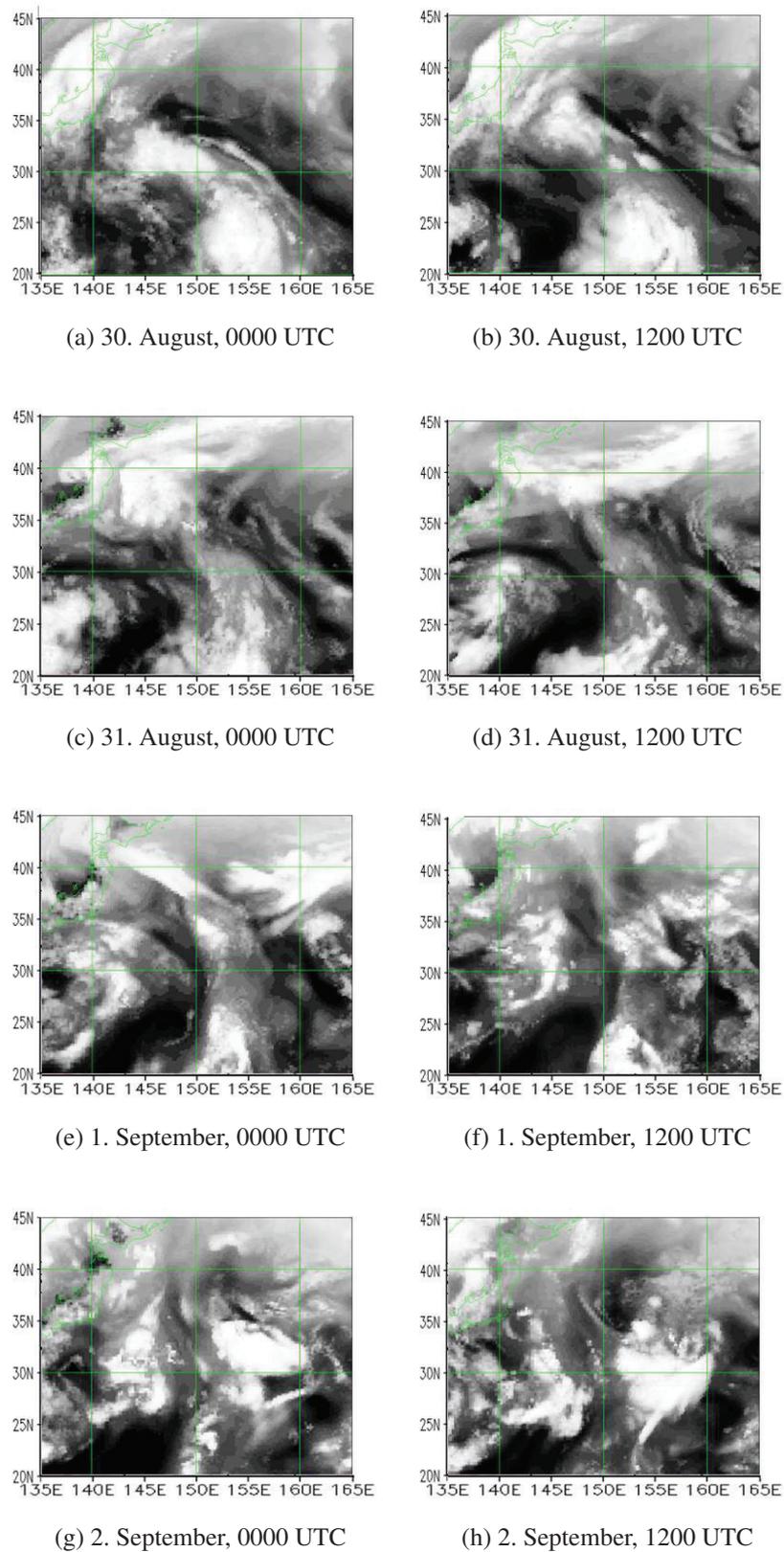


Abb. 4.4: Die simulierte Satellitenbilder mit der Darstellung der Brightness-Temperatur. Die dargestellten Zeitpunkte sind die gleichen wie in Abb. 4.2.

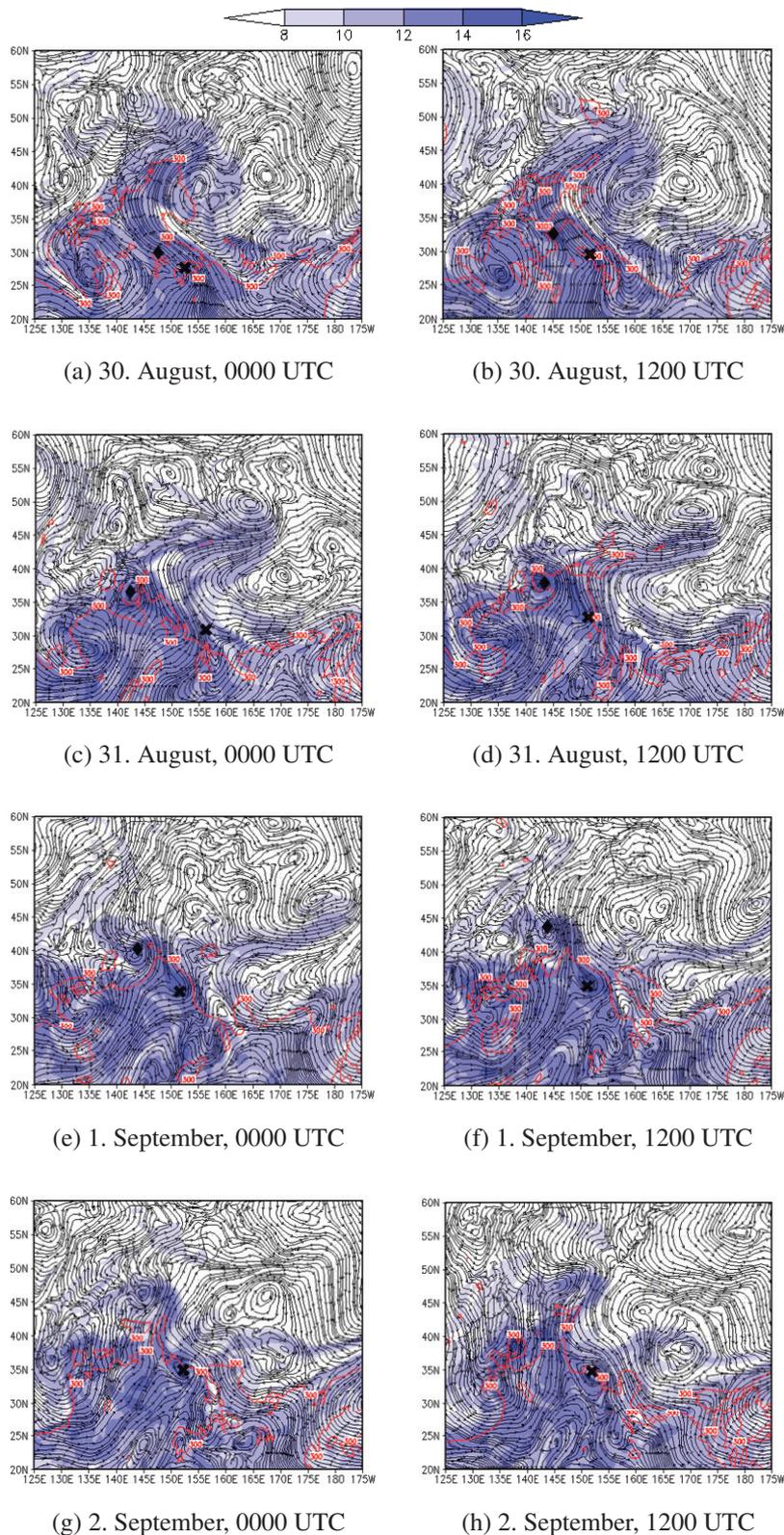


Abb. 4.5: Darstellung der spezifischen Feuchte in g/kg (schattiert) und des Stromlinienverlaufes auf der 850 hPa-Fläche. Zusätzlich ist der Bereich mit einer CAPE von 300 J/kg gekennzeichnet (rote Konturen). Die Markierungen stellen die Positionen der beiden Teilsysteme TCS025_NET (Raute) und TCS025_NTT (Kreuz) dar, wie sie von den Vorticity-Maxima auf 850 hPa abgeleitet werden können. Die Zeitpunkte sind die gleichen wie in Abb. 4.2.

4.2 Die potentielle ET

Zunächst soll die zeitlich als erstes erfolgte Entwicklung des nördlicheren Teils von TCS025 näher betrachtet werden. Die Teilung des Systems fand wie im vorherigen Kapitel erläutert größtenteils im Laufe des 29. Augustes statt, ab hier werden die beiden Teile getrennt betrachtet. Die zu TCS025_NET gehörende Wolkenstruktur lässt sich bis zum 1. September verfolgen, das sich deutlich abschwächende Vorticityzentrum noch darüber hinaus. Somit zeigen die 36 Stunden abdeckende Vorhersage-Läufe vom 29. August bis zum 1. September, jeweils initiiert um 1200 UTC, Ausschnitte des Lebenslaufes von TCS025_NET.

Für die Untersuchung der Intensivierung des Systems mit Konvektionsbildung am 31. August gegen 0000 UTC vom Aufbau bis zum Zerfall bietet sich daher der Lauf vom 30. August an, auf dessen erste 24 Stunden sich nun die folgenden Untersuchungen beziehen.

4.2.1 Synoptische Größen

Zu Beginn des gewählten Vorhersage-Laufes befindet sich TCS025_NET bei 33°N und 145°E, konvektive Bewölkung beginnt sich zu entwickeln (Abb. 4.6 a). Nordwestlich des Systems ist bei 41°N und 138°E die Wolkenstruktur einer frontalen Welle zu erkennen. Aus dieser Wellenstruktur wird für den Zeitpunkt 6 Stunden später die Entwicklung eines zyklonalen Aufrollens bei 40°N und 138°E vorhergesagt, direkt östlich schließt sich ein größerer wolkenbedeckter Bereich an (Abb. 4.7 a). Südöstlich davon befindet sich bei 36°N und 145°E die weiterentwickelte konvektive Bewölkung von TCS025_NET. Das berechnete Satellitenbild für weitere sechs Stunden später zeigt eine deutlichere zyklonale Struktur des stationär gebliebenen außertropischen Tiefs und eine Intensivierung des konvektiven Gebildes bei 38°N und 145°E (Abb. 4.7 b). Zum nächsten Zeitschritt, 18 Stunden nach Initialisierung, nimmt die Intensität der Bewölkung wieder ab. TCS025 befindet sich etwas weiter nördlich bei 39°N und 144°N und hat sich damit der zyklonalen Struktur bei 39°N und 138°E angenähert, welche ebenfalls an Deutlichkeit verloren hat (Abb. 4.7 c). Im weiteren Verlauf wird die Bewölkung im Bereich sowohl des TCS025_NET bei 40°N und 143°E als auch des Tiefs bei 40°N und 139°E immer geringer (Abb. 4.7 d).

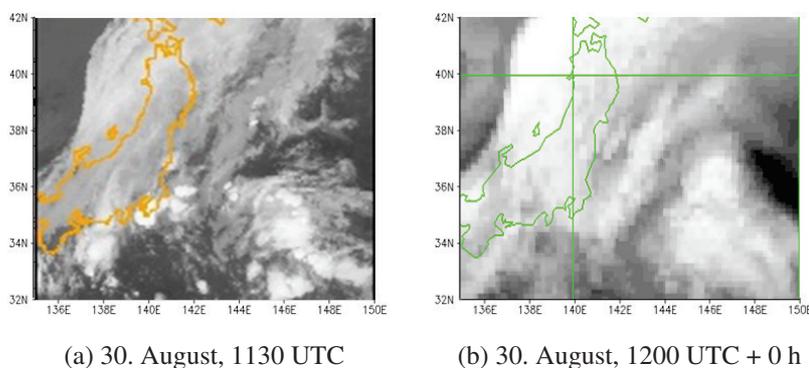


Abb. 4.6: Vergleich des realen (a) und des simulierten (b) Satellitenbildes zum Initialzeitpunkt des Laufes am 30. August um 1200 UTC.

Die eben besprochenen simulierten Satellitenbilder für die Vorhersage zeigen dabei eine gute Übereinstimmung zu denen der Analyserechnung (vergleiche Abb. 4.4). Während ein Vergleich zu den realen IR-Satellitenbildern zu jeder Zeit eine erhöhte Wolkendichte aufweist, stimmt diese in den simulierten Bilder von Analyse und Vorhersage weitestgehend überein. Insgesamt werden Ort und Stärke der Wolkenentwicklung gut wiedergegeben, wenngleich sich insbesondere nach 24 Stunden kleinere örtliche Differenzen ergeben. 12 Stunden nach Laufbeginn wird die Wolkenstruktur des außertropischen Tiefs bei 40°N und 138°E zum Großteil übereinstimmend dargestellt. Die Struktur der konvektiven Bewölkung weiter östlich ist in der Analyse bei 39°N und 143°E schärfer abgrenzbar und breitet sich in der Vorhersage weiter nach Osten aus, weist aber keine deutlichen Abweichungen auf. Nach 24 Stunden wird die Wolkenbedeckung im Bereich des Kaltlufttropfens bei 40°N und 139°E überschätzt und weist eine Ausbreitung auf, die westlich über die der Analyse hinausgeht (Abb. 4.7 c). Die Reste der konvektiven Bewölkung sind in der Vorhersage mit 40°N und 143°E westlicher gelegen als in der Analyse mit 39°N und 146°E , die östlich davon gelegene Bewölkung, die in die barokline Zone übergeht, wird zu weit südlich vorhergesagt (Abb. 4.7 d). Kleinere Unterschiede in der Ausprägung der Wolkenbedeckung können auch hier erkannt werden.

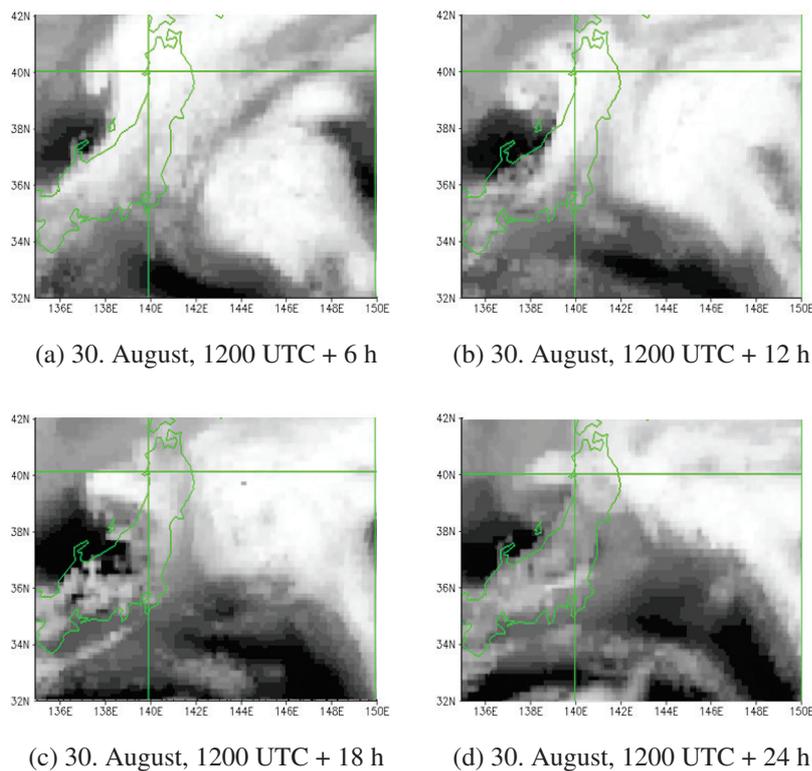


Abb. 4.7: Darstellung der simulierten Satellitenbilder in sechsständlichem Abstand beginnend bei 6 h bis 24 h nach Initialisierung des Laufes am 30. August um 1200 UTC.

Betrachtet man die Ereignisse, wie sie in den Satellitenbildern zu erkennen sind, auf der 850 hPa Höhenkarte, so erkennt man TCS025_NET 6 Stunden nach Laufbeginn bei 34°N und 145°E als schwachen Vorticity-Bereich, der innerhalb eines Bereiches niedriger geopotentieller Höhe liegt. Unmittelbar strom-

abwärts bei 36°N und 145°E zeigt sich eine weitere, ebenfalls recht schwache Vorticity-Anomalie (Abb. 4.8 a). Beide Bereiche zeigen aufwärtigen Vertikalwind, wobei der zum nördlichen Vorticity-Maximum gehörende Aufwind stärker ist (Abb. 4.8 b). In der Darstellung des Geopotentials auf 200 hPa ist bei 39°N und 138°E der Kaltlufttropfen zu sehen, der sich wie bereits erwähnt zu dieser Zeit abschnürt. Südwestlich davon liegt vor der Küste Japans bei 38°N und 139°E ein weiteres Vorticity-Maximum (Abb. 4.8 a), welches ein sich entwickelndes außertropisches Tief kennzeichnet, das sich am 30. August um 1200UTC durch die Wellenstruktur bei 41°N und 138°E bereits angekündigt hat (Abb. 4.6 b).

Die beiden zusammenhängende Vorticity-Bereiche verlagern sich sechs Stunden später nach Norden. Das zuvor flächenmäßig kleinere Vorticity-Maximum hat deutlich an Stärke zugenommen und befindet sich jetzt bei 37°N und 144°E (Abb. 4.8 c). Die ortsgleichen Aufwinde haben sich ebenfalls deutlich verstärkt, nördlich davon bei 39°N und 144°E ist ein Bereich mit schwachen Abwinden zu erkennen (Abb. 4.8 d). Diese Abwinde aufgrund konvektiven Niederschlags führen zu der Entstehung eines „cold pools“, eines Bereiches kälterer Luft am Boden, bei 38°N und 144°E (Abb. 4.9 a). Auch das jetzt bei 35°N und 145°E liegende Maximum weist höhere Werte auf, jedoch ist diese Intensivierung vergleichsweise gering. Beide Vorticity-Maxima sind durch eine eigenständige Isolinie des Geopotentials gekennzeichnet und verlagern sich mit der nördlichen Strömung, die bei 36°N und 147°E deutlich zu erkennen ist und im Bereich von 36°N und 143°E von einer beginnenden Zirkulation unterbrochen wird (Abb. 4.8 c). In Tropopausenhöhe lässt sich eine Vertiefung des Kaltlufttropfens erkennen, er befindet sich nun bei 39°N und 138°E und hat sich dem Tief bei 39°N und 139°E angenähert (Abb. 4.8 d). Der Abstand des Kaltlufttropfens zu den TCS025_NET zugehörigen Vorticity-Maxima hat sich ebenfalls verringert. An der südöstlichen Seite des Kaltlufttropfens ist bei 37°N und 140°E ein Bereich aufsteigender Luft zu erkennen (Abb. 4.8 d). Dieser üblicherweise vorderseitig von Trögen befindliche Bereich könnte bei idealen Abstand zu TCS025_NET dessen Aufwinde unterstützen und zu einer Intensivierung führen. Die beiden Aufwindbereiche haben in diesem Fall aber einen deutlichen Abstand voneinander, die Entfernung von TCS025_NET und dem Kaltlufttropfen ist für eine positive Beeinflussung der Entwicklung zu groß. Zudem zeigt der Aufwindbereich südöstlich des Kaltlufttropfens vergleichsweise schwache Werte.

Die Intensivierung des zuvor kleineren Vorticity-Maximums nimmt zum Termin 18 Stunden nach Initialisierung hin zu, was unterstrichen wird durch den tiefen Druck bei 38°N und 143°E sowie die nun geschlossene Zirkulation um die Vorticity-Anomalie (Abb. 4.8 e). Die Zirkulation weist dabei im Südwesten wesentlich geringere Windgeschwindigkeiten auf als im Nordosten. Dieses Muster weist eine Ähnlichkeit auf zur Fig. 1 in Raymond and López Carrillo (2011) und kann durch die Überlagerung der nördlichen Strömung mit der Zirkulation um die Vorticityanomalie erklärt werden. Die Intensität des anderen Maximums hat dagegen wieder nachgelassen, es befindet sich auf nördlichem Kurs bei 37°N und 145°E. Deutlich nachgelassen haben die Vertikalwinde, sie zeigen nur noch niedrige Werte jeweils im nördlichen Bereich beider Vorticity-Maxima, bei 39°N und 144°N zeigt sich ein Gebiet mit höheren Abwinden (Abb. 4.8 f). Der Kaltlufttropfen hat sich über das außertropische Tief geschoben, welches zu diesem Zeitpunkt durch eine eigene Isolinie gekennzeichnet wird. Beide befinden sich bei 38°N und

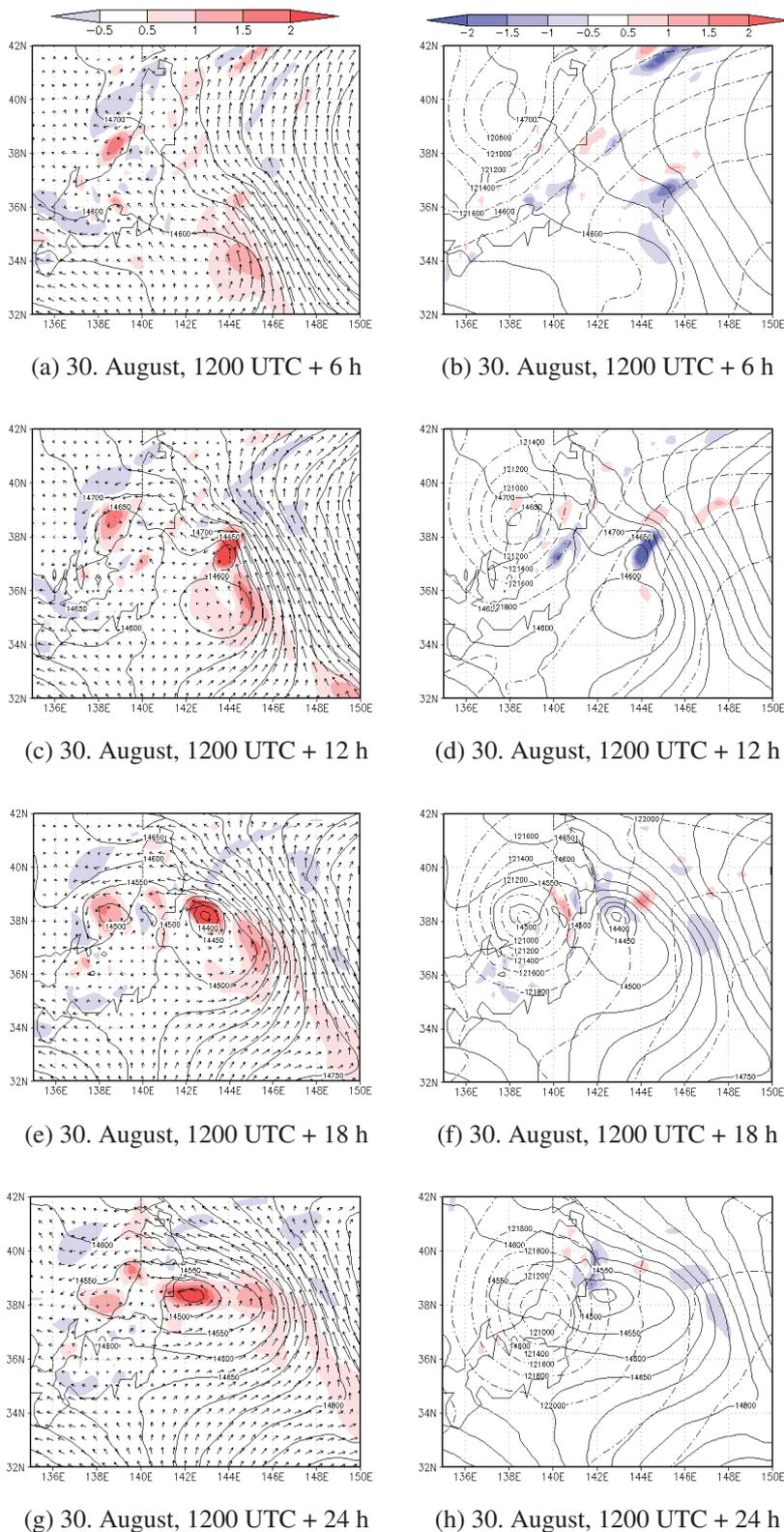


Abb. 4.8: In der linken Spalte dargestellt ist die Vorticity in $10^{-4} s^{-1}$ (schattiert), das Geopotential in $m^2 s^{-2}$ (durchgezogene Konturen) und der Horizontalwind in m/s (Pfeile) auf jeweils 850 hPa. Die rechte Spalte zeigt die Vertikalgeschwindigkeit ω in Pa/s (schattiert) und ebenfalls das Geopotential in $m^2 s^{-2}$ (durchgezogene Konturen) auf jeweils 850 hPa sowie das Geopotential in $m^2 s^{-2}$ (gestrichelte Konturen) auf 200 hPa. Dargestellt sind im sechsstündigen Abstand die Zeitpunkte 6 h bis 24 h nach Initialisierung des Laufes am 30. August um 1200 UTC.

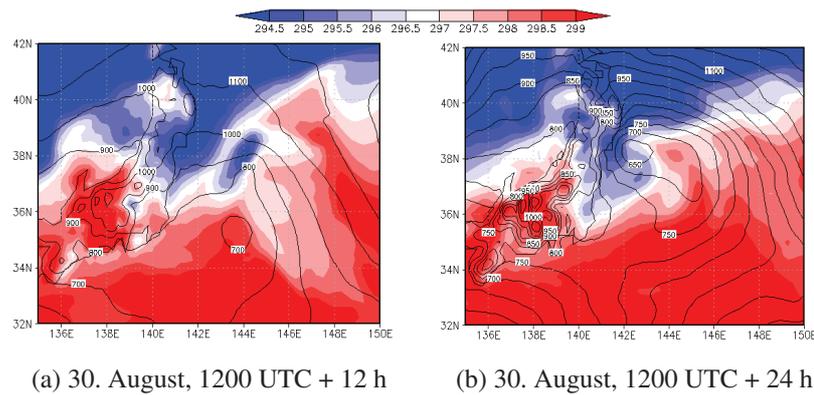


Abb. 4.9: Darstellung der potentiellen Temperatur Θ in K (schattiert) mit dem Geopotential m^2s^{-2} (durchgezogene Konturen) auf 1000 hPa. Zu sehen ist (a) 12 h nach Initialisierung des Laufes am 30. August um 1200 UTC ein "cold pool" und (b) nach 24h eine Struktur mit Frontcharakter.

139°E und damit direkt westlich von TCS025_NET, der Abstand zwischen beiden Systemen hat so weit abgenommen, dass eine gegenseitige Beeinflussung wahrscheinlich ist.

Weitere sechs Stunden später, einen Tag nach Laufbeginn, hat das Vorticity-Maximum bei 38°N und 142°E an Intensität verloren, ebenso das zweite Maximum bei 38°N und 145°E (Abb. 4.8 g). Der Druck ist in beiden Gebieten wieder gestiegen. Die Aufwindgebiete innerhalb der Vorticity-Bereiche zeigen zwar eine leichte Verstärkung bei 39°N und 142°E, was aber keine signifikante Änderung darstellt (Abb. 4.8 h). In der Höhe hat sich der Kaltlufttropfen abgeschwächt und befindet sich jetzt bei 37°N und 139°E. Auch der Druck des Bodentiefs hat wieder zugenommen, die Intensität der Vorticity nachgelassen. Mit einer Position von 38°N und 138°E liegt es nicht mehr direkt unter dem Kaltlufttropfen (Abb. 4.8 g). TCS025_NET befindet sich zwar weiterhin in dessen unmittelbarer Nähe, eine weitere Annäherung der an Intensität verlierenden Systeme gibt es nicht. Bei Betrachtung der Temperatur in Bodennähe lässt sich unterhalb der beiden Vorticity-Maxima ausgehend von etwa 38°N und 142°E eine Struktur mit Frontcharakter erkennen (Abb. 4.9 b), der Warmluftsektor befindet sich dabei südöstlich dieses Punktes (Abb. 4.9 b).

Der Vergleich der eben beschriebenen Abläufe zu den simulierten Satellitenbilder zeigt eine gute örtliche Übereinstimmung der konvektiven Bewölkung mit den Vorticity-Maxima. Die intensive konvektive Entwicklung 12 Stunden nach Laufbeginn im Gebiet um 38°N und 145°E (Abb. 4.7 b) decken sich mit der Position der hohen Aufwindwerte bei 37°N und 144°E (Abb. 4.8 d). Bei Abschwächung der Vorticity-Maxima 24 Stunden nach Initialisierung geht auch die Bewölkung in diesem Gebiet zurück. Auch das außertropische Tief vor Japans Nordwest-Küste ist gut als zyklonale Wirbelstruktur innerhalb der Bewölkung erkennbar.

Während des besprochenen Zeitraumes sind für die beiden zu TCS025_NET gehörenden Vorticity-Maxima sich umkreisende Zugbahnen zu beobachten. Sie befinden sich beide im Einflussgebiet des anderen, weshalb die Zirkulationen eine gegenseitige advehierende Wirkung ausüben. Durch die höhere Intensität des Vorticity-Maximums, welches sich 12 Stunden nach Laufbeginn bei 37°N und 144°E

aufhält, legt dieses eine geringere Strecke zurück verglichen mit dem schwächeren Vorticity-Bereich, welcher eine deutlich längere Zugbahn in nördliche Richtung verfolgt. Dieses Phänomen der Beeinflussung der Zugbahnen zweier Vorticity-Bereiche mit geringem Abstand aufeinander war bereits häufig Gegenstand von Untersuchungen (u.a. Chan und Law, 1995).

Zur näheren Betrachtung der Ereignisse innerhalb der Entwicklung der Vorticityanomalie, die sich 12 Stunden nach Laufbeginn bei 37°N und 144°E intensiviert (Abb. 4.8 c), auch in Hinblick auf die Frage, warum das System wieder zerfiel, werden Vertikalschnitte durch das Maximum potentieller Vorticity gelegt. Die Richtung der Vertikalschnitte ergeben sich durch den räumlichen Unterschied des Maximums von 850 hPa und 500 hPa, die genauen Vertikalschnittskordinaten können Tabelle 4.1 entnommen werden. Auffallend ist dabei die ab 18 Stunden größer werdende Entfernung beider Maximapositionen (Abb. 4.10 d), die PV-Säule kippt (Tilting). Während sich der untere Bereich mit der bodennahen Strömung auf den Bereich des Kaltlufttropfens zubewegt, schlägt der obere Bereich eine andere Richtung ein, da die Strömung hier durch den Einfluss der Scherung durch den Kaltlufttropfen einen anderen Verlauf nimmt. Zu sehen ist das Tilting um so deutlicher in den Vertikalschnitts-Darstellungen der potentiellen Vorticity (PV), die im Folgenden näher erläutert werden.

Tab. 4.1: Koordinaten der Vertikalschnitte in Abbildung 4.10.

Zeitschritt	Startpunkt		Endpunkt	
	lat	lon	lat	lon
9 h	$35,00^{\circ}$	$142,25^{\circ}$	$38,75^{\circ}$	$146,00^{\circ}$
12 h	$35,75^{\circ}$	$143,00^{\circ}$	$39,25^{\circ}$	$144,75^{\circ}$
15 h	$36,25^{\circ}$	$141,75^{\circ}$	$40,00^{\circ}$	$145,50^{\circ}$
18 h	$37,75^{\circ}$	$140,25^{\circ}$	$39,00^{\circ}$	$146,50^{\circ}$
21 h	$37,50^{\circ}$	$140,75^{\circ}$	$39,75^{\circ}$	$146,00^{\circ}$
24 h	$38,00^{\circ}$	$140,25^{\circ}$	$39,75^{\circ}$	$145,50^{\circ}$

9 Stunden nach Beginn des Laufes ist der säulenartige Bereich höherer PV mit noch schwachen Werten bei $144,5^{\circ}\text{E}$ zu erkennen (Abb. 4.11 a). Zu dieser Zeit ist in diesem Gebiet Entwicklung von Konvektion zu beobachten. Starke Aufwinde (Abb. 4.12 a) führen zu Kondensation der mitgeführten Feuchte und damit zur Ausbildung einer aufrechten konvektiven Wolkenstruktur (Abb. 4.13 a). Die dabei freiwerdende latente Wärme bewirkt einen Anstieg der potentiellen Temperatur wodurch sich der Wert der PV in diesem Gebiet ebenfalls erhöht (Hoskins 1985, Form. 13), was sich durch einen Anstieg der PV zum nächsten Zeitschritt bemerkbar macht (Abb. 4.11 b). Die starken Aufwinde bleiben zunächst bestehen, auch wenn bereits ein Rückgang ihrer Intensität beobachtet werden kann (Abb. 4.12 b). Die durch die mit den starken Aufwinden verbundene Konvektion entstandene Wolkenstruktur stellt einen aufrechten Bereich mit Wolkeneis in den oberen und Wolkenwasser in den unteren Schichten dar (Abb. 4.13 b).

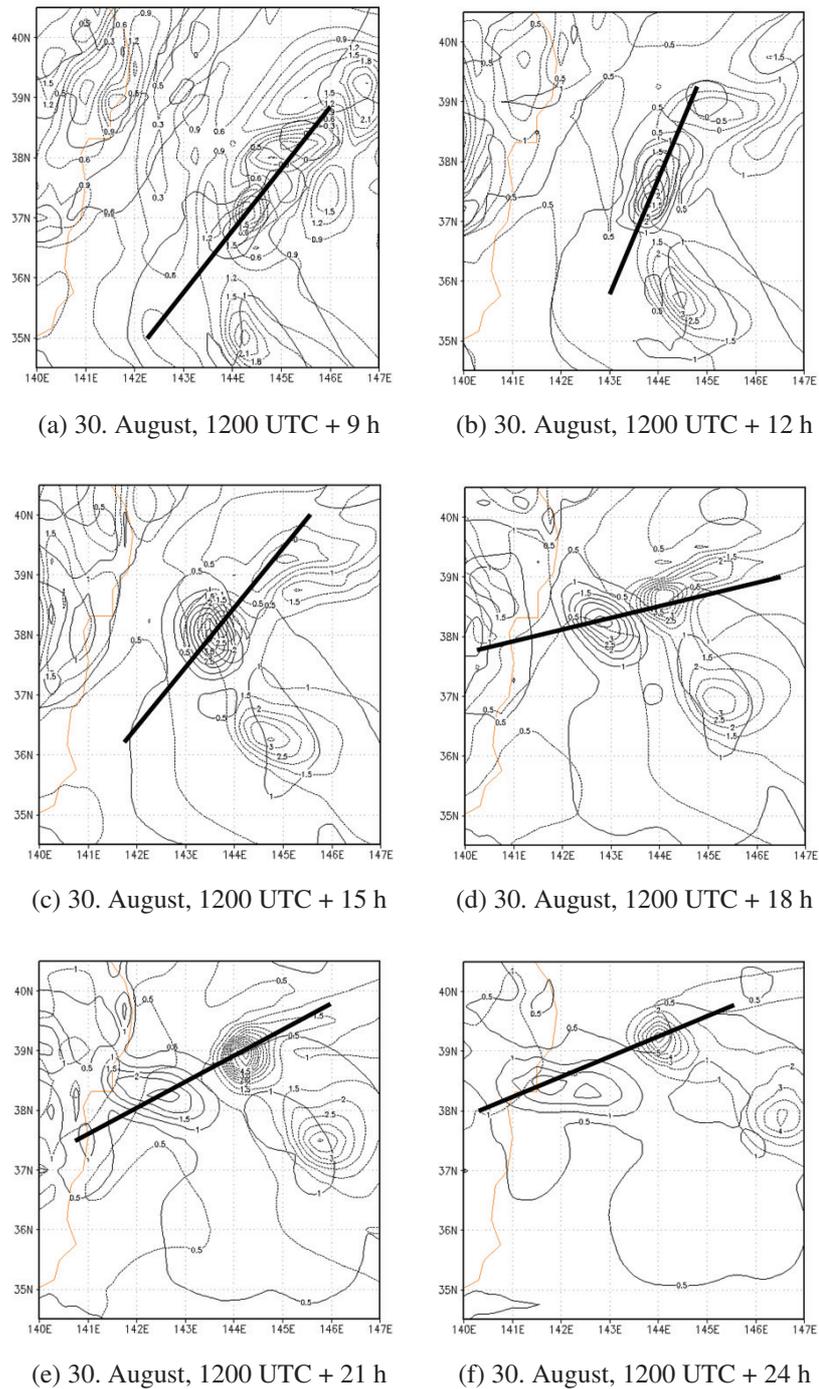


Abb. 4.10: Konturen der potentiellen Vorticity in 10^{-6} PVU in den Ebenen 850 hPa (durchgezogene Konturen) und 500 hPa (gestrichelte Konturen) zu den Zeitpunkten (a) 9 h bis (f) 24 h nach Initialisierung des Laufes am 30. August um 1200 UTC. Die eingezogenen dicken schwarzen Linien kennzeichnen die Lage der im Folgenden dargestellten Vertikalschnitte.

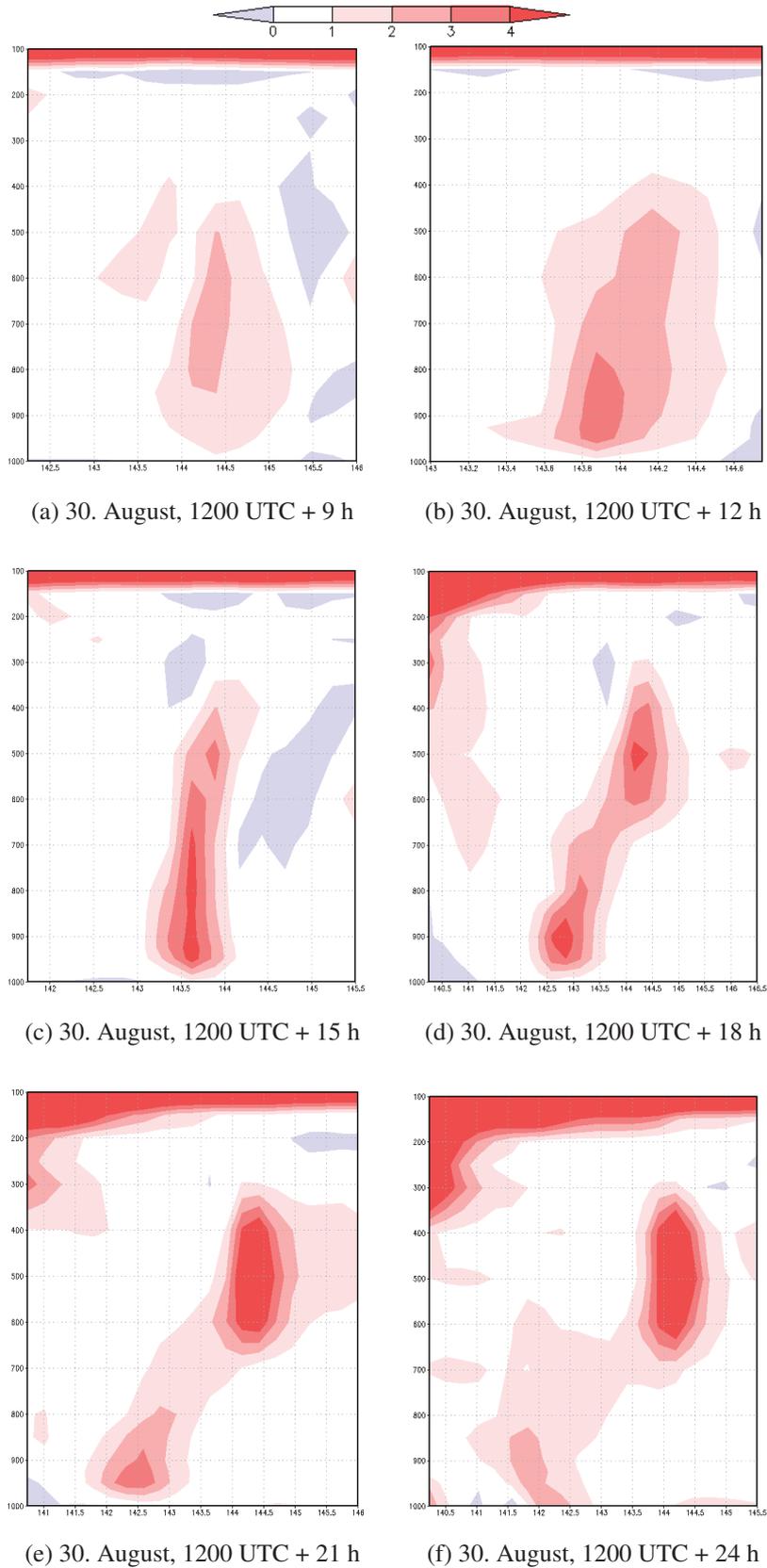


Abb. 4.11: Darstellung der potentiellen Vorticity in 10^{-6} PVU als Vertikalschnitt gemäß der in Abb. 4.10 gezeigten Lagen und Zeitpunkte. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

Durch die starke aufrechte Konvektion wird bis 15 Stunden nach Initialisierung eine aufrechte PV-Säule aufgebaut (Abb. 4.11 c). Zu diesem Zeitpunkt, und damit deutlich nach dem Vertikalwind, zeigt sie ihre maximale Intensität, bevor sie 3 Stunden später eine sichtbare Neigung in ihrer Struktur aufweist (Abb. 4.11 d). Sieht man sich den Zustand der vertikalen Winde zum Zeitpunkt der ausgebildeten PV-Säule an, so erkennt man außer einer deutlichen Abschwächung der Aufwinde den Ansatz eines Cirrusschirmes in den oberen Schichten rechts neben dem vertikalen Aufwind (Abb. 4.12 c). Dieser Cirrusschirm zeugt von einsetzender vertikaler Scherung in diesem Bereich, die im Zusammenhang steht mit dem sich annähernden Kaltlufttropfen am linken Rand des Vertikalschnitts (Abb. 4.11 b). Dadurch ergibt sich für die Wolkenstruktur eine mehr und mehr geneigte Form (Abb. 4.13 c), wodurch die niederschlagsbedingten Abwinde sich negativ auf die Aufwinde auswirken und zu deren Abschwächung führen. 18 Stunden nach Laufbeginn sind die vertikalen Aufwinde versiegt, allein im Bereich des Cirrusschirmes sind Aufwinde erkennbar, unterhalb davon findet sich ein Abwindbereich (Abb. 4.12 d). Die fehlende Konvektion führt zum Auflösen der Bewölkung im Bereich der PV-Säule (Abb. 4.13 d) und damit auch zum Zerfall des konvektiven Systems.

Im weiteren Verlauf vergrößert sich der Abstand zwischen oberem und unterem Teil der PV-Säule, während sie sich im Einflussbereich der Scherung aufgrund des benachbarten Kaltlufttropfens aufhält (Abb. 4.11 e,f). Statt einer Überlagerung des Kaltlufttropfens mit der PV-Säule, die eine Intensivierung und weitere Entwicklung bedeutet hätte, kommt es zu einer Zerstörung der PV-Säule durch den langen Aufenthalt im Einflussbereich der Scherung. Durch weiteren Niederschlag und damit verbundene Abwinde wird erneute Konvektion unterbunden (Abb. 4.12 e,f). Die ehemals konvektive Bewölkung zeigt Reste im Bereich des Cirrusschirmes und löst sich immer weiter auf (Abb. 4.13 e,f).

Die eben beschriebenen Ereignisse lassen den geschilderten Zeitraum von 9 bis 24 Stunden nach Initialisierung des Vorhersage-Laufes in drei verschiedene Stadien unterteilen, welche im nächsten Abschnitt auf die Tendenzen der spezifischen Feuchte und der Temperatur untersucht werden. Zu Beginn ist der Aufbau der konvektiven Bewölkung durch starke Aufwinde zu erkennen, weshalb die Tendenzen zwischen 9 und 12 Stunden als die Tendenzen während des Aufbaustadiums gesehen werden. Im Reifestadium zwischen 15 und 18 Stunden erreicht die PV-Säule ihre maximale Intensität. Zwischen 21 und 24 Stunden führt der Einfluss der Scherung durch den Kaltlufttropfen zur Zerstörung des Systems, weshalb hier von einem Zerfallsstadium gesprochen werden kann.

4.2.2 Tendenzterme

Ausgehend von den drei zuvor definierten Stadien des Aufbaus, der Reife und des Zerfalls des konvektiven Systems, die jeweils einen Zeitraum von 3 Stunden umfassen, werden die Tendenzen der spezifischen Feuchte und der Temperatur näher betrachtet. Die dargestellten Vertikalschnitte orientieren sich dabei am Endzeitpunkt des jeweiligen Intervalls und entsprechen damit den in Abbildung 4.10 b, d und f definierten Schnitten.

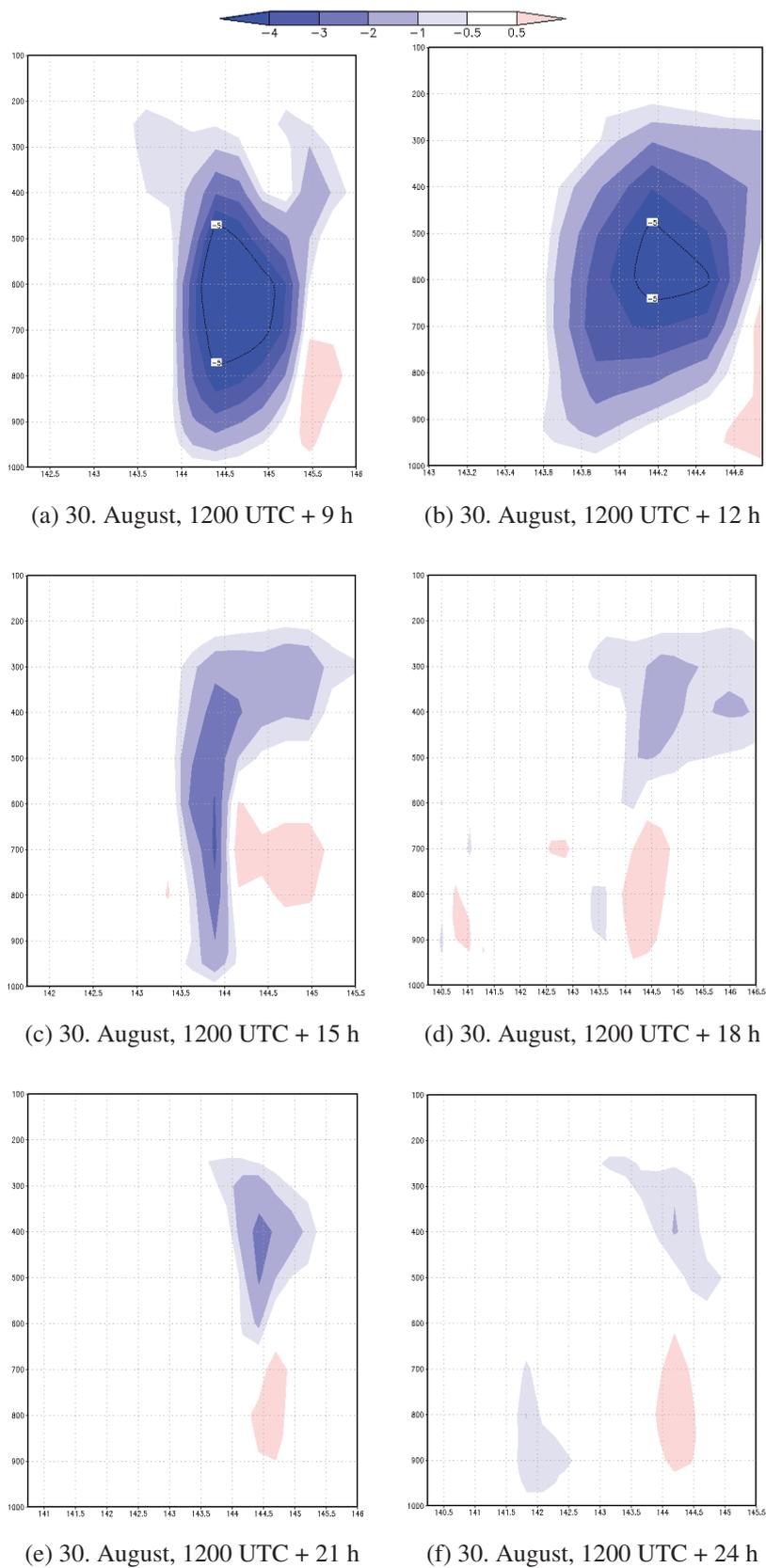


Abb. 4.12: Darstellung der Vertikalgeschwindigkeit ω in Pa/s als Vertikalschnitt gemäß der in Abb. 4.10 gezeigten Lagen und Zeitpunkte. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

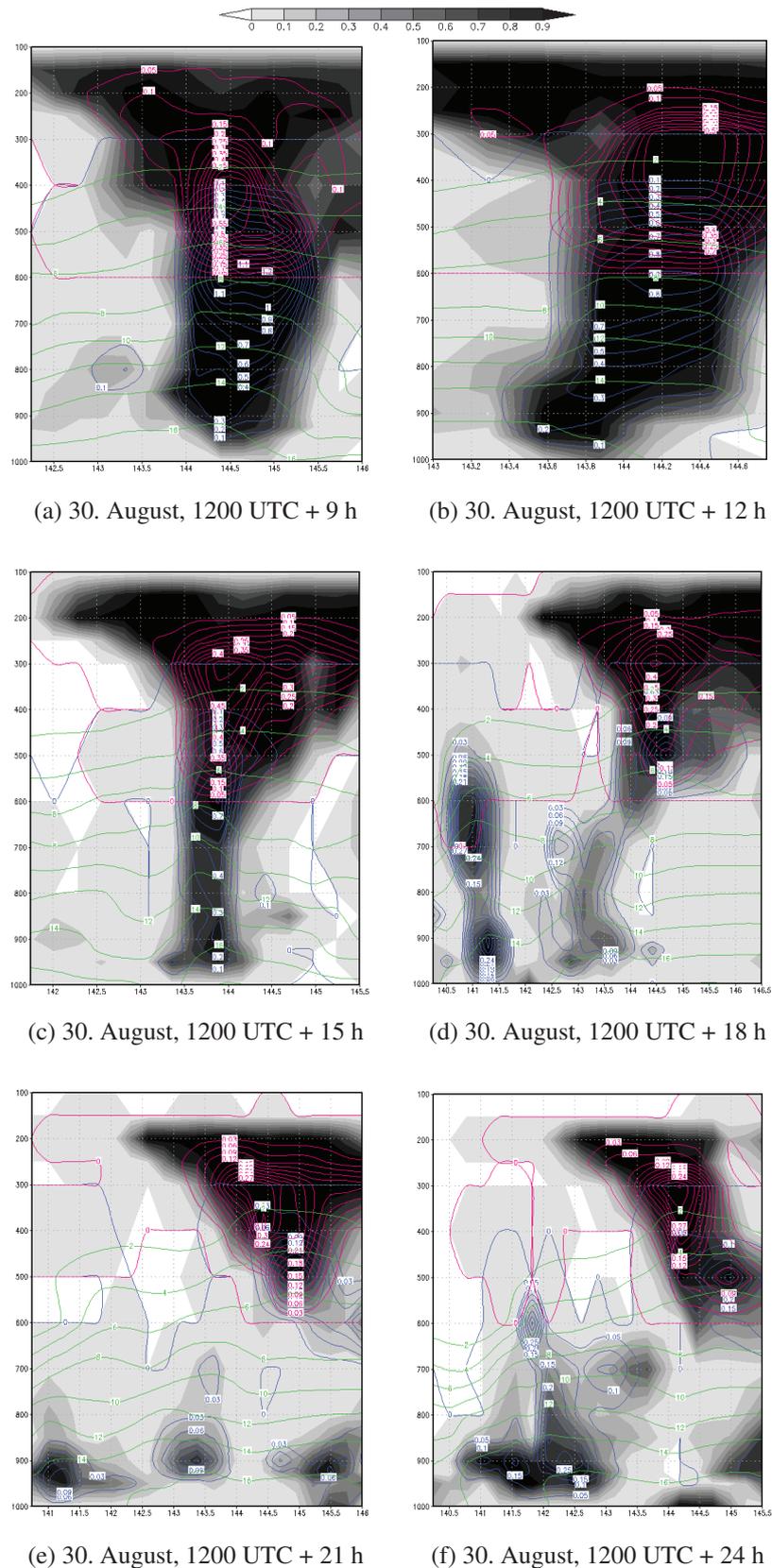


Abb. 4.13: Darstellung der Wolkenbedeckung in Anteilen (schattiert), der spezifischen Feuchte q in g/kg (grüne Konturen), des Wolkenwassergehaltes in g/kg (blaue Konturen) und des Wolkeneisgehaltes in g/kg (pinke Konturen) als Vertikalschnitt gemäß der in Abb. 4.10 gezeigten Lagen und Zeitpunkte. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

Als Ergänzung werden zusätzlich Darstellungen des Tendenzprofils betrachtet. Dazu werden gemittelte Werte über eine Box mit Kantenlänge 4° herangezogen. Als Grundlage zur Wahl der Lage der Box dienen der Ort der PV-Säule sowie des Aufwindbereiches.

Die Feuchtetendenzen werden, wie bereits in Kapitel 3.2. näher erläutert, in vier Teiltendenzen unterschieden. Dies sind ein dynamischer Term, ein konvektiver Term, ein Term des Wolkenmodells sowie ein Term der turbulenten Diffusion. Für letzteren ergeben sich sehr geringe Werte, weshalb im Folgenden auf seine Betrachtung verzichtet wird. Bei den Tendenzen der Temperatur werden zusätzlich Effekte der Orographie sowie ein Strahlungsterm berücksichtigt, deren Beiträge ebenfalls zu gering sind um gegenüber den drei erstgenannten Teiltendenzen ins Gewicht zu fallen. Deshalb werden sie hier ebenfalls nicht betrachtet.

(a) Aufbaustadium

Für die Feuchtetendenzen des Aufbaustadiums zeigt sich ein großräumiger Bereich zunehmender Feuchte durch den dynamischen Term (Abb. 4.14 a), der gut mit dem Aufwindbereich in diesem Zeitfenster korrespondiert (vgl. Abb. 4.12 b). Hier wird feuchte Luft in höhere Schichten advehiert. Durch den abnehmenden Druck mit zunehmender Höhe kommt es gleicherorts zu einer adiabatischen Abkühlung (Abb. 4.14 d). Diesen Tendenzen entgegen wirkt die Wolkenbildung im selben Bereich. Die konvektive Bewölkung (vgl. Abb. 4.13 b) wird dabei sowohl vom Konvektions- als auch vom Wolkenschema berechnet. Die Wolken entstehen durch Kondensation des vorhandenen Wasserdampfes zu Wolkentröpfchen, hierbei nimmt die Feuchte ab, während durch beim Kondensationsprozess freiwerdende latente Wärme die Temperatur zunimmt. Diese negative Feuchte- und positive Temperaturtendenz läuft im unteren Bereich der Wolke als kleinskaliger Prozess ab, der nur vom Konvektionsschema aufgelöst werden kann (Abb. 4.14 b und e). In den höheren Schichten ist die Wolkenentstehung ein großskaliger Prozess und wird vom Wolkenschema berechnet (Abb. 4.14 c und f). Durch diese starke Konvektion und die damit verbundenen starken Aufwinde kommt es hier zum Aufbau einer PV-Säule (vgl. Abb. 4.11 b). Da der Wolkeneisgehalt in diesen höheren Schichten konsistent ist zur Temperaturzunahme (vgl. Abb. 4.13 b) kann davon ausgegangen werden, dass hier Wärme durch das Gefrieren der Wolkentröpfchen frei wird. Des Weiteren findet sich in den unteren Schichten des Wolkenschemas ein Bereich, der Verdunstung im Niederschlag zeigt (Abb. 4.14 c und f). Der Niederschlag befindet sich unterhalb der Wolke, teilweise verdunstet er vor Erreichen der Erdoberfläche und trägt dadurch zu einer Zunahme der Feuchte sowie einer Abnahme der Temperatur bei, da im Verdunstungsvorgang Energie in Form von Wärme gebunden und damit der Umgebung entzogen wird. Zusätzlich kommt es im Niederschlagsgebiet zu ungesättigten Abwinden, die zu keiner Änderung der Feuchte, jedoch zur Erwärmung durch Druckzunahme in diesem Bereich führen (Abb. 4.14 d).

In der Gesamtbilanz zeigt sich für die Feuchte ein ausgeglichener Bereich in den oberen Schichten, in den unteren Schichten überwiegt eine Feuchtezunahme, die durch Feuchtetransport in den Aufwinden und Verdunstung im Niederschlagsgebiet zustande kommt (Abb. 4.15 a). Die Temperaturtendenz ist

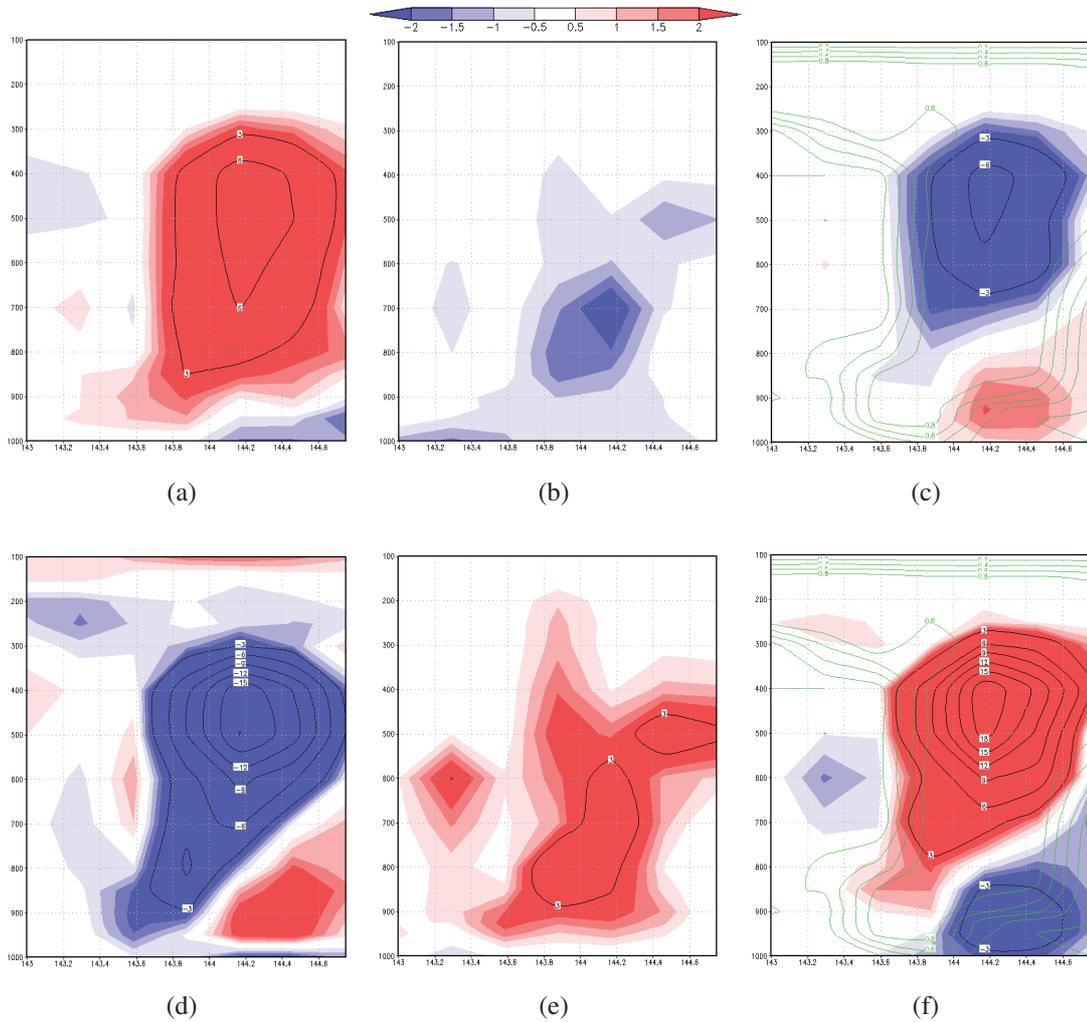


Abb. 4.14: Darstellung der spezifischen Feuchtetendenzen in $\text{g} \cdot \text{s} / (\text{kg} \cdot \text{s})$ (obere Reihe) und der Temperaturtendenzen in $\text{K} \cdot \text{s} / \text{s}$ (untere Reihe) unterteilt in die Teiltendenzen des dynamischen Terms (linke Spalte), des Konvektionsschemas (mittlere Spalte) und des Wolkenschemas (rechte Spalte) für den Zeitraum 9 bis 12 h nach Initialisierung des Laufes am 30. August um 1200 UTC. In der rechten Spalte ist zusätzlich als grüne Konturen die Wolkenbedeckung in Anteilen eingezeichnet. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

geprägt durch einen großen Bereich von Erwärmung, der konsistent ist mit der Wolkenbedeckung in diesem Gebiet (Abb. 4.15 b). Hier überwiegt die Temperaturzunahme durch Kondensation der Feuchte zu Wolkentröpfchen und das Gefrieren dieser an Eispartikeln.

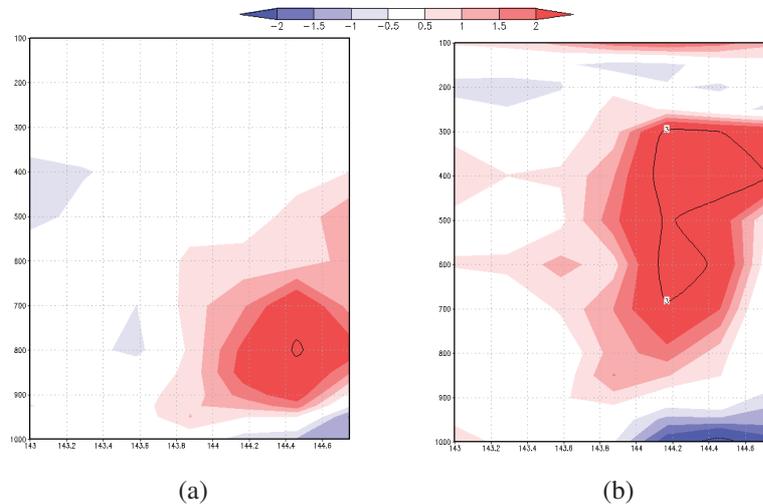


Abb. 4.15: Darstellung der Gesamttendenzen der spezifischen Feuchte in $\text{g} \cdot \text{s} / (\text{kg} \cdot \text{s})$ (a) und der Temperatur in $\text{K} \cdot \text{s} / \text{s}$ (b) für den Zeitraum 9 bis 12 h nach Initialisierung des Laufes am 30. August um 1200 UTC. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

In der Profildarstellung der Feuchte ist diese positive Gesamttendenz in den unteren Schichten ebenfalls zu erkennen (Abb. 4.16 a). Der positive Anteil wird deutlich dominiert von Feuchtezunahme durch dynamische Vorgänge. Durch separate Berechnung der dreistündlichen Tendenzen der Anteile von vertikaler und horizontaler Advektion über die Windkomponenten bestätigt sich, dass fast ausschließlich vertikale Advektion herrscht (nicht gezeigt), wie die Vertikalgeschwindigkeit bereits vermuten lässt (vgl. Abb. 4.12 a und b). Die negativen Beiträge resultieren aus den wolkenbildenden Beiträgen von Konvektions- und Wolkenschema, wobei sich die jeweiligen Maxima in unterschiedlichen Höhen befinden. Die Mittelwerte der Tendenzen über die ausgewählte Box gebildet entsprechen damit dem Bild, das uns die Vertikalschnitte vermitteln. Somit repräsentieren die gewählten Lagen der Vertikalschnitte gut das ganze Umfeld des untersuchten konvektiven Systems TCS025_NET.

Auch die Mittelwerte der Temperaturtendenzen über die Box sind übereinstimmend zu den Vertikalschnitten. Das positiven Werte der Gesamttendenz befindet sich zwischen 800 und 250 hPa (Abb. 4.16 b) und damit konsistent zur Gesamttendenz entlang des Vertikalschnitts (vgl. Abb. 4.15 b). Erwärmung findet über Konvektion und Wolkenbildung statt, Abkühlung erfolgt auf dynamischem Weg durch Aufsteigen der Luft in Gebiete niederen Drucks.

$$\text{g} \cdot \text{s} / \text{kg} \cdot \text{s} \quad \text{K} \cdot \text{s} / \text{s}$$

Insgesamt stehen die beschriebenen Tendenzen für den Aufbau der konvektiven Bewölkung und unterstreichen damit die Benennung dieses Zeitraumes als Aufbaustadium.

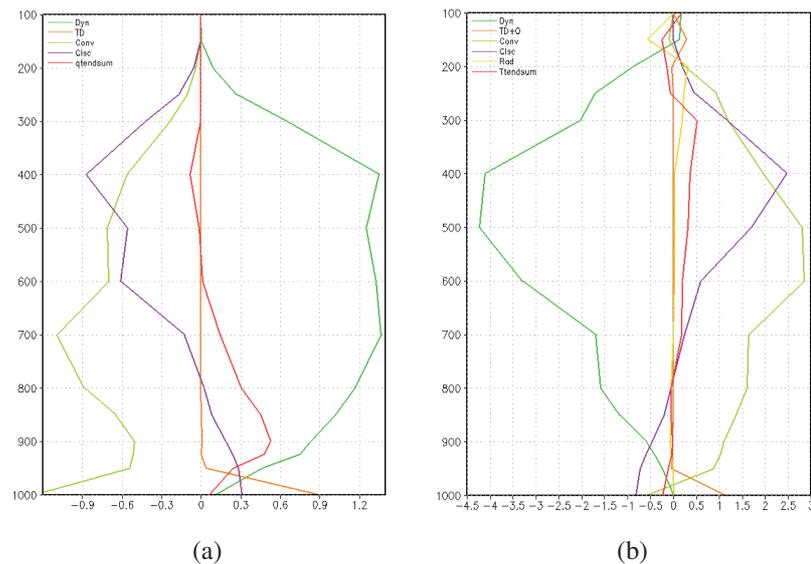


Abb. 4.16: Darstellung der spezifischen Feuchtetendenzen in $\text{g} \cdot \text{s}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ (a) und der Temperaturtendenzen in $\text{K} \cdot \text{s}/\text{s}$ (b) für den Zeitraum 9 bis 12 h nach Initialisierung des Laufes am 30. August um 1200 UTC. Die Werte sind gemittelt über eine Box von 35° bis 39°N und von 143° bis 147°E . Die verschiedenen Konturen stehen für die Gesamttendenz (rot), für den dynamischen Term (dunkelgrün), den konvektiven Term (hellgrün), den Term des Wolkenschemas (lila), den Strahlungsterm (gelb) und den Term der turbulenten Diffusion und Orographie (orange). Auf der Abszisse sind die Tendenzwerte aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

(b) Reifestadium

Das Tendenzmuster im Reifestadium zeigt sich etwas komplexer. Der dynamische Term hat keinen auffallend großen Bereich gleicher Tendenzwerte mehr, die deutliche Feuchtezunahme durch Advektion beschränkt sich hauptsächlich auf den Bereich des Cirrusschirms (Abb. 4.17 a) und damit auf stratiforme Bewölkung. Dieser Cirrusschirm hat eine Ausbreitung über den rechten Rand der Darstellung hinaus, was eine Folge des Scherungseinflusses durch den benachbarten Kaltlufttropfen ist. Bei 143°E ist ein weiterer Bereich zunehmender Feuchte, welcher verglichen mit der Wolkenbedeckung (vgl. Abb. 4.13 d) die vertikale und horizontale Advektion im Restbestand der konvektiven Bewölkung darstellt. Bis zum Ende des für das Reifestadium betrachteten Zeitraumes ist in den unteren Schichten der Aufwind fast gänzlich zum Erliegen gekommen (vgl. Abb. 4.12 d), dafür haben die benachbarten Abwinde an Bedeutung zugenommen. In deren Bereich unterhalb des Cirrusschirms kommt es deshalb zu einer Feuchteabnahme. In der Darstellung des dynamischen Terms für die Temperaturtendenzen lassen sich die eben beschriebenen Zustände ebenso wiederfinden. Durch den Druckunterschied mit zunehmender Höhe kommt es zu einer Temperaturabnahme im Bereich der zurückgehenden konvektiven Bewölkung und des Cirrusschirms sowie zu Erwärmung im Abwindbereich (Abb. 4.17 d). Durch Kondensation wird innerhalb des Cirrusschirms Wärme frei (Abb. 4.17 f) und die Feuchte verringert sich (Abb. 4.17 c). Für den Bereich der restlichen Bewölkung in den unteren Schichten gilt ebenfalls ein Feuchterückgang

durch Kondensation und ein Temperaturanstieg durch Freiwerden von latenter Wärme, wenn auch in geringerem Ausmaß. Der Niederschlagsbereich unterhalb des Cirrusschirms hat sich im Vergleich zum Aufbaustadium merklich vergrößert, mit ihm auch die Menge an Niederschlag welcher vor Bodenkontakt wieder verdunstet und somit zu zunehmender Feuchte führt und als Verdunstungskälte in Erscheinung tritt. Ebenfalls innerhalb der Bewölkung und des Niederschlagsgebietes berechnet das Konvektionsschema kleinskalige Abwinde, welche Feuchteabnahme und Temperaturzunahme anzeigt (Abb. 4.17 b und e).

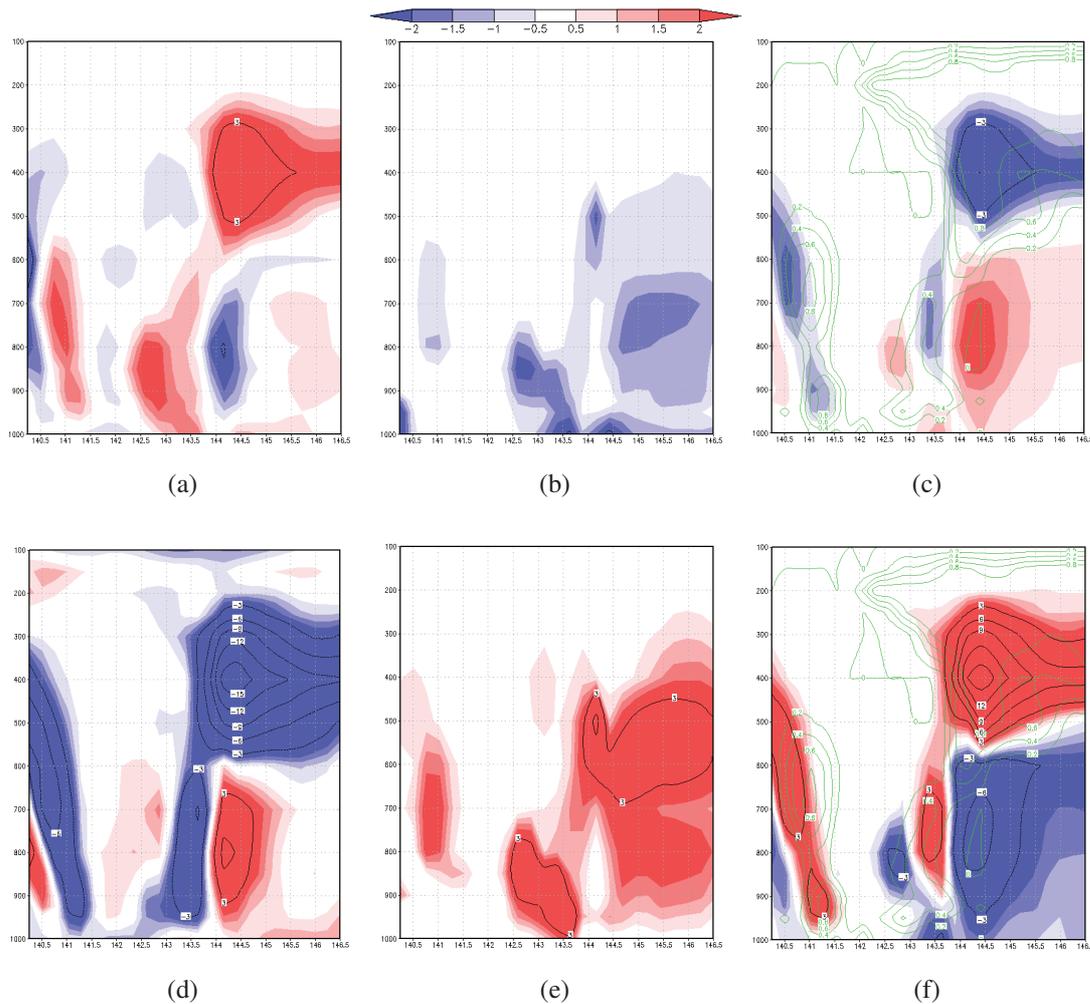


Abb. 4.17: Darstellung der spezifischen Feuchtetendenzen in $\text{g} \cdot \text{s}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ (obere Reihe) und der Temperaturtendenzen in $\text{K} \cdot \text{s}/\text{s}$ (untere Reihe) unterteilt in die Teiltendenzen des dynamischen Terms (linke Spalte), des Konvektionsschemas (mittlere Spalte) und des Wolkenschemas (rechte Spalte) für den Zeitraum 15 bis 18 h nach Initialisierung des Laufes am 30. August um 1200 UTC. In der rechten Spalte ist zusätzlich als grüne Konturen die Wolkenbedeckung in Anteilen eingezeichnet. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

Am linken Rand der Darstellungen sind abgegrenzt weitere deutliche Tendenzen zu erkennen. Hier endet bei 141°E das japanische Festland (vgl. Abb. 4.10 d), das zur Hebung der mit der Strömung auf-

treffenden Luftpakete führen kann. Obwohl für diesen Bereich nur geringe Vertikalgeschwindigkeiten berechnet werden (vgl. Abb. 4.12 d), kommt es zu vertikaler Advektion mit Feuchtezunahme und Abkühlung (Abb. 4.17 a und d) sowie zur Bildung von klein- und großskaligen Wolken (vgl. Abb. 4.13 d) mit abnehmender Feuchte aufgrund von Kondensation (Abb. 4.17 b und c) und daraus resultierender Erwärmung (Abb. 4.17 e und f). Niederschlag führt zu Abwinden, die mit abnehmender Feuchte und Erwärmung einher gehen (vgl. Abb. 4.14 a und d) und auf der anderen Seite über Verdunstung des Niederschlags zu Feuchtezunahme und Abkühlung (Abb. 4.17 c und f). Die Gesamttendenz zeigt deutlich kleinskaligere Strukturen als die einzelnen Tendenzen, was möglicherweise eine Fehlerquelle des Modells ist, da trotz großer Beiträge der einzelnen Prozesse nur kleine Tendenzwerte das Modell beeinflussen.

Betrachtet man die Summe der Tendenzen für die spezifische Feuchte und die Temperatur, so ergibt sich Gesamttendenzen, die weit ausgeglichener sind als die des Aufbaustadiums. Die Feuchte zeigt hauptsächlich aus dem dynamischen Term resultierende Werte mit Abnahmen und Zunahmen aus Advektion (Abb. 4.18 a). In den unteren Schichten zeigt die Temperaturtendenz Erwärmung durch Wolkenbildung und Abkühlung durch Verdunstung von Niederschlag, im Bereich des Cirrusschirms dagegen überwiegt die dynamische Abkühlung (Abb. 4.18 b).

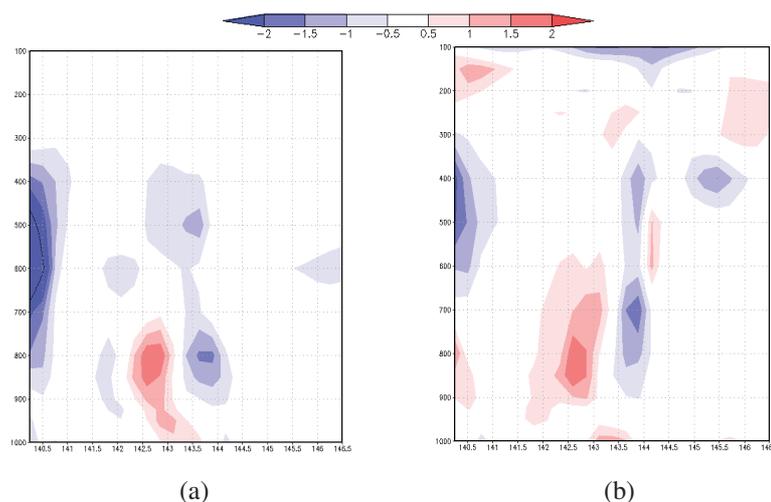


Abb. 4.18: Darstellung der Gesamttendenzen der spezifischen Feuchte in $\text{g} \cdot \text{s}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ (a) und der Temperatur in $\text{K} \cdot \text{s}/\text{s}$ (b) für den Zeitraum 15 bis 18 h nach Initialisierung des Laufes am 30. August um 1200 UTC. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

Die auf der Vertikalschnittsfläche dargestellten Tendenzwerte stehen auch in diesem Stadium nicht im Widerspruch zu den Werten, die über die Box für die Umgebung des Systems ermittelt werden. Die Gesamttendenz der Feuchte bestätigt mit leicht negativen Werten in den oberen und positiven Werten in den unteren Schichten (Abb. 4.19 a) die Summe der Tendenzen entlang des Vertikalschnitts (vgl. Abb. 4.18 a). Positive Beträge ergeben sich nicht mehr hauptsächlich durch den dynamischen Term, der insgesamt deutlich kleinere Maximalwerte zeigt, auch das Wolkenchema trägt zwischen 1000 und

500 hPa sichtlich zur Feuchteerhöhung durch Verdunstung im Niederschlag bei. Negative Tendenzen kommen erneut durch Wolkenbildung zustande, die im oberen Bereich vom Wolkenschema aufgelöst werden und in den mittleren und unteren Schichten vom Konvektionsschema parametrisiert werden. Dies deckt sich mit der Beschreibung der Teiltendenzen entlang des Vertikalschnitts.

Analog dazu zeigt sich auch das Profil der Temperaturtendenzen (Abb. 4.18 b). Das Wolkenschema trägt in den oberen Schichten zu Erwärmung bei, in den unteren Schichten zu Abkühlung. Ebenfalls einen Beitrag zur Abkühlung leistet der dynamische Term während das Konvektionsschema in den unteren und mittleren Schichten für Temperaturzunahme sorgt.

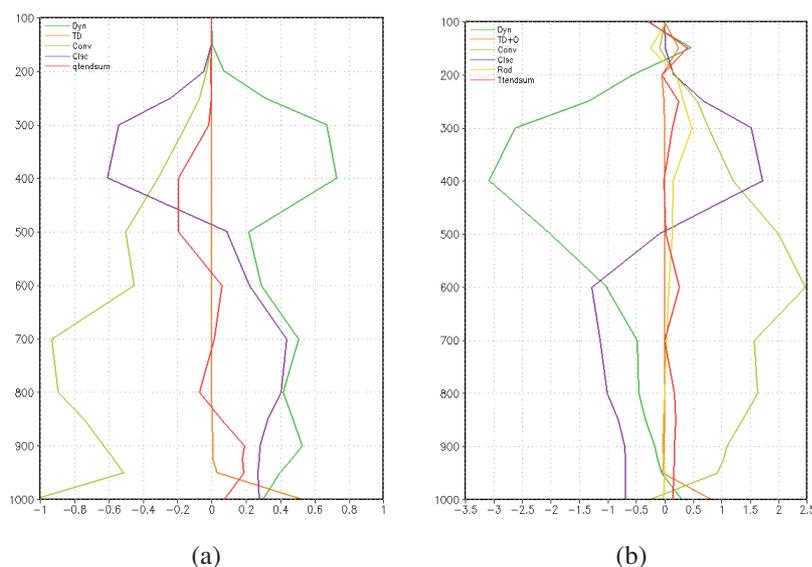


Abb. 4.19: Darstellung der spezifischen Feuchtetendenzen in $\text{g} \cdot \text{s}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ (a) und der Temperaturtendenzen in $\text{K} \cdot \text{s}/\text{s}$ (b) für den Zeitraum 15 bis 18 h nach Initialisierung des Laufes am 30. August um 1200 UTC. Die Werte sind gemittelt über eine Box von 36° bis 40°N und von 143° bis 147°E . Die verschiedenen Konturen stehen für die Gesamttendenz (rot), für den dynamischen Term (dunkelgrün), den konvektiven Term (hellgrün), den Term des Wolkenschemas (lila), den Strahlungsterm (gelb) und den Term der turbulenten Diffusion und Orographie (orange). Auf der Abszisse sind die Tendenzwerte aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

Dieses Stadium spiegelt in den Tendenzen die Zeit wieder, in der die konvektive Bewölkung anfängt zu zerfallen und der Cirrusschirm deutlich ausgeprägt erscheint. Somit befinden wir uns im Reifestadium des Systems.

(c) Zerfallsstadium

Die Teiltendenzen lassen sich im Zerfallsstadium für das konvektive und das Wolkenschema in zwei, für den dynamischen Term in drei Abschnitte teilen. In der jeweils rechten Hälfte der Darstellungen lassen sich die Reste des konvektiven Systems erkennen. Die Tendenzen im Bereich des Cirrusschirms sind merklich zurückgegangen. Der dynamische Term zeigt wie in den vorherigen Stadien Feuchtezunahme

und Temperaturabnahme durch vertikale Advektion (Abb. 4.20 a und d), was konsistent ist mit den Aufwinden in diesem Bereich (vgl. Abb. 4.12 e und f), sowie in den Schichten darunter eine abnehmende Feuchtetendenz mit dynamischer Erwärmung durch Druckzunahme in einem Abwindbereich. Hier wird auch weiterhin Verdunstungskälte im Niederschlagsgebiet berechnet (Abb. 4.20 f), was einhergeht mit einer Feuchtezunahme durch diese Verdunstung (Abb. 4.20 c). Die Entstehung von Wolkenröpfchen wird hier abgesehen von einem kleineren Bereich analog zu den anderen Stadien in den Tendenzen wiedergegeben. Im Gegensatz zu den vorherigen Stadien zeigt das Konvektionsschema stärkere Werte innerhalb der hohen Bewölkung auf, auch für das Niederschlagsgebiet werden Beiträge des konvektiven Schemas berechnet. Diese Feuchteabnahme und Erwärmung resultiert aus kleinskaligen Abwinden (Abb. 4.20 b und e). Als weiterer Abschnitt zeigt sich ein Gebiet mit kleinskaliger Konvektion für die unteren Schichten bei etwa 142,5°E. Dies deckt sich mit der Wolkenbedeckung (vgl. Abb. 4.13 f) und zeigt nur geringe Beiträge im Wolkenschema an gleicher Stelle (Abb. 4.20 c und f). Die Vertikalwinde zeigen hier einen Aufwindbereich (vgl. Abb. 4.12 f) ortsgleich zu den Resten der verbliebenen PV in den unteren Schichten (vgl. Abb. 4.11 e und f), der als dynamische Advektion und den damit verbundenen Tendenzen wiedergegeben wird (Abb. 4.20 a und d). Der dritte Abschnitt besteht aus deutlicher Feuchteabnahme und Erwärmung in einem Gebiet, das keine vertikalen Winde aufzeigt (vgl. Abb. 4.12 e und f). Diese Änderungen der beiden Größen hängen demnach mit horizontaler Advektion zusammen. Diese lässt sich durch die bodennahe Zirkulation von TCS025_NET erklären, die geneigte Struktur ist konsistent mit der Lage der geneigten PV-Säule (vgl. Abb. 4.11 e).

Die Summe der Feuchtetendenzen wird dominiert durch den Bereich abnehmender Feuchte am linken Rand der Darstellung. Nur leichte Zunahmen gibt es für das zusammenbrechende konvektive System und resultieren aus dem dynamischen Term (Abb. 4.21 a). Die Gesamttendenzen der Temperatur sind ebenfalls auf die dynamischen Beiträge zurückzuführen. Lediglich die geringen positiven Werte bei 142°E ergeben sich aus Wolkenbildung (Abb. 4.21 b).

Auch im Zerfallsstadium passen die Gesamttendenzen der Vertikalschnitte mit den Mittelwerten aus der das System beinhaltenden Box überein. Die Feuchtetendenz zeigt positive Werte in den unteren 200 hPa, darüber überwiegt Feuchtigkeitsabnahme (Abb. 4.22 a). Letztere ergibt sich in den oberen Schichten über das Konvektions- und das Wolkenschema, in den mittleren Schichten sowohl über den dynamischen als auch den konvektiven Term und in den unteren Schichten nur durch das Konvektionsschema. Für die Zunahme hingegen sorgen das Wolkenschema im mittleren und unteren Bereich sowie der dynamische Term für den oberen und unteren Bereich. Betrachtet man auch hier die separate Berechnung der Anteile von vertikaler und horizontaler Advektion über die Windkomponenten zeigt sich ein deutlicher Anteil der horizontalen Advektion an der negativen Tendenz in den mittleren Schichten (nicht gezeigt).

Die Temperaturtendenz zeigt ebenfalls nur geringe Abweichungen auf (Abb. 4.22 b). Die Gesamttendenz stimmt mit dem überein, was die Darstellung des Vertikalschnitts ergibt (vgl. Abb. 4.21 b). Der konvektive Term sorgt für Erwärmung, der dynamische für Abkühlung und das Wolkenschema wechselt bei etwa 500 hPa das Vorzeichen.

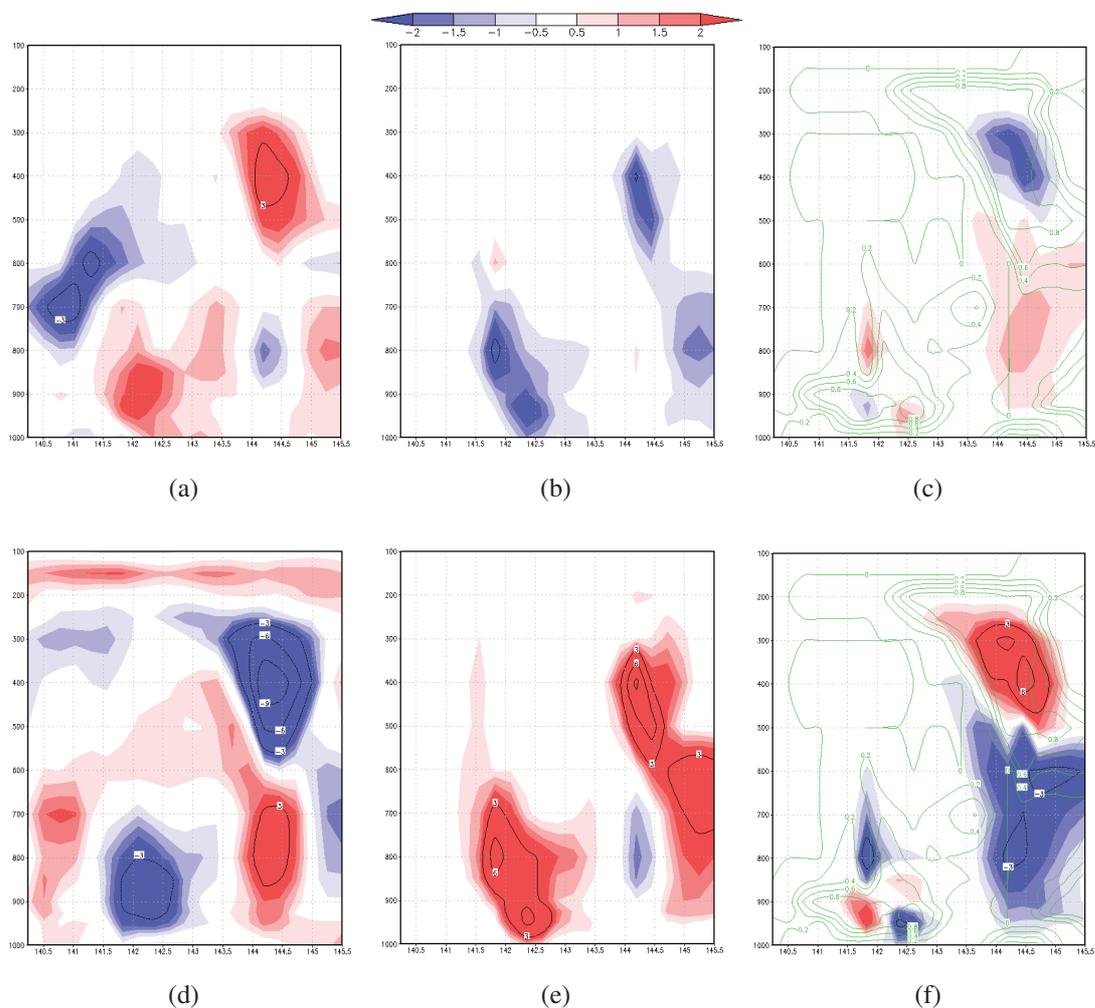


Abb. 4.20: Darstellung der spezifischen Feuchtetendenzen in $g \cdot s / (kg \cdot s)$ (obere Reihe) und der Temperaturtendenzen in $K \cdot s / s$ (untere Reihe) unterteilt in die Teiltendenzen des dynamischen Terms (linke Spalte), des Konvektionsschemas (mittlere Spalte) und des Wolkenchemas (rechte Spalte) für den Zeitraum 21 bis 24 h nach Initialisierung des Laufes am 30. August um 1200 UTC. In der rechten Spalte ist zusätzlich als grüne Konturen die Wolkenbedeckung in Anteilen eingezeichnet. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

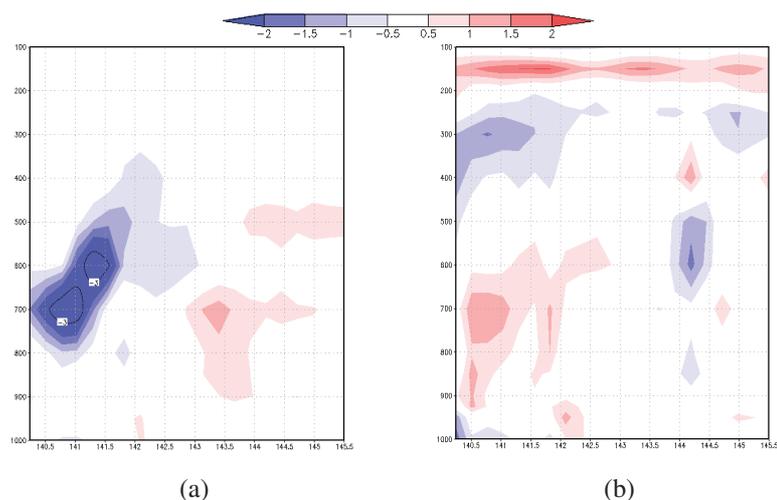


Abb. 4.21: Darstellung der Gesamttendenzen der spezifischen Feuchte in $\text{g} \cdot \text{s}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ (a) und der Temperatur in $\text{K} \cdot \text{s}/\text{s}$ (b) für den Zeitraum 21 bis 24 h nach Initialisierung des Laufes am 30. August um 1200 UTC. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

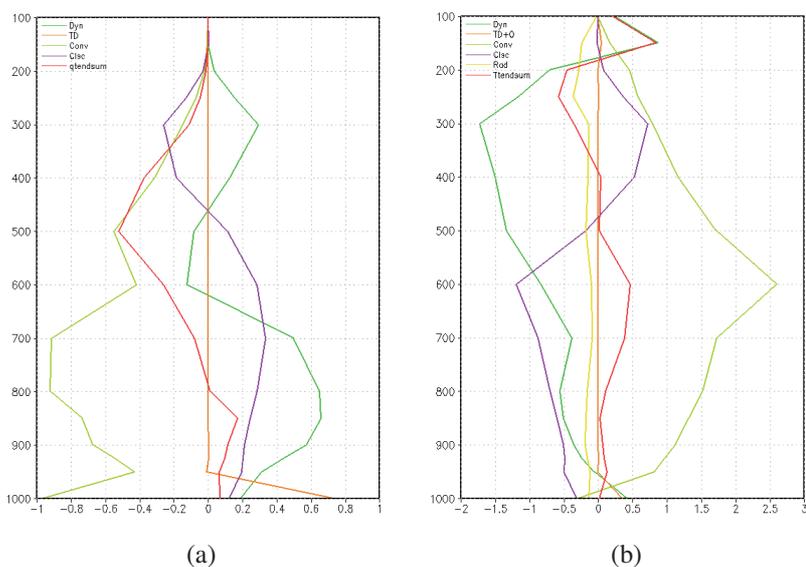


Abb. 4.22: Darstellung der spezifischen Feuchtetendenzen in $\text{g} \cdot \text{s}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ (a) und der Temperaturtendenzen in $\text{K} \cdot \text{s}/\text{s}$ (b) für den Zeitraum 21 bis 24 h nach Initialisierung des Laufes am 30. August um 1200 UTC. Die Werte sind gemittelt über eine Box von 36° bis 40°N und von 144° bis 148°E . Die verschiedenen Konturen stehen für die Gesamttendenz (rot), für den dynamischen Term (dunkelgrün), den konvektiven Term (hellgrün), den Term des Wolkenchemas (lila), den Strahlungsterm (gelb) und den Term der turbulenten Diffusion und Orographie (orange). Auf der Abszisse sind die Tendenzwerte aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

Im Gegensatz zum Aufbau- und Reifestadium spielt für die Gesamttendenz die Wolkenbildung im Konvektions- und Wolkenschema keine bedeutende Rolle mehr. Der zerfall des Systems ist sichtbar fortgeschritten, eine weitere Entwicklung kann nicht mehr erwartet werden.

(d) Zusammenfassung

Für die drei verschiedenen Stadien des Aufbaus, der Reife und des Zerfalls ergeben sich sowohl für die Feuchte- als auch für die Temperaturtendenzen deutliche Unterschiede. Schon im Vergleich der Tendenzprofile der Feuchte (Abb. 4.16, 4.19 u. 4.22 jew. a) ist ein sichtbarer Wandel der Gesamttendenz von deutlicher Feuchtezunahme in den unteren Schichten über leichte Feuchtezunahme unten und leichte Abnahme darüber bis hin zu deutlichen Zunahmen in den mittleren Schichten zu erkennen. Die Temperatur zeigt einen nicht ganz so ausgeprägten Verlauf während der drei Stadien (Abb. 4.16, 4.19 u. 4.22 jew. b). In jedem Stadium zeigt die Gesamttendenz größtenteils positive Tendenzen. Diese nehmen vom Aufbau zum Reifestadium ab und sind während des Zerfallsstadiums zwischen 350 und 200 hPa von einem Bereich deutlicher Abkühlung unterbrochen. Diese Unterschiede ergibt sich aus den jeweils in Ort und Stärke variierenden Anteilen des dynamischen Term, des konvektiven Terms und des Wolkenschemas. Während das Konvektionsschema über alle drei Stadien vergleichsweise konstante Werte liefert, nehmen die Extremwerte der beiden anderen Terme mit fortschreitender Zeit ab und zeigen über die Höhe eine sich verändernde Verteilung.

Der zunächst sehr dominierende dynamische Anteil an der Feuchtetendenz beschreibt über fast alle Höhenbereiche eine Feuchtezunahme über vertikale Advektion, welche durch die hohe Vertikalgeschwindigkeiten (vgl. Abb. 4.12 a und b) bereits zu erwarten war. Dabei kommt es zu einer starken adiabatischen Kühlung. Durch diese Abkühlung setzt der Kondensationsprozess ein, der durch Bildung von Wolkenröpfchen für einen Entzug von Feuchte und Freiwerden von latenter Wärme sorgt. Dieser Prozess führt in der Gesamttendenz zu Erhöhung der Temperatur in dem Bereich, in dem die PV-Säule entsteht (vgl. Abb. 4.11 b). Die Erhöhung der PV steht dabei in direktem Zusammenhang mit der Erhöhung des Gradienten der potentiellen Temperatur und damit mit der eben beschriebenen Erwärmung (Hoskins et al. 1985, Form. 13).

Zum nächsten Stadium hin nimmt die Stärke der Aufwinde (vgl. Abb. 4.12 d) und damit auch der Anteil des dynamischen Terms ab. Es Großteil seines Beitrags beschränkt sich auf Feuchtezunahme und Temperaturabnahme durch Aufwinde im Bereich des Cirrusschirms. In diesem Bereich und dort, wo bodennah noch Aufwinde vorhanden sind, kommt es weiterhin zur Bildung von Bewölkung. Die dabei freiwerdende latente Wärme sorgt für die Erhaltung der PV-Säule. Durch den einsetzenden Einfluss der Scherung wird die Wolkenstruktur und damit auch die PV-Säule im Verlauf des Reifestadiums gekippt (vgl. Abb. 4.11 d). Unterhalb des Cirrusschirms haben über eine größere Verdunstungsrate des fallenden Niederschlags die Beiträge von Feuchtezunahme und Verdunstungskälte zugenommen.

Während das System zerfällt sind kaum noch Aufwinde zu erkennen, die Werte des dynamischen Terms sind weiterhin zurückgegangen, parallel dazu die Bewölkung (vgl. Abb. 4.13 f). Innerhalb dieser

ergibt sich weiterhin Feuchteabnahme durch Entstehung von Wolkenröpfchen und Erwärmung durch latente Wärme, wenn auch in weitaus geringerem Ausmaß als in den bisherigen Stadien. Betrachtet man die Beitragskurven des Wolkenchemas in den Feuchteprofilen, so erkennt man einen über die Stadien kleiner werdenden negativen Beitrag in den oberen Schichten sowie einen größer werdenden positiven Beitrag in den unteren und später auch den mittleren Schichten. Demnach hat die Wolkenbildung einen immer geringeren Anteil, während der des Niederschlags zunimmt. In den Temperaturprofilen ist diese Entwicklung ebenfalls zu erkennen.

4.3 Die potentielle TT

In diesem Kapitel wird die Entwicklung des südlicheren Teils von TCS025 näher betrachtet. Nach der Teilung ist die weitere Entwicklung des zuvor beschriebenen TCS025_NET von größeren Interesse, während der andere Teil geringe konvektive Aktivität aufweist. Am 1. September nähert sich aus nordöstlicher Richtung ein Kaltlufttropfen an, der als außertropische Komponente für eine tropische Umwandlung (TT) dienen könnte. Die zusätzlich benötigte tropische Komponente liefert TCS025_NTT mit Entwicklung starke Konvektion zum 2. September. Für die Untersuchung des Aufbaus des konvektiven Systems von TCS025_NTT und des Zeitraumes, in dem eine Wechselwirkung mit dem Kaltlufttropfen und eine daraus resultierende Entwicklung eines Taifuns stattfinden könnte, bietet sich somit die 36 Stunden des Vorhersagelaufes vom 1. September 1200UTC an, auf den sich die weiteren Untersuchungen beziehen.

4.3.1 Synoptische Größen

Bei Beginn des Laufes befindet sich TCS025_NTT bei etwa 35°N und 152°E . Die beginnende konvektive Entwicklung ist in den realen Satellitenbildern kaum zu erkennen (Abb. 4.23 a), die simulierten Satellitenbilder hingegen zeigen bereits eine sichtbare Wolkenstruktur bei 34°N und 152°E (Abb. 4.23 b).

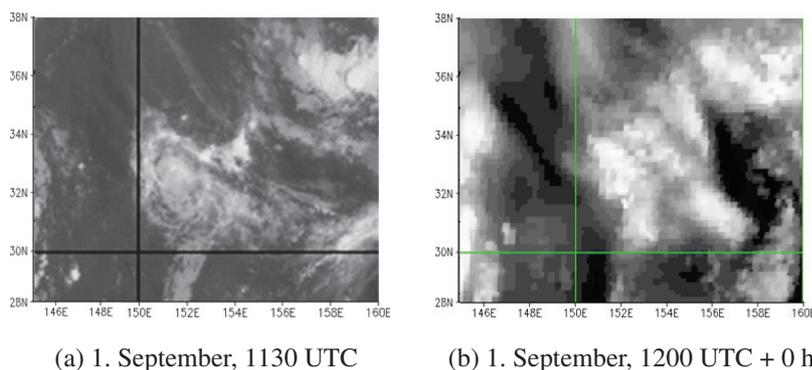


Abb. 4.23: Vergleich des realen (a) und des simulierten (b) Satellitenbildes zum Initialzeitpunkt des Laufes am 1. September um 1200 UTC.

Im weiteren Verlauf der simulierten Satellitenbilder werden für den Zeitpunkt 6 Stunden nach Initialisierung zwei wolkenbildende Gebiete ausgegeben (Abb. 4.24 a). Das flächenmäßig größere befindet sich bei 33°N und 152°E , das kleinere bei 35°N und 156°E . Statt dieser zwei Gebiete wird für einen Zeitschritt später eine konvektive Wolkenstruktur von 30° bis 34°N und 154° bis 158°E berechnet (Abb. 4.24 b), welche sich 18 Stunden nach Beginn des Laufes als langgezogene Struktur von 30° bis 34°N und 153° bis 159°E zeigt (Abb. 4.24 c). Diese deutliche Wolkenstruktur zerbricht im weiteren Verlauf, nach 24 Stunden ist zwar noch ein großes Wolkengebiet sichtbar, die Struktur zeigt aber einen zerfurchten Charakter auf (Abb. 4.24 d).

Ein Vergleich der simulierten Satellitenbilder für die Vorhersage mit denen der Analyse zeigt eine weitgehende Übereinstimmung. Es treten jedoch mehr Unstimmigkeiten als im zuvor behandelten Fall

des TCS025_NET auf. Die konvektive Bewölkung hat 12 Stunden nach Laufbeginn eine sichtbar weiter östliche Position (Abb. 4.24 b). Westlich von 154°E ist eine etwas aufgelockerte Bewölkung zu erkennen; in diesem Bereich wird in den Analyse-Bildern bereits das konvektive System dargestellt. Auch ist die Ausbreitung der Bewölkung nach Norden und Süden in der Vorhersage etwas weiter. Die Wolken am westlichen Rand des Ausschnittes bei 148°E sind gegenüber den Analyse-Bildern um etwa 2° nach Osten verschoben. Auch nach 24 Stunden sind Unterschiede zu erkennen. Der Wolkenkomplex breitet sich in der Vorhersage nach allen Seiten weiter aus, als dies in der Analyse der Fall ist (Abb. 4.24 d). Auch hier befindet sich die Wolkenstruktur westlich von TCS025_NTT etwas weiter östlich und wird ausgeprägter dargestellt.

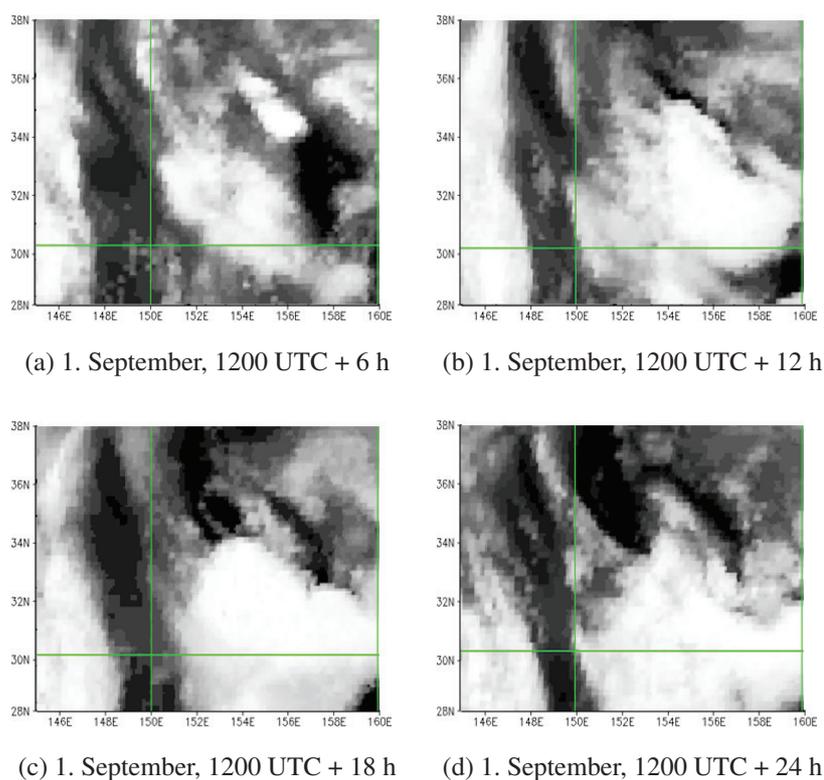


Abb. 4.24: Darstellung der simulierten Satellitenbilder in sechsstündlichem Abstand beginnend bei (a) 6 h bis (d) 24 h nach Initialisierung des Laufes am 1. September um 1200 UTC.

Ein genauerer Vergleich mit den realen Satelliten-Aufnahmen zeigt eine zeitliche Verzögerung in der Vorhersage der Entwicklung. Während in den realen Bildern das Reifestadium um 0000UTC am 2. September seinen Höhepunkt zeigt, was den simulierten Bildern 12 Stunden nach Laufbeginn entsprechen würde, ist die konvektive Bewölkung bei letzteren 18 Stunden nach Laufbeginn ausgeprägter. Die Aussage der Vorhersage hingegen, dass es zu keiner Weiterentwicklung des Systems kommen würde, stimmt mit dem eingetroffenen Ablauf überein. Im Vergleich zu den realen Satellitenaufnahmen wird die Bewölkung im gleichen Maße überschätzt wie bereits in den vorigen Kapiteln angesprochen.

Bei Betrachtung der eben beschriebenen Ereignisse, wie sie an der Wolkenstruktur erkennbar sind, auf der 850 hPa Höhenkarte, lässt sich das System TCS025_NTT zunächst über zwei Vorticitybereiche

beschreiben, die beide von einem Gebiet tieferen Drucks gekennzeichnet sind. Der flächenmäßig größere der Vorticity-Bereiche befindet sich 6 Stunden nach Beginn des Laufes bei etwa 35°N und 152°E und zeigt ein beginnendes zirkulierendes Windfeld. Der zweite zeigt sich in unmittelbarer Nähe bei 34°N und 155°E und bildet innerhalb der ersten sechs Stunden des Laufes ein sehr deutliches Maximum aus (Abb. 4.25 a). Östlich des Systems ist in der geopotentiellen Höhe für 200 hPa bei 35°N und 159°E der Kaltlufttropfen zu erkennen, welcher sich bereits zuvor aus Nordosten angenähert hat (Abb. 4.25 b). Ortsgleich zum zweiten Vorticity-Maximum befindet sich ein Gebiet starker Aufwinde, das zu der konvektiven Bewölkung passt, die für diese Stelle berechnet wurde (Abb. 4.24 a). Nordöstlich des Aufwindbereiches zeigen sich Abwinde, die zu einem bodennahen Kaltluftbereich (Cold Pool) führen, der seine höchste Ausprägung 9 Stunden nach Laufbeginn zeigt (Abb. 4.26).

Sechs Stunden später ist keine Unterscheidung der beiden Vorticitybereiche mehr möglich (Abb. 4.25 c). Bei 34°N und 154°E befindet sich sowohl das sich intensivierende Vorticity-Maxima als auch ein durch die geopotentielle Höhe gekennzeichnetes Tiefdruckgebiet, um das Zentrum ist ein zirkulierendes Windfeld sichtbar, welches im Nordosten stärkere Windgeschwindigkeiten aufweist. Die Aufwinde befinden sich weiterhin an gleicher Stelle und haben in ihrer Stärke nicht nachgelassen, während nördlich von ihnen ausgeprägte Abwinde vorhanden sind (Abb. 4.25 d). Der durch diese zuvor entstandene bodennahe Kaltluftbereich hat jedoch an Deutlichkeit verloren (nicht gezeigt). Parallel zeigt sich zu diesem Zeitpunkt von dem Bereich der Aufwinde ausgehend eine gut entwickelte konvektive Bewölkung mit Ausbreitung nach Südosten (Abb. 4.24 b). Diese Ausbreitungsrichtung ist erklärbar durch den Scherungseinfluss des sich bei 33°N und 160°E befindlichen Kaltlufttropfens (Abb. 4.25 d), welcher seinen Kurs auf TCS025_NTT nicht beibehalten hat, sondern in südöstliche Richtung abgedriftet ist, wobei die beiden Zentren sich wieder voneinander entfernt haben. Damit ist bereits zu diesem Zeitpunkt abzusehen, dass sich der Kaltlufttropfen nicht mit dem konvektiven System überlagern wird und es damit nicht zu einer Bildung eines Taifuns durch tropische Umwandlung (TT) kommen kann. Gegen eine Entwicklung spricht ebenfalls ein gestiegener Druck im Zentrum des Kaltlufttropfens.

Der Kerndruck des Tiefes sinkt zum Zeitpunkt 18 Stunden nach Initialisierung weiterhin ab, das intensive Vorticity-Maximum bei 34°N und 154°E zeigt eine aufgerollte Struktur (Abb. 4.25 e). Das Windfeld weist weiterhin eine Zirkulation auf mit starken Winden im Osten des Bereiches hoher Vorticity. Unmittelbar im Bereich dieses Vorticity-Maximums sind zwei Aufwindbereiche zu sehen, zwischen denen sich ein Gebiet mit Abwind befindet (Abb. 4.25 f). Die Entfernung zwischen dem Kaltlufttropfen bei 33°N und 159°E und dem Tiefdruckgebilde in 850 hPa hat sich nicht verändert, der Druck innerhalb des Kaltlufttropfens ist allerdings weiter gestiegen. Durch den Einfluss von vertikaler Scherung breitet sich die Bewölkung des konvektiven Gebildes südlich des Kaltlufttropfens in östliche Richtung aus (Abb. 4.24 c).

Weitere 6 Stunden später hat sich die Intensität der sich bei 34°N und 153°E befindlichen Vorticity etwas abgeschwächt, der Kerndruck des Tiefs ist wieder angestiegen (Abb. 4.25 g). Die Zirkulation ist weiterhin geschlossen, die starken Winde an der östlichen Seite des Wirbels kommen durch die Überla-

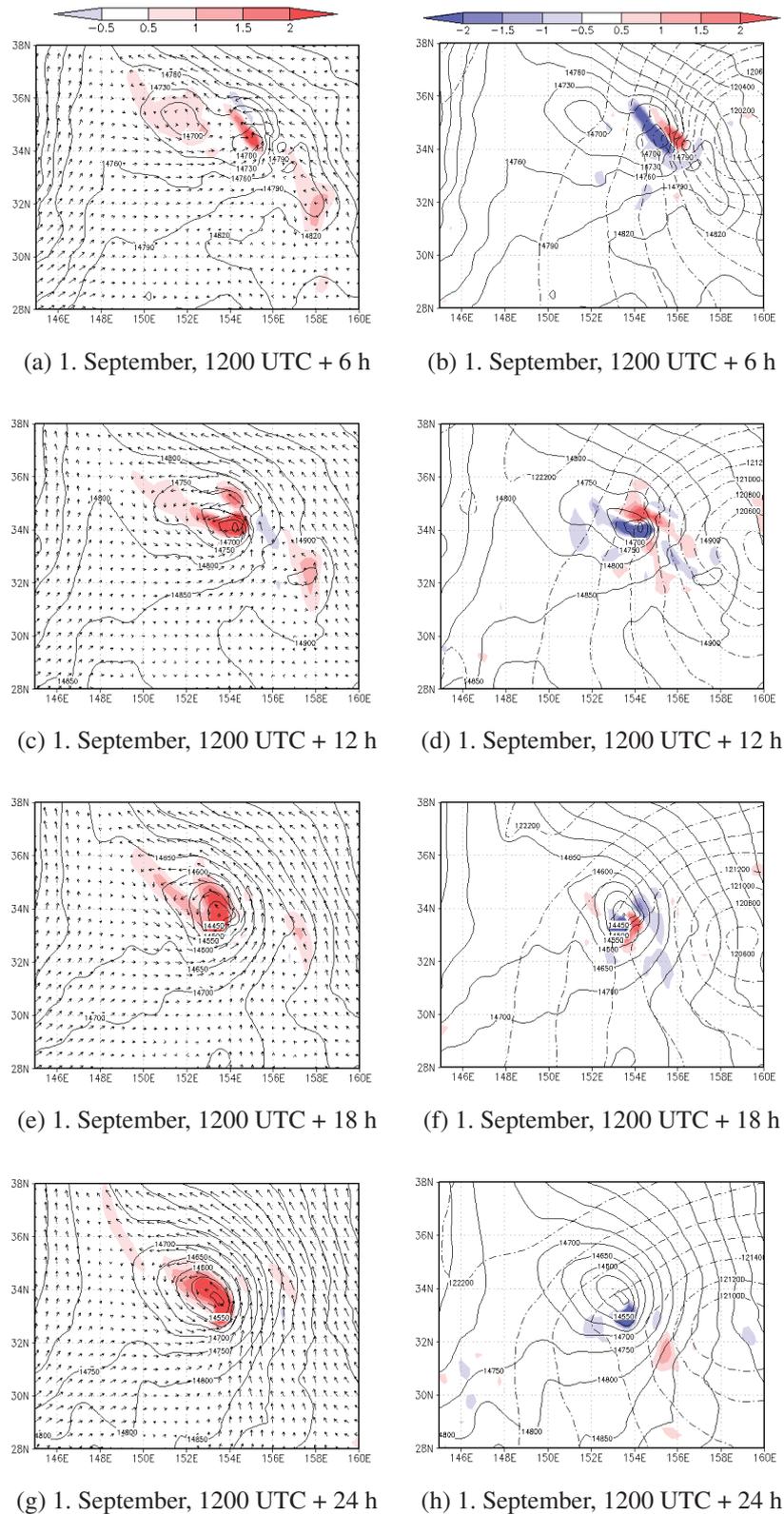
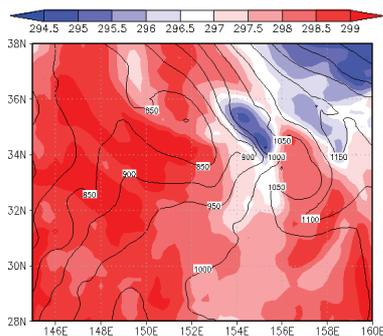


Abb. 4.25: In der linken Spalte dargestellt ist die Vorticity in 10^{-4}s^{-1} (schattiert), das Geopotential in $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ (durchgezogene Konturen) und der Horizontalwind in m/s (Pfeile) auf jeweils 850 hPa. Die rechte Spalte zeigt die Vertikalgeschwindigkeit ω in Pa/s (schattiert) und ebenfalls das Geopotential in $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ (durchgezogene Konturen) auf jeweils 850 hPa sowie das Geopotential in $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ (gestrichelte Konturen) auf 200 hPa. Dargestellt sind im sechsstündigen Abstand die Zeitpunkte 6 h bis 24 h nach Initialisierung des Laufes am 1. September um 1200 UTC.



(a) 1. September, 1200 UTC + 9 h

Abb. 4.26: Darstellung der potentiellen Temperatur Θ in K (schattiert) mit dem Geopotential m^2s^{-2} (durchgezogene Konturen) auf 1000 hPa. Zu sehen ist 9 h nach Initialisierung des Laufes am 30. August um 1200 UTC ein "cold pool".

gerung mit der Umgebungsströmung zustande, die im östlichen Teil der Darstellung gut zu sehen ist und in nördliche bis nordwestliche Richtung zeigt. Im Süden des Vorticity-Bereiches bei 33°N und 154°E ist weiterhin Aufwind zu erkennen, dessen Stärke allerdings etwas zurückgegangen ist (Abb. 4.25 f). Der Kerndruck des Kaltlufttropfens ist ebenfalls weiter angestiegen, trotz südliche Verlagerung nach 32°N und 159°E hat sich seine Entfernung zu TCS025_NTT nicht vergrößert, wodurch die weiterhin wirkende vertikale Scherung zum Zerfall der konvektiven Bewölkung führen konnte.

Wie bereits bei den Untersuchungen zu TCS025_NET zuvor, werden zur weiteren Betrachtung des konvektiven Systems und seiner Interaktion mit dem Kaltlufttropfen Darstellung in vertikaler Ausrichtung herangezogen. Dabei wird das gleiche Kriterium angewendet, um die Ausrichtung der Vertikalschnitte festzulegen. Diese ergibt sich durch die unterschiedliche Lage der Maxima der potentiellen Vorticity in 850 hPa und 500 hPa, die genauen Koordinaten sind in Tabelle 4.2 gegeben. So kann unter anderem ein Kippen der PV-Säule, das sich durch den größer werdenden Abstand der PV-Maxima mit der Zeit andeutet (Abb. 4.27), näher untersucht werden.

Tab. 4.2: Koordinaten der Vertikalschnitte in Abbildung 4.27.

Zeitschritt	Startpunkt		Endpunkt	
	lat	lon	lat	lon
9 h	36,00°	153,00°	32,50°	156,50°
12 h	36,00°	152,50°	32,25°	152,50°
15 h	35,75°	152,00°	32,00°	155,75°
18 h	35,50°	151,75°	31,75°	155,25°
21 h	36,25°	152,50°	31,00°	154,25°
24 h	35,50°	150,75°	31,75°	155,75°

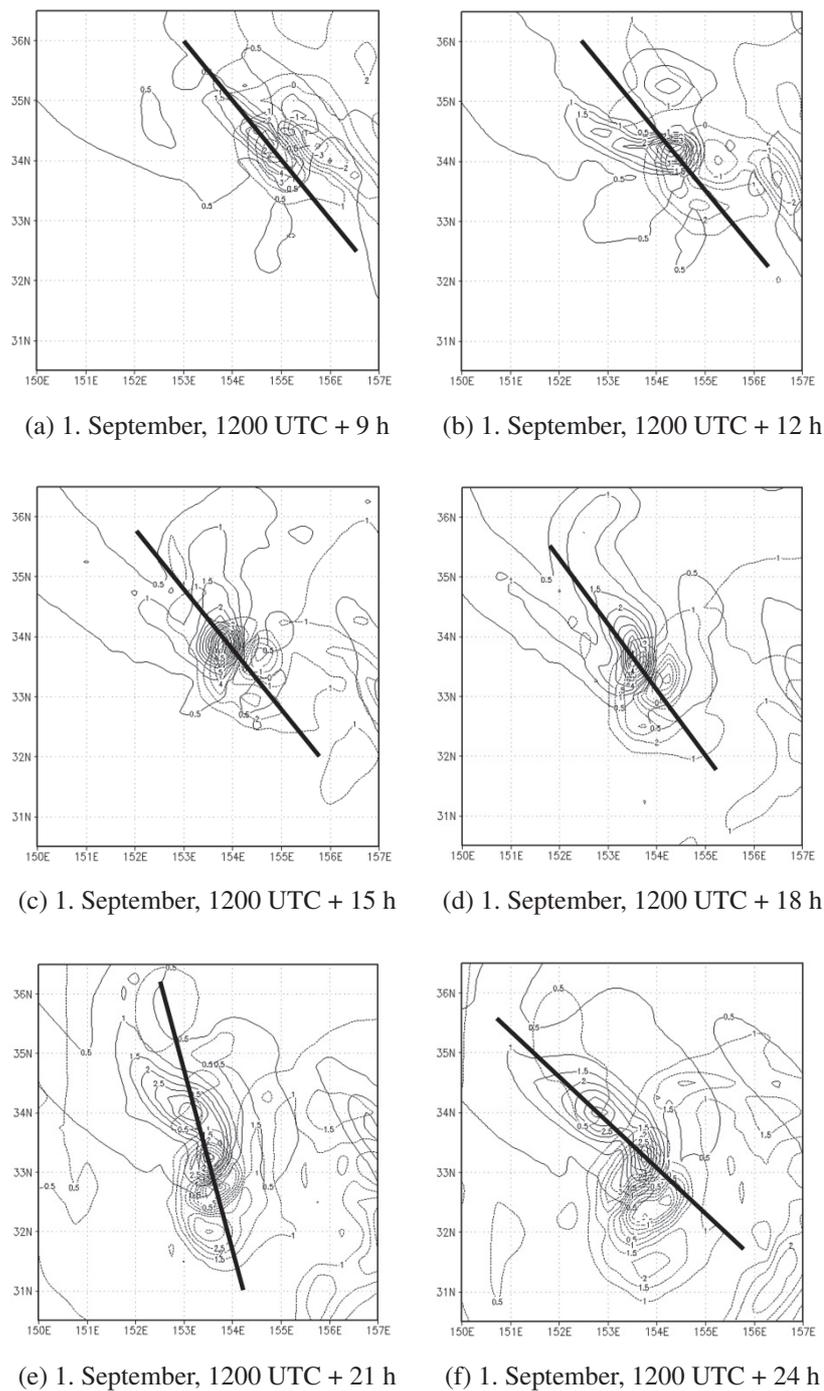


Abb. 4.27: Konturen der potentiellen Vorticity in 10^{-6} PVU in den Ebenen 850 hPa (durchgezogene Konturen) und 500 hPa (gestrichelte Konturen) zu den Zeitpunkten (a) 9 h bis (f) 24 h nach Initialisierung des Laufes am 1. September um 1200 UTC. Die eingezogenen dicken schwarzen Linien kennzeichnen die Lage der im Folgenden dargestellten Vertikalschnitte.

Betrachtet man die Vertikalgeschwindigkeit 9 Stunden nach Initialisierung des Laufes, erkennt man vier verschiedene Bereiche (Abb. 4.29 a). Am auffälligsten erscheint ein starker Aufwindbereich bei 155°E, der einhergeht mit starker konvektiver Bewölkung (Abb. 4.30 a). Die PV in diesem Bereich zeigt ebenfalls erhöhte Werte an (Abb. 4.28 a). Im oberen rechten Bereich zeigt sich bereits ein Cirrusschirm, der sich innerhalb der ersten 9 Stunden durch den Einfluss der Scherung aufgrund des sich annähernden Kaltlufttropfens am Oberrand der Konvektion entwickelt hat. Unterhalb des Cirrusschirms befinden sich Abwinde in einem nahezu wolkenfreien Bereich, während sich auf der anderen Seite des Vertikalschnittes Aufwinde und starke Bewölkung in den unteren Schichten zeigen. Hier befindet sich bodennahe Konvergenz, die zu Aufsteigen und Wolkenbildung führt. An dieser Stelle sorgen drei Stunden später Abwinde für eine Auflösung der Bewölkung (Abb. 4.30 b), während daneben weiterhin starke Aufwinde die Bildung der hochreichenden Bewölkung unterstützen (Abb. 4.29 b). Da in diesen Kondensationsgebieten latente Wärme frei wird, führt dies hier wie bereits im Fall von TCS025_NET zum Aufbau der PV-Säule, deren Werte im Vergleich zum vorhergehenden Zeitschritt zunehmen (Abb. 4.28 b).

An dieser Situation ändert sich zunächst recht wenig, abgesehen von dem Kaltlufttropfen, dessen Randgebiet eine schwache Verbindung zur PV-Säule herstellt (Abb. 4.28 c). Die hohen Aufwinde haben bis 15 Stunden nach Laufbeginn Bestand (Abb. 4.29 c). Durch die hohenreichende Konvektion ergeben sich zu dieser Zeit auch maximale Werte für die PV-Säule (Abb. 4.28 c). Wolken bedecken weiterhin hauptsächlich den Säulenbereich und bilden den Cirrusschirm in den höheren Schichten (Abb. 4.30 c). Anders zeigt sich die Situation drei Stunden später. Die Vertikalwinde haben deutlich an Stärke verloren, parallel hat sich ein hochreichender Abwindbereich entwickelt (Abb. 4.29 d). Währenddessen sind im Bereich des Cirrusschirmes keine Vertikalwinde mehr zu beobachten, die Wolkenbedeckung zeigt hingegen weiterhin die Cirrusbewölkung an (Abb. 4.30 d). Für die PV-Säule werden ebenfalls geringere Werte berechnet, zu diesem Zeitpunkt ist ansatzweise eine Teilung und ein Kippen der Säule zu erkennen (Abb. 4.28 d), die Verbindung zum nahe gelegenen Kaltlufttropfen hat sich wieder etwas gelockert.

Mit den nachlassenden und sich auf den unteren Bereich konzentrierenden Vertikalwinden 21 Stunden nach Initialisierung (Abb. 4.29 e) findet auch die hochreichende konvektive Bewölkung ihr Ende. Reste des Cirrusschirmes sind hier zwar noch zu erkennen (Abb. 4.30 e), Vertikalwinde in diesem Bereich sind jedoch keine mehr zu finden. Die PV-Säule zeigt sich wieder aufrecht mit einer weiterhin bestehenden Verbindung zum Kaltlufttropfen (Abb. 4.28 e). Diese versuchte Überlagerung zeigt jedoch keinen fortschreitenden Charakter. Auch drei Stunden später ist diese Verbindung zwar zu sehen, die PV-Säule hat jedoch sichtbar weiter an Stärke verloren (Abb. 4.28 f). Die Aufwinde in diesem Bereich haben nicht weiter nachgelassen, zeigen jedoch auch keine Verstärkung (Abb. 4.29 f). Sie führen weiterhin zu Bewölkung, welche sich jedoch auf den unteren und mittleren Bereich beschränkt, während sich in der Höhe der Cirrusschirm auflöst.

Auch im Fall von TCS025_NTT lassen sich diese näher betrachteten Zeitpunkte in drei verschiedene Stadien unterscheiden, wenn diese hier auch nicht so deutlich abgrenzbar sind wie im vorherigen Fall. Die zu Beginn geschilderte starken Vertikalgeschwindigkeiten führen einerseits zum Aufbau der konvek-

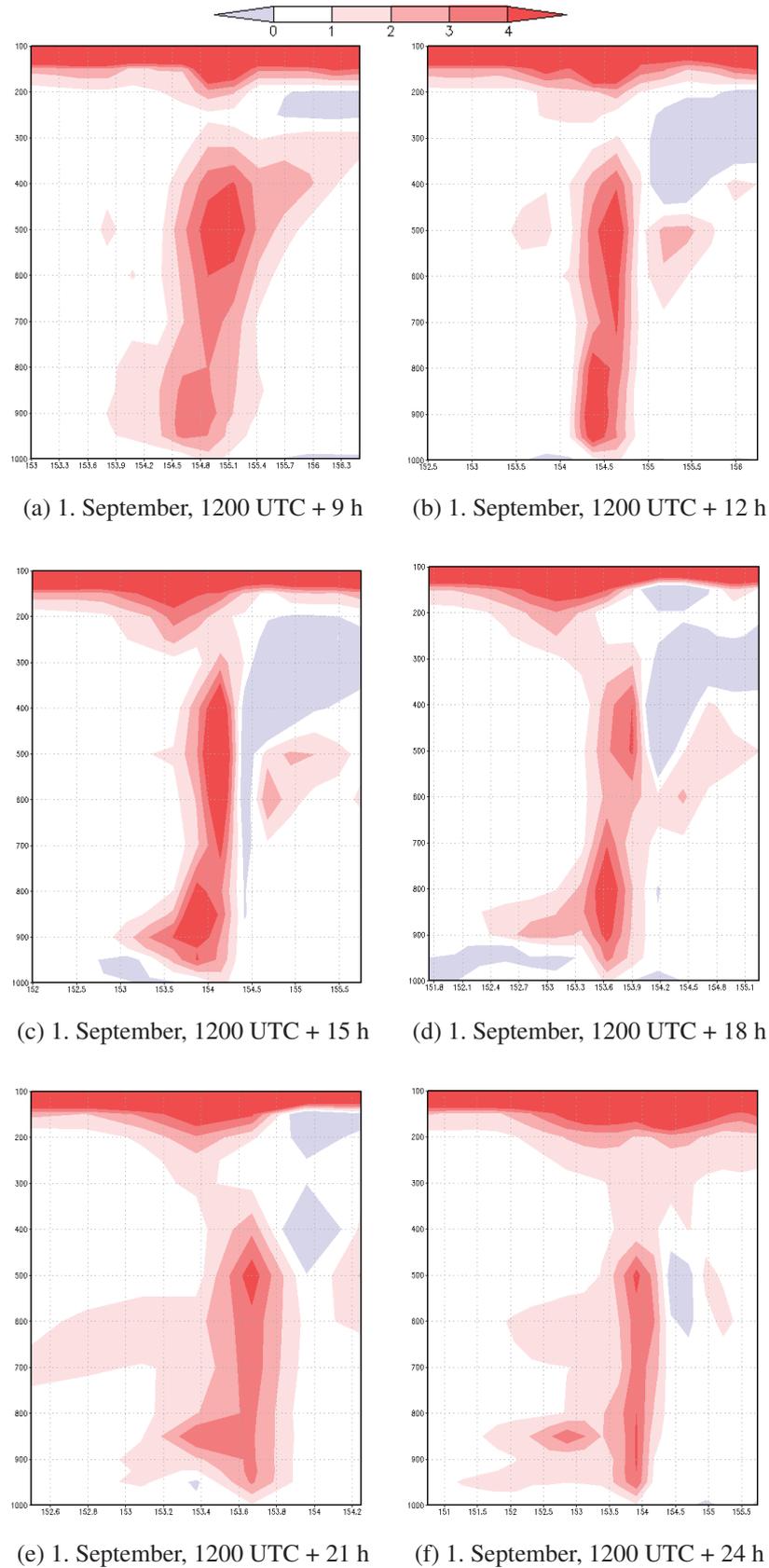


Abb. 4.28: Darstellung der potentiellen Vorticity in 10^{-6} PVU als Vertikalschnitt gemäß der in Abb. 4.27 gezeigten Lagen und Zeitpunkte. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

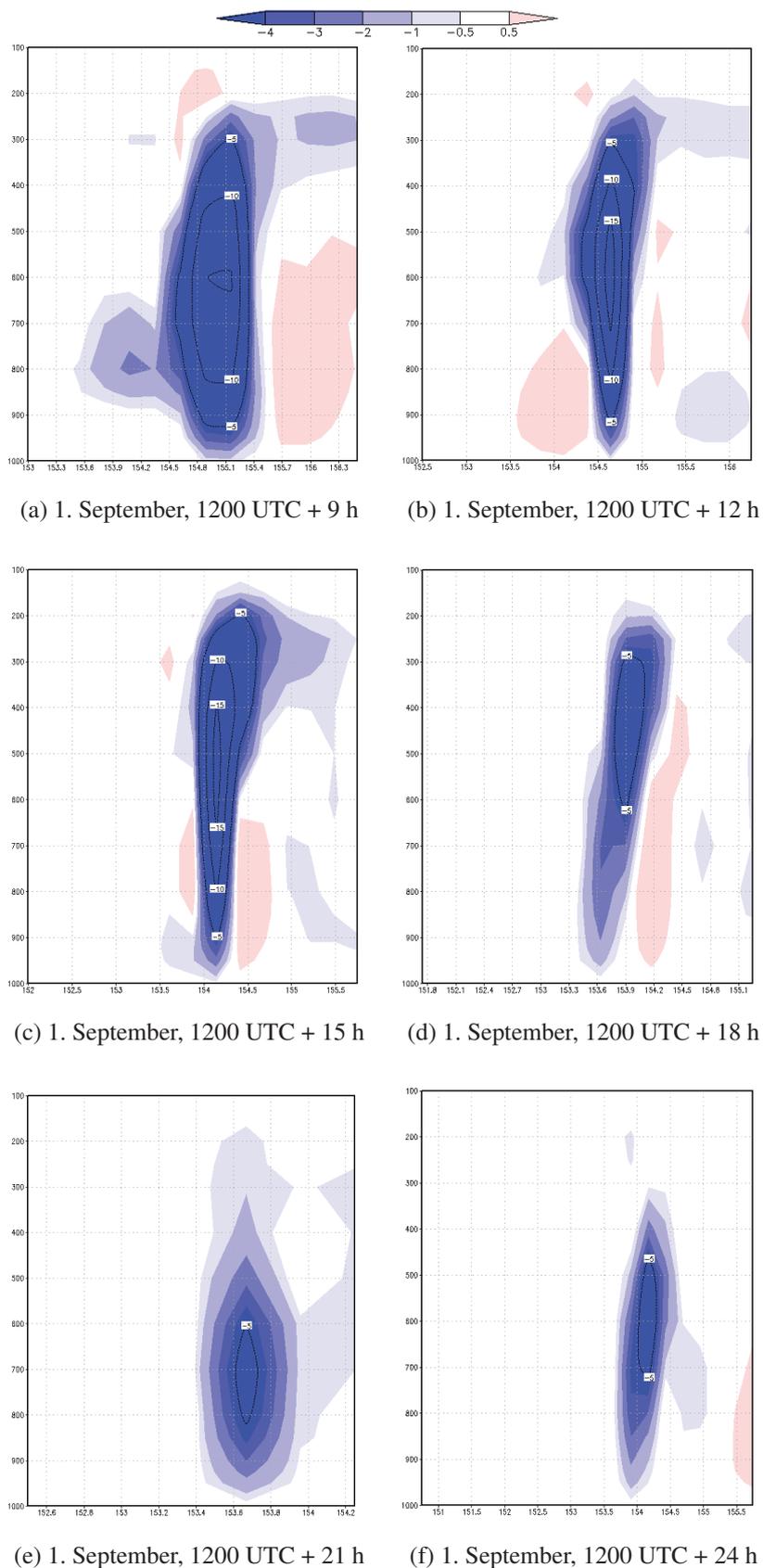


Abb. 4.29: Darstellung der Vertikalgeschwindigkeit ω in Pa/s als Vertikalschnitt gemäß der in Abb. 4.27 gezeigten Lagen und Zeitpunkte. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

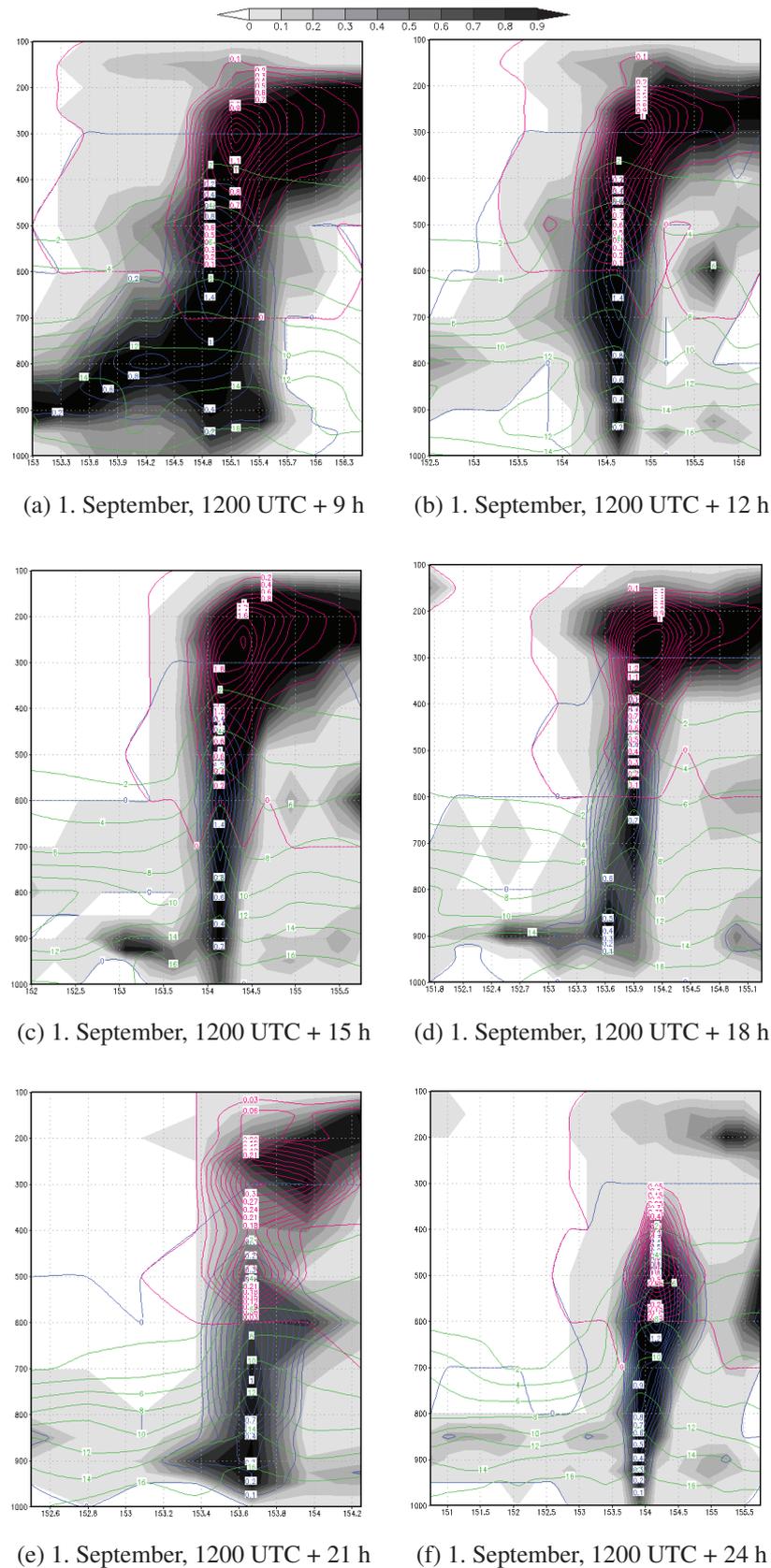


Abb. 4.30: Darstellung der Wolkenbedeckung in Anteilen (schattiert), der spezifischen Feuchte q in g/kg (grüne Konturen), des Wolkenwassergehaltes in g/kg (blaue Konturen) und des Wolkeneisgehaltes in g/kg (pinke Konturen) als Vertikalschnitt gemäß der in Abb. 4.10 gezeigten Lagen und Zeitpunkte. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

tiven Bewölkung und zum anderen zur Ausbildung einer PV-Säule. Deshalb werden die im Folgenden betrachteten Tendenzen zwischen 9 und 12 Stunden nach Initialisierung des Laufes als Tendenzen im Aufbaustadium bezeichnet. Von 15 Stunden bis 18 Stunden lassen die Aufwinde deutlich nach, die PV-Säule hat ihre stärkste Ausprägung überschritten. Die Tendenzen dieses Zeitraums werden dem Reifestadium zugeordnet. Zuletzt löst sich die Bewölkung bei 21 und 24 Stunden nach Laufbeginn sichtbar auf, Aufwinde und PV-Säule sind noch vorhanden, jedoch lange nicht so stark wie zuvor. Dieser Zeitraum beschreibt das Zerfallsstadium.

4.3.2 Tendenzterme

Analog zu den Untersuchungen von TCS025_NET werden die Tendenzen der spezifischen Feuchte und der Temperatur innerhalb der dreistündigen, im vorherigen Kapitel definierten Stadien des Aufbaus, der Reife und des Zerfalls des konvektiven Systems betrachtet. Die folgenden Vertikalschnitte orientieren sich erneut am Endzeitpunkt des jeweiligen Intervalls und entsprechen damit den in Abbildung 4.27 b, d und f definierten Schnitten. Die Betrachtung der Tendenzprofile beziehen sich auch hier auf eine Box der Kantenlinie 4°.

Unterschieden werden zur Untersuchung wie bereits zuvor sowohl für die spezifische Feuchte als auch für die Temperatur der dynamische Anteil, der konvektive Anteil und der Anteil des Wolkenmodells an den jeweiligen Tendenzen. Die weiteren zur Verfügung stehenden Tendenzterme weisen auch in diesem Fall sehr geringe Werte auf und werden im Weiteren nicht betrachtet.

(a) Aufbaustadium

Das Aufbaustadium zeigt sich passend zu den hohen Aufwinden (vgl. Abb. 4.29 a und b) mit einem hohen Anteil von Feuchtezunahme aus dynamischen Gründen (Abb. 4.31 a). Dies geschieht durch vertikale Advektion, welche zusätzlich für ein Abkühlen der Luftmasse sorgt (Abb. 4.31 d). Rechts neben dieser Säule hoher Werte ergeben sich passend zu dem berechneten Abwind abnehmende Feuchte und Erwärmung, während in darüber innerhalb weiterer Aufwinde die Werte der Feuchte etwas steigen und sich die Luft abkühlt. In diesem Bereich ist der Cirrusschirm des Wolkenystems zu erkennen, während sich auch für die anderen Aufwindgebiete eine erhöhte Wolkenbedeckung ergibt (vgl. Abb. 4.30 b). Bei der Entstehung dieser Wolken ergeben sich abnehmende Feuchtwerte und eine zunehmende latente Erwärmung, die größtenteils im Wolkenchema zu sehen sind (Abb. 4.31 c und f). Die latente Wärme führt über eine Erhöhung des Gradienten der potentiellen Temperatur zur Ausbildung einer PV-Säule (vgl. Abb. 4.28 b). Rechts der Säule starker Erwärmung ist ein weiteres Gebiet mit Erwärmung und eine Abkühlung darunter zu erkennen (Abb. 4.31 f). Zwischen diesen beiden Gebieten, im Bereich des maximalen Gradienten, ergeben sich positive Vorticity-Werte (vgl. Abb. 4.28 c und d). Weitere Wolkenentstehung wird vom konvektiven Term zusätzlich zur Bewölkung aus dem Wolkenchema auch links daneben in den mittleren Schichten parameterisiert (Abb. 4.31 b und e). An dieser Stelle sind im Wolkenchema Bereiche mit zunehmender Feuchte und abnehmender Temperatur zu sehen, was auf Niederschlagsbildung und dessen

teilweise direkte Verdunstung hindeutet. Im rechten Teil der Darstellungen, unterhalb des Cirruschirms, kommt es ebenfalls durch Verdunstung von Niederschlag zu Feuchtezunahme bei gleichzeitiger Abkühlung aufgrund des Verbrauchs von Energie bei der Phasenumwandlung. Der letzte auffällige Bereich innerhalb der Tendenzen stellt die deutliche dynamische Feuchteabnahme in den unteren Schichten dar (Abb. 4.31 a). In diesem Bereich wird trockene Luft, die sich nördlich der konvektiven Säule befindet, durch die zirkulierende Strömung horizontal advehiert.

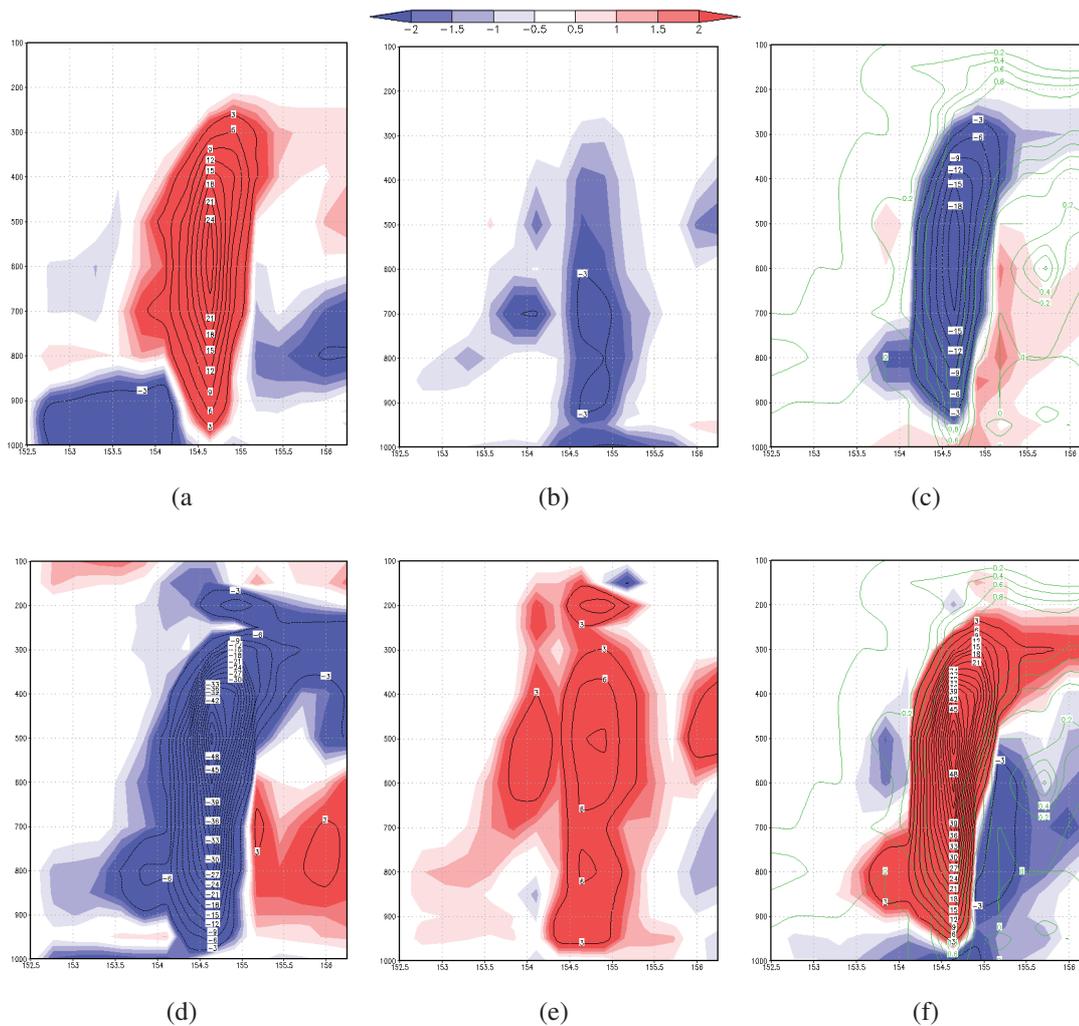


Abb. 4.31: Darstellung der spezifischen Feuchtetendenzen in $\text{g} \cdot \text{s}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ (obere Reihe) und der Temperaturtendenzen in $\text{K} \cdot \text{s}/\text{s}$ (untere Reihe) unterteilt in die Teiltendenzen des dynamischen Terms (linke Spalte), des Konvektionsschemas (mittlere Spalte) und des Wolkenschemas (rechte Spalte) für den Zeitraum 9 bis 12 h nach Initialisierung des Laufes am 1. September um 1200 UTC. In der rechten Spalte ist zusätzlich als grüne Konturen die Wolkenbedeckung in Anteilen eingezeichnet. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

In der Summe dieser Tendenzen ist sowohl eine Feuchte- als auch eine Temperaturzunahme im Bereich der PV-Säule zu erkennen. Daneben ergeben sich eine deutliche Feuchteabnahme durch Advektion trockener Luft in den unteren Schichten sowie durch Abwinde im Niederschlagsbereich (Abb. 4.32 a).

Letzteres führt ebenfalls zu einer Temperaturerhöhung während Abwinde im Cirrusschirm zu einer Abkühlung führen (Abb. 4.32 b).

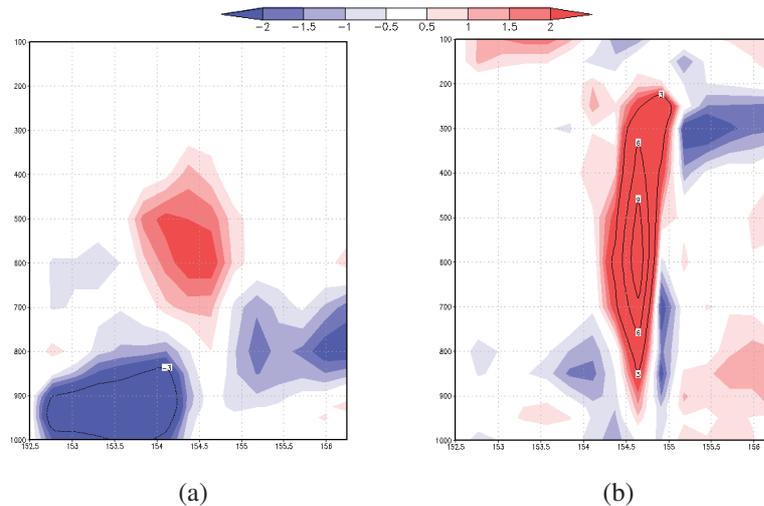


Abb. 4.32: Darstellung der Gesamttendenzen der spezifischen Feuchte in $\text{g} \cdot \text{s} / (\text{kg} \cdot \text{s})$ (a) und der Temperatur in $\text{K} \cdot \text{s} / \text{s}$ (b) für den Zeitraum 9 bis 12 h nach Initialisierung des Laufes am 1. September um 1200 UTC. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

Bei Betrachtung der Profildarstellungen werden die Tendenzen des Vertikalschnitts als weitgehend repräsentativ für die Umgebung des Systems bestätigt. Die Gesamttendenz der spezifischen Feuchte weist negative Werte im unteren und mittleren Bereich auf und nur wenig positive Werte bei etwa 400 hPa (Abb. 4.33 a). Die positiven Werte kommen durch die Dominanz des dynamischen Terms in diesem Bereich zustande, der ansonsten in den mittleren Schichten deutlich positive Werte aufweist, welche allerdings durch die Wolkenbildung mehr als ausgeglichen werden. Hier berechnet sowohl das konvektive als auch das Wolkenschema eine Feuchteabnahme. Im unteren Bereich ergeben sich andere Verhältnisse, horizontale Advektion führt zu Feuchteabnahme, Verdunstung im Niederschlagsbereich zu Feuchtezunahme.

Auch bei der Temperaturtendenz ist das Vorzeichen des Wolkenschemas in den unteren Schichten anders als in den darüberliegenden, in den höheren Schichten wird durch den Phasenübergang latente Wärme frei, während es unten zu Verdunstungskühlung kommt (Abb. 4.33 b). Der konvektive Term zeigt über alle Schichten ebenfalls Erwärmung durch Wolkenbildung und der dynamische Term weist hohe negative Werte auf durch Abkühlung bei Advektion in höhere Schichten. Insgesamt präsentiert sich die Temperaturtendenz durch diese Teiltendenzen als nahezu ausgeglichen.

(b) Reifestadium

Auch im Reifestadium weist der dynamische Term hohe Werte der Feuchtetendenz im Aufwindbereich (vgl. Abb. 4.29 c und d) auf, die durch vertikale Advektion und damit verbundener Zunahme der Feuchte

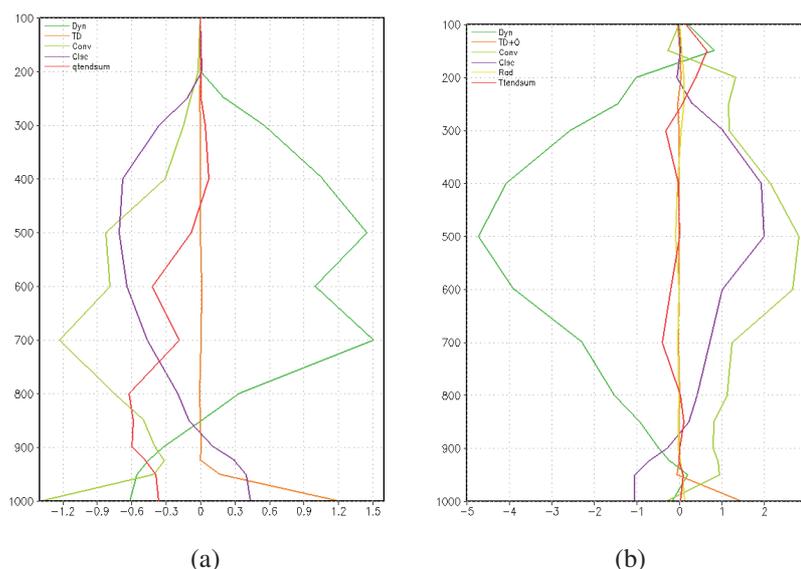


Abb. 4.33: Darstellung der spezifischen Feuchtetendenzen in $\text{g} \cdot \text{s}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ (a) und der Temperaturtendenzen in $\text{K} \cdot \text{s}/\text{s}$ (b) für den Zeitraum 9 bis 12 h nach Initialisierung des Laufes am 1. September um 1200 UTC. Die Werte sind gemittelt über eine Box von 32° bis 36°N und von 152° bis 156°E . Die verschiedenen Konturen stehen für die Gesamttendenz (rot), für den dynamischen Term (dunkelgrün), den konvektiven Term (hellgrün), den Term des Wolkenschemas (lila), den Strahlungsterm (gelb) und den Term der turbulenten Diffusion und Orographie (orange). Auf der Abszisse sind die Tendenzwerte aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

zustandekommen (Abb. 4.34 a). Rechts neben dieser Säule hoher Werte befinden sich im direkten Anschluss negative Tendenzen, die mit einem Abwindbereich korrespondieren. Auf der linken Seite ist ein großflächiger Bereich ebenfalls negativer Werte zu erkennen, welche in diesem Fall das Resultat horizontaler Advektion von trockener Luft sind. Im Gegensatz zum vorherigen Stadium ist der Cirrusschirm kaum in der Abbildung durch Feuchteabnahme auszumachen (vgl. Abb. 4.30 d), die Temperaturtendenzen des dynamischen Terms zeigen hier noch deutlichere Werte (Abb. 4.34 d). Die Temperaturabnahme durch Advektion in höhere Schichten ist sehr deutlich zu erkennen, ebenso die Erwärmung im absinkenden Bereich rechts daneben. In diesem Bereich kommt es im Wolkenschema zu Abkühlung aufgrund von verdunstenden Niederschlags, während im Bereich der Wolken durch Kondensation latente Wärme frei wird (Abb. 4.34 f). Dabei sinkt der Feuchtegehalt, während er im Bereich der Verdunstung wieder steigt (Abb. 4.34 c). Das Konvektionsschema parametrisiert kleinskalige Wolkenbildung sowohl im Aufwindbereich als auch am rechten Rand des Vertikalschnitts. Hier kommt es zur Kondensation mit Feuchteabnahme (Abb. 4.34 b) und Temperaturzunahme (Abb. 4.34 e). Das Wolken- und das Konvektionsschema stellen für das gleiche Gebiet verschiedene Wolkenarten dar und berechnen unterschiedliche Tendenzen aufgrund verschiedener Prozesse innerhalb dieser Wolken.

Die Feuchteabnahme durch horizontale Advektion im linken Bereich des Vertikalschnitts dominiert die Gesamttendenz der spezifischen Feuchte zusammen mit der Feuchteabnahme durch die Kondensation innerhalb der Bewölkung (Abb. 4.35 a). Die Gesamttendenz der Temperatur ist ebenfalls größtenteils eine

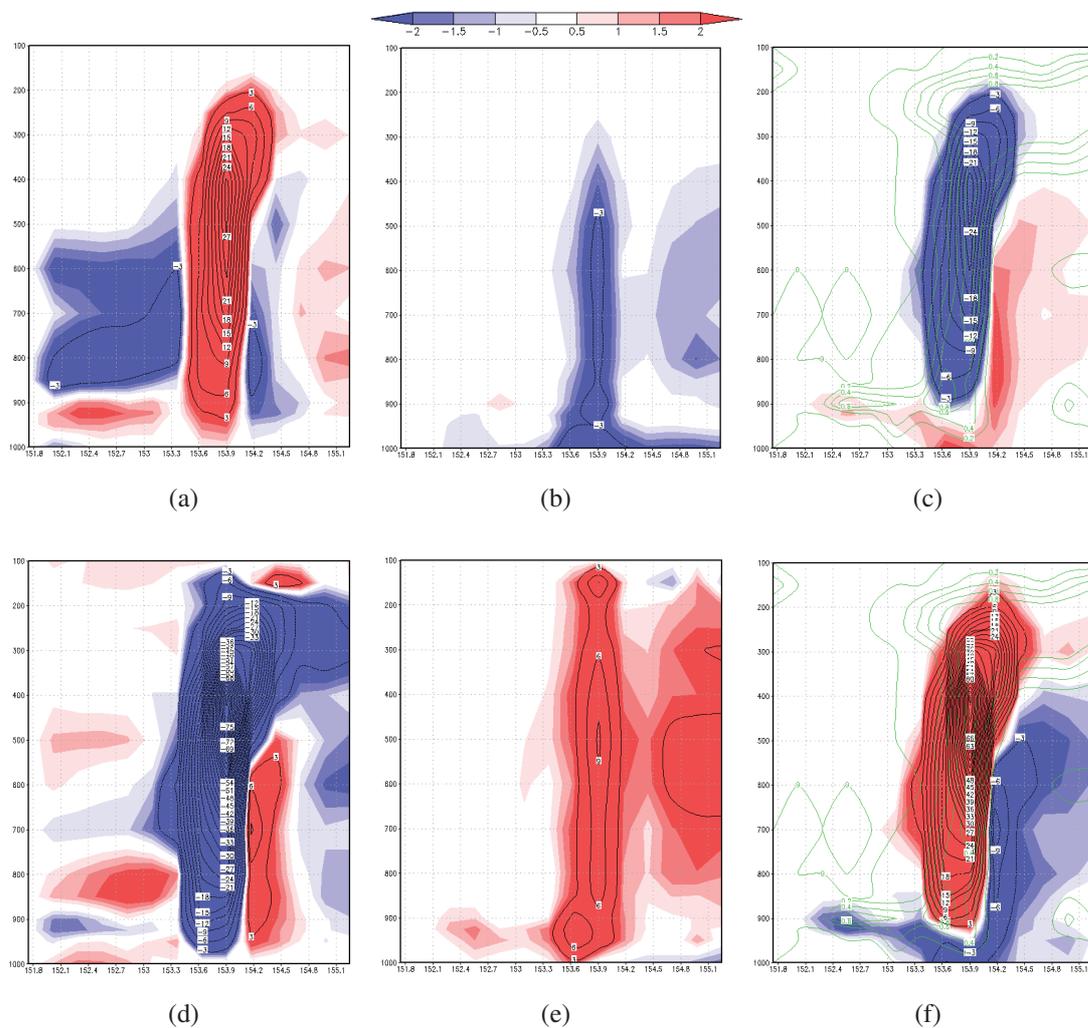


Abb. 4.34: Darstellung der spezifischen Feuchtetendenzen in $\text{g} \cdot \text{s}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ (obere Reihe) und der Temperaturtendenzen in $\text{K} \cdot \text{s}/\text{s}$ (untere Reihe) unterteilt in die Teiltendenzen des dynamischen Terms (linke Spalte), des Konvektionsschemas (mittlere Spalte) und des Wolkenschemas (rechte Spalte) für den Zeitraum 15 bis 18 h nach Initialisierung des Laufes am 1. September um 1200 UTC. In der rechten Spalte ist zusätzlich als grüne Konturen die Wolkenbedeckung in Anteilen eingezeichnet. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

Resultat dynamischer Erwärmung und Abkühlung, die im Bereich der Wolken und des Niederschlags von den anderen beiden Termen ausgeglichen wird (Abb. 4.35 b). Obwohl die Teiltendenzen jeweils ein recht gleichmäßiges Bild zeigen, sind in der Summe viele kleinskalige Variationen zu erkennen. Dies kann zu Fehlern in den Berechnungen des Modells führen.

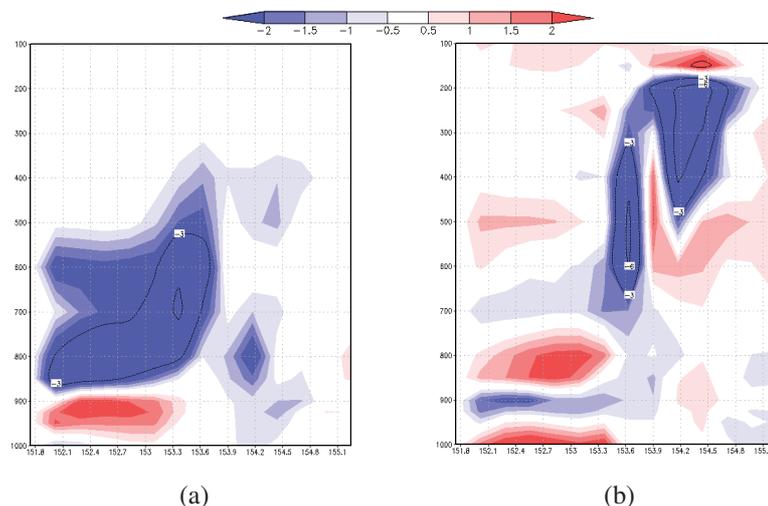


Abb. 4.35: Darstellung der Gesamttendenzen der spezifischen Feuchte in $\text{g} \cdot \text{s} / (\text{kg} \cdot \text{s})$ (a) und der Temperatur in $\text{K} \cdot \text{s} / \text{s}$ (b) für den Zeitraum 15 bis 18 h nach Initialisierung des Laufes am 1. September um 1200 UTC. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

Auch hier zeigen die über die Box gemittelten Tendenzen keine großen Abweichungen. Die Gesamttendenz der spezifischen Feuchte zeigt negative Werte, die zwar aus dem dynamischen Term stammen, welcher aufgrund der starken positiven Werte innerhalb der Aufwindbereiche jedoch insgesamt positiv erscheint (Abb. 4.36 a). Der konvektive Anteil ist genauso negativ wie der des Wolkenchemas oberhalb von 850 hPa. Darunter erfolgt Feuchtezunahme aufgrund von Verdunstung im Niederschlagsgebiet. Aus gleichem Grund kommt es hier zu einer Abkühlung, während im Wolkenbereich sowohl das konvektive als auch das Wolkenchema für die Temperaturtendenz Erwärmung zeigen (Abb. 4.36 b). Der dynamische Term führt über größtenteils vertikale Advektion zu einer Erwärmung, was für die Gesamttendenz zu einer leicht negativen Tendenz in den oberen Schichten führt, während sich darunter eine fast ausgeglichene Bilanz zeigt.

(c) Zerfallsstadium

Im dynamischen Term der spezifischen Feuchte während des Zerfallstadiums ergeben sich zwei Tendenzgebiete von jeweils anderem Ursprung (Abb. 4.37 a). Das rechte Gebiet mit positiven Werten ergibt sich aus vertikaler Advektion (vgl. Abb. 4.29 f), das linke Gebiet mit negativen Werten ist ein Resultat aus horizontaler Advektion von trockenerer Luft. Das erste Gebiet weist außerdem eine dynamische Abkühlung durch Druckabnahme mit der Höhe auf während das zweite von einer leichten Temperaturzu-

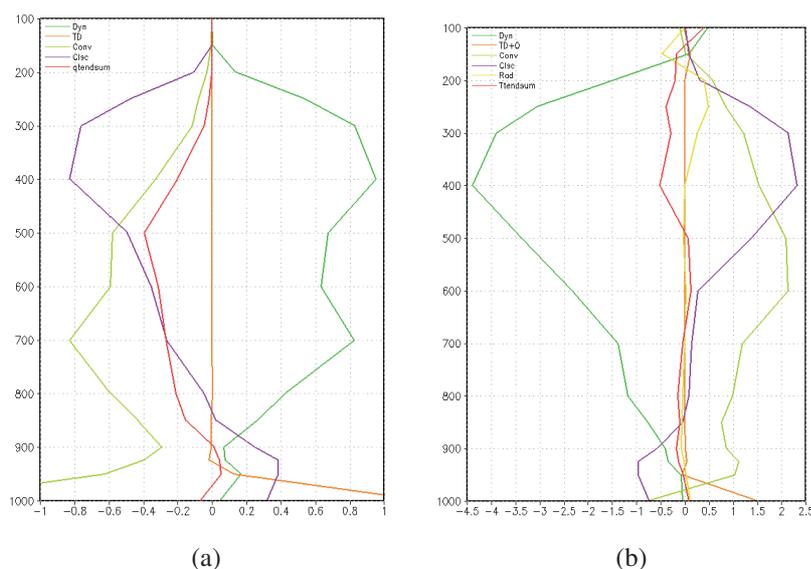


Abb. 4.36: Darstellung der spezifischen Feuchtetendenzen in $\text{g} \cdot \text{s}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ (a) und der Temperaturtendenzen in $\text{K} \cdot \text{s}/\text{s}$ (b) für den Zeitraum 15 bis 18 h nach Initialisierung des Laufes am 1. September um 1200 UTC. Die Werte sind gemittelt über eine Box von 31° bis 35°N und von 152° bis 156°E . Die verschiedenen Konturen stehen für die Gesamttendenz (rot), für den dynamischen Term (dunkelgrün), den konvektiven Term (hellgrün), den Term des Wolkenschemas (lila), den Strahlungsterm (gelb) und den Term der turbulenten Diffusion und Orographie (orange). Auf der Abszisse sind die Tendenzwerte aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

nahme begleitet wird (Abb. 4.37 d). Innerhalb des Gebietes mit vertikaler Advektion wird latente Wärme frei (Abb. 4.37 f) während der Gehalt der Feuchte abnimmt (Abb. 4.37 c). Unterhalb des Kondensationsbereiches kommt es zu Niederschlägen, innerhalb derer Verdunstung zu zunehmender Feuchte und abnehmender Temperatur führt. Auch kleinskalige konvektive Bewölkungsbildung findet sich im Aufwindbereich. Diese führt ebenfalls zu geringerer Feuchte (Abb. 4.37 b) und erhöhten Temperaturen (Abb. 4.37 e) durch Bildung von Wolkentröpfchen. Der Prozess der Erwärmung aufgrund von Konvektion findet dabei bis in die Höhen statt, in denen sich das Randgebiet des Kaltluftgebietes über TCS025_NTT zeigt (vgl. Abb. 4.28 f). Damit reagiert das Konvektionsschema wahrscheinlich auf die Destabilisierung der Atmosphäre in dem Gebiet unterhalb des nahen Kaltlufttropfens

Auch die Gesamttendenzen der Feuchte während des Zerfallsstadiums ergeben sich hauptsächlich aus dynamischen Gründen (Abb. 4.38 a). Zum einen ist die Feuchteabnahme durch horizontale Advektion gut zu erkennen, zum anderen überwiegt die Zunahme der Feuchte über vertikale Advektion den Abnahmen über Wolkenbildung. Die Summe der Temperaturtendenzen zeigt sowohl negative Beiträge über den dynamischen Term als auch positive über die Konvektion und Wolkenbildung (Abb. 4.38 b).

Die gemittelten Werte über die Box um das System zeigen erneut eine Übereinstimmung mit den Tendenzen der Vertikalschnittdarstellungen. Die Gesamttendenz der Feuchte ist zwischen 400 und 650 hPa positiv, in den anderen Höhenbereichen leicht negativ (Abb. 4.39 a). Der größten alleinigen Beitrag liefert der dynamische Term mit durchweg positiven Werten, dem entgegen negative Werte des konvektiven

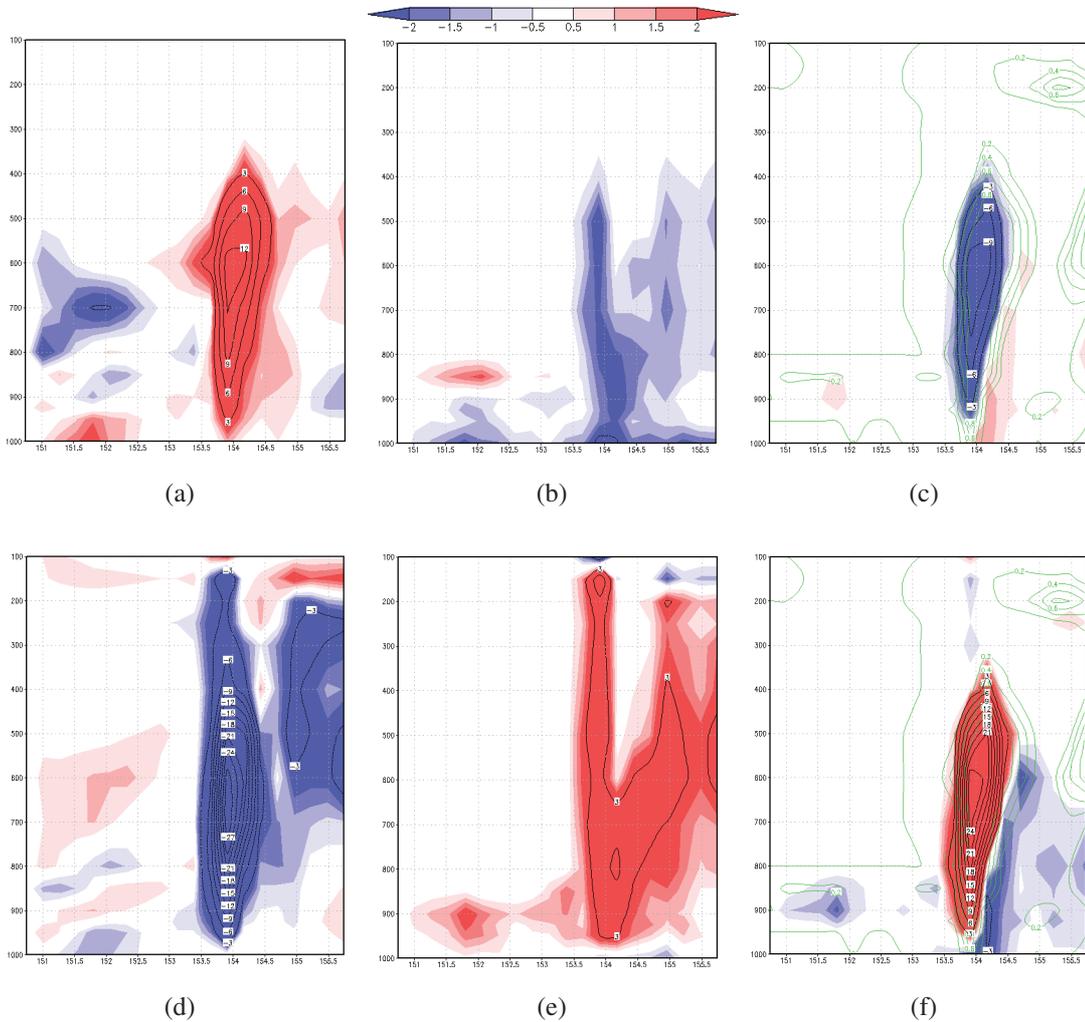


Abb. 4.37: Darstellung der spezifischen Feuchtetendenzen in $\text{g} \cdot \text{s} / (\text{kg} \cdot \text{s})$ (obere Reihe) und der Temperaturtendenzen in $\text{K} \cdot \text{s} / \text{s}$ (untere Reihe) unterteilt in die Teiltendenzen des dynamischen Terms (linke Spalte), des Konvektionsschemas (mittlere Spalte) und des Wolkenschemas (rechte Spalte) für den Zeitraum 21 bis 24 h nach Initialisierung des Laufes am 1. September um 1200 UTC. In der rechten Spalte ist zusätzlich als grüne Konturen die Wolkenbedeckung in Anteilen eingezeichnet. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

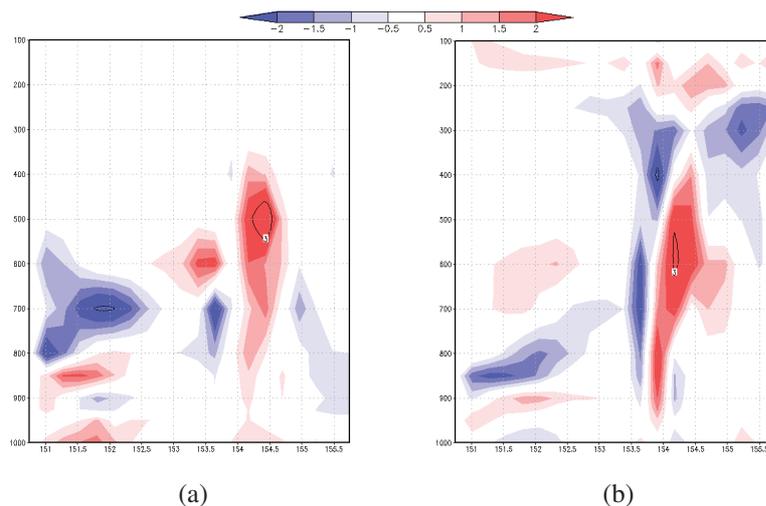


Abb. 4.38: Darstellung der Gesamttendenzen der spezifischen Feuchte in $\text{g} \cdot \text{s}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ (a) und der Temperatur in $\text{K} \cdot \text{s}/\text{s}$ (b) für den Zeitraum 15 bis 18 h nach Initialisierung des Laufes am 1. September um 1200 UTC. Auf der Abszisse sind die Längengrade aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

und des Wolkenschemas stehen. Nur unterhalb von 900 hPa liefert das Wolkenschema ebenfalls einen Beitrag zur Feuchtezunahme.

Die Temperaturtendenz zeigt sich konsistent zur Gesamttendenz des Vertikalschnitts mit schwachen negativen Gesamtwerten bei 300 hPa und unterhalb von 750 hPa, sowie positiven Werten bei 600 hPa und in obersten Schichten (Abb. 4.39 b). Auch die Teiltendenzen entsprechen denen der Vertikalschnitte.

(d) Zusammenfassung

Sowohl die Feuchte- als auch die Temperaturtendenzen zeigen verschiedene Tendenzmuster für die drei Stadien des Aufbaus, der Reife und des Zerfalls. Die Tendenzprofile der Feuchte (Abb. 4.33, 4.36 und 4.39 jew. a) zeigen zu Beginn eine Feuchteabnahme vor allem in den mittleren und unteren Schichten, während im nächste Stadium eine abnehmende Tendenz nur zwischen 900 und 300 hPa zu erkennen ist. Im Zerfallsstadium hingegen wird in den mittleren Schichten eine Feuchtezunahme registriert. Weniger deutliche Gesamttendenzen zeigt die Temperatur, die in allen drei Stadien leichte positive und negative Tendenzen in verschiedenen Höhen ausweist (Abb. 4.33, 4.36 und 4.39 jew. b). Die drei Terme der Dynamik, der Konvektion und des Wolkenschemas tragen mit unterschiedlichen Beiträgen zur jeweiligen Gesamttendenz bei. Dabei hat der konvektive Anteil über alle drei Stadien die geringste Änderung seiner Werte, während der dynamische Term einen leichten und der des Wolkenschemas einen starken Rückgang verzeichnet.

Der dynamische Anteil der Feuchtetendenzen ist in allen drei Stadien sowohl auf vertikale als auch auf horizontale Advektion zurückzuführen. Die Bereiche beider Advektionen sind dabei stets getrennt und die Vertikaladvektion ist konsistent mit den Aufwinden (vgl. Abb. 4.29). Im Gegensatz dazu sind die

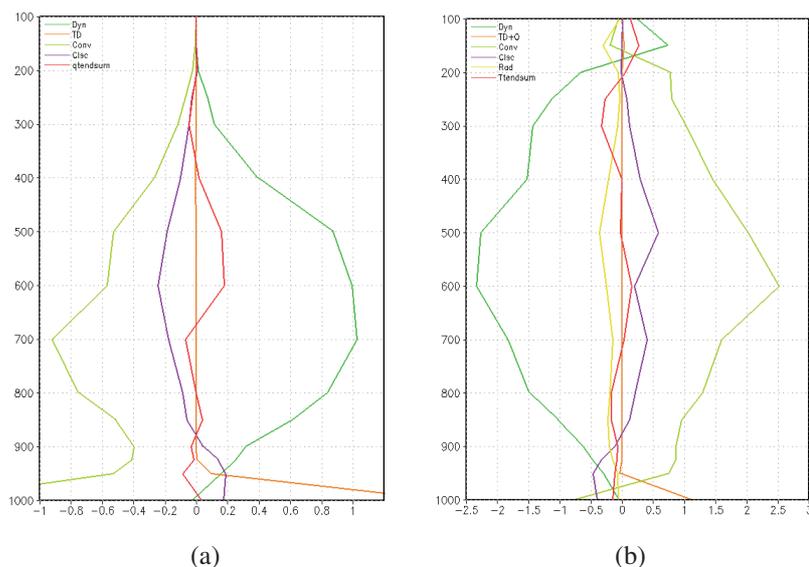


Abb. 4.39: Darstellung der spezifischen Feuchtetendenzen in $\text{g} \cdot \text{s}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ (a) und der Temperaturtendenzen in $\text{K} \cdot \text{s}/\text{s}$ (b) für den Zeitraum 21 bis 24 h nach Initialisierung des Laufes am 1. September um 1200 UTC. Die Werte sind gemittelt über eine Box von 31° bis 35°N und von 152° bis 156°E . Die verschiedenen Konturen stehen für die Gesamttendenz (rot), für den dynamischen Term (dunkelgrün), den konvektiven Term (hellgrün), den Term des Wolkenschemas (lila), den Strahlungsterm (gelb) und den Term der turbulenten Diffusion und Orographie (orange). Auf der Abszisse sind die Tendenzwerte aufgetragen, auf der Ordinate der mit der Höhe abnehmende Druck p in hPa.

Temperaturab- und zunahmen durch den dynamischen Anteil größtenteils ein Ergebnis der Druckabnahme durch Advektion in höhere Schichten bzw. der Druckzunahme bei Advektion in tiefere Schichten. Die Werte, die bei beiden Größen durch die vertikalen Advektionen zustande kommen, steigen bis zum Reifestadium hin ab, um dann einen deutlichen Rückgang zum Zerfallsstadium zu zeigen. Dies liegt an den ab 18 Stunden nach Initialisierung der Laufes stark nachlassenden Aufwinden (vgl. Abb. 4.29 d).

Einen ähnlichen Verlauf zeigen die Werte des Wolkenschemas. Zu Beginn sind bereits hohe Werte der Feuchteab- und der Temperaturzunahme zu erkennen, die ihr Maximum während des Reifestadiums zeigen. Wie bereits zuvor erläutert wird durch die enorme Temperaturzunahme, die sich während des Aufbaustadiums bis in die Gesamttendenz durchsetzt (Abb. 4.32 b), die PV-Säule aufgebaut, welche daher ebenfalls im Reifestadium ihre Maximalwerte erreicht (vgl. Abb. 4.28 c). Zusätzlich ist die Ausprägung des Betrags des Wolkenschemas in der Wolkenbedeckung zu erkennen (vgl. Abb. 4.30), die bei nachlassender Bildung von Wolkenröpfchen ebenfalls nachlässt und damit zerfällt.

Der konvektive Term wirkt jeweils unterstützend zu Wolkenschema, auch er zeigt während des Aufbaus höhere Werte an als während des Zerfalls. Kleinskalige konvektive Wolkenbildung wird jedoch nicht nur innerhalb der Aufwindsäule, sondern auch daneben berechnet. So ergibt sich für das Aufbaustadium konvektive Bewölkung links neben der eigentlichen Aufwindsäule, in den beiden späteren Stadien wird kleinskalige Konvektion innerhalb der Niederschlagsgebiete ausgegeben.

4.4 Vergleich der beiden Fälle

Die Entwicklung der beiden Teile von TCS025 nach der Teilung nimmt einen unterschiedlichen Verlauf. Beiden gemeinsam ist eine starke konvektive Phase sowie die Wechselwirkung dabei mit einem naheliegenden Kaltlufttropfen. Der nördlichere Teil, in dieser Arbeit TSC025_NET genannt, zerfällt nahe der baroklinen Zone unter starkem Scherungseinfluss, während Teile von ihm über die barokline Zone in die mittleren Breiten gelangen. Dieser außertropische Übergang wäre unter die Kategorie einer außertropischen Umwandlung (ET) gefallen, wenn sich in der Folge ein Tiefdruckgebiet in den mittleren Breiten gebildet hätte. Durch einen zu großen Abstand zu dem benachbarten Kaltlufttropfen, der unterstützend auf die Entwicklung hätte wirken können, war die Wechselwirkung mit der baroklinen Zone nur schwach ausgeprägt. Andererseits bezeichnet ET im Normalfall den Vorgang der Umwandlung eines konvektiven Systems, das zuvor Taifunstärke erreicht hat, was hier nicht der Fall war.

Der südlichere Teil, TCS025_NTT, verstärkte sich in einer Phase, während der sich der nahe liegende Kaltlufttropfen weiter annäherte. Zu einer Überlagerung der beiden Systeme kam es im weiteren Verlauf nicht, sodass das konvektive System wieder zerfiel. Eine Überlagerung hätte zur Ausbildung eines Taifuns führen können, in diesem Fall hätte es sich durch die Beteiligung des Kaltlufttropfens als außertropische Komponente um eine tropische Umwandlung (TT) gehandelt.

4.4.1 Synoptische Entwicklung

Die Entwicklung der beiden Teilgebiete von TCS025 erfolgt nicht zur gleichen Zeit. Zunächst wird der nördlichere Teil näher betrachtet und für die weitere Untersuchung der Vorhersagelauf des 30. Augustes um 1200UTC herangezogen. Der entwicklungsrelevante Zeitraum zur Betrachtung des südlicheren Teiles wird mit dem Vorhersagelauf des 1. Septembers um 1200UTC abgedeckt.

Die Satellitenbilder zeigen für beide Systeme Entwicklung starker Bewölkung, die nach ihrer intensivsten Phase wieder zerfällt. Der Aufbau und Zerfall dieser Wolkenstruktur findet dabei in beiden Fällen innerhalb von 24 Stunden statt. Das System TCS025_NET befindet sich bei Beginn der Entwicklung bei etwa 33°N und 145°E und damit nordwestlicher als TCS025_NTT, dessen Position bei Beginn des betrachteten Laufes 35°N und 152°E beträgt. Der nördlichere Teil befindet sich dabei vor der Küste Japans, der südlichere Teil zu jeder Zeit über dem offenen Pazifik.

Beiden Systemen gemeinsam ist die benachbarte Lage zu jeweils einem Kaltlufttropfen. Diese Kaltlufttropfen wurden nacheinander zeitlich jeweils kurz vor Beginn der Läufe von einem sich ostwärts verlagernden Trog abgeschnürt und beeinflussen die jeweilige Entwicklung der konvektiven Systeme. Der erste Kaltlufttropfen bildet sich westlich von TCS025_NET. Die von ihm ausgehende vertikale Scherung beeinflusst die Zugbahn des konvektiven Systems und bringt zusätzlich dessen PV-Säule zum Kippen, was zum Zerfall des Systems führt. Der zweite Kaltlufttropfen nähert sich TCS025_NTT aus nordöstlicher Richtung an. Seine Scherung macht sich in der Ausbreitungsrichtung des Cirruschirms auf den Satellitenbildern bemerkbar, zum Kippen der PV-Säule des Systems führt sie jedoch nicht. Der Kaltluft-

tropfen und TCS025_NTT erreichen im weiteren Verlauf keinen genügend geringen Abstand um sich zu überlagern. Stattdessen lassen beide Gebilde in ihrer Intensität nach und TCS025_NTT zerfällt.

Zu Beginn der jeweils betrachteten Läufe sind beide Systeme als Bereich schwacher Vorticity auf den 850hPa-Karten zu erkennen. In unmittelbarer Nähe zu diesen Vorticitybereichen entwickeln sich starke Aufwindbereiche, die konvektive Bewölkung hervorrufen und zu der Ausbildung einer Vorticityanomalie führen, welche innerhalb weniger Stunden hohe Werte erreicht. Während im weiteren Verlauf die initiale Vorticity von TCS025_NTT mit dieser Vorticityanomalie ein gemeinsames Zentrum ausbildet, bleiben für TCS025_NET zwei eng beieinanderliegende Vorticitymaxima erhalten, die durch ihren geringen Abstand in ihrer weiteren Zugbahn eine sich gegenseitig umkreisende Komponente aufweisen.

Parallel zur Intensivierung des Vorticitymaximums ist in beiden Fällen die Ausbildung einer Zirkulation im Windfeld zu erkennen, die sich mit der Grundströmung überlagert und so zu unterschiedlichen Windstärken an den gegenüberliegenden Wirbelseiten führt. Den tiefsten Kerndruck weisen beide konvektiven Systeme zu einem späteren Zeitpunkt auf als die jeweils benachbarten Kaltlufttropfen. Dabei erreicht TCS025_NET einen niedrigeren Druck als TCS025_NTT während es sich bei den Kaltlufttropfen gegenteilig verhält.

Bereits die gemeinsame Darstellung der PV-Maxima in 850 und 500 hPa lassen bei TCS025_NET einen höheren Einfluss der vertikalen Scherung durch den Kaltlufttropfen vermuten als im anderen Fall. Dies wird in den betrachteten Vertikalschnitten durch diese beiden PV-Maxima bestätigt. Zwar macht sich bei TCS025_NTT 18 Stunden nach Initialisierung des Laufes ein leichter Versatz der Positionen der PV-Säule zwischen den oberen und den unteren Schichten bemerkbar (vgl. Abb. 4.28 d), im weiteren Verlauf zeigt sich jedoch wieder eine aufrechte Struktur der PV-Säule. Im Gegensatz dazu ist in der Entwicklung von TCS025_NTT nach ebenfalls 18 Stunden eine deutliche Neigung der PV-Säule zu erkennen (vgl. Abb. 4.11 c), im weiteren Verlauf entfernen sich hier die Maxima in den oberen und unteren Schichten immer mehr voneinander.

Der Aufbau der PV-Säulen erfolgt jeweils zeitlich versetzt zu der Ausbildung der hohen Aufwinde. So wird die PV-Säule mit den maximalen Werten kurz nach den maximalen Aufwinden ausgegeben. Diese zeitliche Folge ist bei TCS025_NET besonders deutlich zu erkennen (vgl. Abb. 4.11 c und Abb. 4.12 b). Erst die starke Konvektion mit starken Aufwinden kann über den Kondensationsprozess zu einer höheren potentiellen Temperatur führen, wodurch die Werte der PV ebenfalls ansteigen. Die maximal ausgeprägte PV-Säule kennzeichnet in beiden Fällen das Reifestadium des konvektiven Systems.

Zuvor wird in beiden Entwicklungsverläufen der Aufbau der Bewölkung wiedergegeben. Die Aufwindbereiche stimmen dabei gut mit der Wolkenbedeckung überein, Im Fall des TCS025_NTT ist dabei schon früh die Entstehung eines Cirrusschirmes zu erkennen, der bei TCS025_NET erst während des Reifestadiums ausgebildet wird. Die Entwicklung der PV-Säule kann hier auch besser nachvollzogen werden, da die Werte zunächst deutlich schwächer sind und im weiteren Verlauf einen stärkeren Anstieg als bei TCS025_NTT zeigen.

Auch das abschließenden Zerfallsstadium ist bei TCS025_NET wesentlich besser zu erkennen. Die Aufwinde sind sehr stark zurückgegangen, die Bewölkung zeigt Reste im oberen Bereich ohne Verbindung zu den bodennahen Schichten. Für die PV werden hohe Werte im oberen Bereich berechnet, jedoch liegt nur noch eine sehr schwache Verbindung zu den Resten der unteren Schicht vor, die sich zudem aufgrund des Scherungseinflusses in einem anderen Gebiet befinden. TCS025_NTT zeigt seinen Zerfall weniger deutlich. Ein Rückgang der Aufwinde ist hier ebenfalls zu erkennen, die Werte nehmen dabei jedoch deutlich weniger ab. Die PV-Säule hat zwar an Intensität verloren, ist jedoch weiterhin als aufrechte Säule zu erkennen. In der Bewölkung zeigt sich ein Abbau des Cirrusschirms, während durch die noch bestehenden Aufwinde wieder Bewölkung im Säulenbereich gebildet wird. Dieser Unterschied ergibt sich durch die weitere Entwicklung dieser beiden Systeme. Während TCS025_NET nach diesem Zerfall keine nennenswerten Aktivitäten mehr zeigt, folgt bei TCS025_NTT eine letzte, wenn auch kleine, Ausbildung von Konvektion, bevor das System endgültig zerfällt.

4.4.2 Unterschiede in den Tendenzen

Die unterschiedlichen Entwicklungen beider Systeme lassen auch unterschiedliche Ausprägungen der Tendenzterme von spezifischer Feuchte und Temperatur vermuten. Dies zeigt sich bereits beim Blick auf die Tendenzen des Aufbaustadiums. Zunächst weisen alle drei betrachteten Teilterme beider Größen höhere Maximalwerte bei TCS025_NTT auf (vgl. Abb. 4.14 und Abb. 4.31), in diesem System sind in diesem Stadium auch die höheren Vertikalwinde zu finden. Dies bedeutet eine stärkere Konvektion und damit auch höhere Tendenzbeiträge durch die verschiedenen Prozesse, welche hier zu einer erhöhten Änderungsrate führen. In der Summe hingegen ergeben sich nur für die Temperatur stärkere Beträge, während die der Feuchte zwischen beiden Fällen vergleichbar sind. Für beide betrachteten Systeme ergeben sich für das Aufbaustadium Feuchtezunahme und Erwärmung innerhalb des Aufwindgebietes. Durch die zeitigere Ausprägung des Cirrusschirms bei TCS025_NTT ergeben sich in diesem Bereich und dem darunter liegenden Niederschlagsgebiet weitere Tendenzen, die bei TCS025_NET noch fehlen. Einen weiteren Unterschied stellt der bodennahe Feuchterückgang durch horizontale Advektion im Fall des TCS025_NTT dar.

Während zum nächsten Stadium hin wiederum die Extremalwerte des TCS025_NTT höher sind, ist die Ausgabe von diesmal hauptsächlich negativen Werten in der Gesamttendenz beiden Systemen gemeinsam. Das Reifestadium weist sich hier durch geringer werdende Feuchte und Abkühlung im Zentrum des Systems aus. Bei TCS025_NTT kommt es weiterhin zu einer Überlagerung mit Feuchterückgang durch horizontale Advektion, diese Komponente fehlt im anderen Fall völlig. Die hohen Werte des Wolkenchemas bei TCS025_NTT deuten auf eine andauernde Bildung von Wolkenröpfchen und das Gefrieren von eben diesen hin, während sich die Wolkenbildung im Fall von TCS025_NET auf den Bereich des Cirrusschirms konzentriert. Tendenzen innerhalb dieses Schirms sind hier wiederum deutlicher ausgeprägt.

Während im Zerfallsstadium die Gesamttendenz des TCS025_NET keine nennenswerten Werte innerhalb des ehemaligen Zentrums aufweist, treten hier im Fall des TCS025_NTT sichtbare Bereiche zunehmender Feuchte und Temperatur auf. Diese Bereiche sind kleiner als im Aufbaustadium, eine Ähnlichkeit zwischen den beiden Stadien ist jedoch zu erkennen. Erklärbar ist dies durch eine weitere konvektive Entwicklung, die jedoch nicht mehr die Ausmaße des hier betrachteten Systems erreicht. Für TCS025_NET ist keinerlei weitere Entwicklung vorhergesagt, der Zerfall des Systems geht einher mit geringen Tendenzen. Dieser völlig unterschiedliche weitere Verlauf zeigt sich vor allem auch im Wolkenschema, dass für TCS025_NET nur Werte im Bereich des restlichen Cirrusschirms und im darunterliegenden Niederschlagsgebiet zeigt, während für TCS025_NTT kein Cirrusschirm zu sehen ist, dafür aber im Bereich der PV-Säule erneute Kondensation zur Bildung entsprechender Tendenzen und von Wolken führt. Den größten Beitrag bringt in diesem Stadium für die Gesamttendenz von TCS025_NET ein Gebiet horizontaler Advektion, welches trockene und warme Luft heranzführt. In ähnlicher Stärke wird dies auch im Zusammenhang mit TCS025_NTT beobachtet.

In beiden Systemen zeigt das Aufbaustadium die Zunahme sowohl der spezifischen Feuchte als auch der Temperatur im Zentrum des sich entwickelnden konvektiven Systems, während im Reifestadium ein gegenläufiger Trend zu beobachten ist. Zerfällt das System wie im Fall von TCS025_NET vollständig, so ergeben sich keine nennenswerten Tendenzen mehr. Folgt ein erneuter Aufbau von Konvektion, wie bei TCS025_NTT, so zeigen sich wiederum positive Werte.

5 Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurden zwei konvektive Systeme im ECMWF Vorhersagemodell untersucht, von denen das eine Potential zu einer außertropischen und das andere Potential zu einer tropischen Umwandlung zeigte. Die Entwicklung beider Systeme konnte im Rahmen der T-PARC Messkampagne 2008 beobachtet werden, sie entstanden durch die Teilung eines innerhalb der Kampagne TCS025 genannten konvektiven Systems.

Eines der Teilsysteme wanderte nach der Teilung nordwärts in Richtung der mittleren Breiten. Das System, welches nordöstlich eines Kaltlufttropfens lag, schien im Begriff eine Wechselwirkung mit der baroklinen Zone durchzuführen, die zur Bildung eines außertropischen Tiefdruckgebietes hätte führen können. Die Wechselwirkung blieb jedoch gering, das konvektive System zerfiel. Aufgrund der Ähnlichkeit der Entwicklung mit dem Vorgang einer außertropischen Umwandlung wurde dieses Teilsystem in dieser Arbeit TCS025_NET genannt.

Das zweite Teilsystem verblieb weiter südlich und befand sich ebenfalls in der Nähe eines Kaltlufttropfens. Mit diesem als außertropischem Vorgänger hätte es sich bei einer Weiterentwicklung bis zum tropischen Sturm um eine tropische Umwandlung gehandelt. Da diese Entwicklung ebenfalls nicht erfolgte, wurde dieses zweite Teilsystem innerhalb der Arbeit als TCS025_NTT bezeichnet.

Als Datenbasis diente der YOTC-Datensatz, innerhalb dessen im Abstand von zwölf Stunden ein Vorhersagelauf des ECMWF-Modells zur Verfügung stand. Bei diesen Läufen wurden erstmals die Tendenzen der spezifischen Feuchte und der Temperatur aufgespalten in verschiedene Teilprozesse berechnet. Im Rahmen dieser Arbeit wurde untersucht, in wie weit diese neuartigen Größen die Prozesse innerhalb eines konvektiven Systems repräsentieren.

Für die Untersuchung beider Fälle wurden vom ECMWF-Modell berechnete Vorhersageläufe mit den Analyserechnungen sowie den realen Satellitenbildern verglichen. Zunächst wurde die synoptische Lage betrachtet. Der Vergleich dieser simulierten Satellitenbilder aus der Vorhersage mit den realen Infrarotaufnahmen zeigte in Bezug auf die Position der konvektiven Systeme und ihre Entwicklung eine gute Übereinstimmung. Die Ausdehnung der jeweiligen Wolkenoberflächen wurden in den Simulationen generell deutlich überschätzt. Diese Überschätzung ist ebenfalls in den simulierten Satellitenbildern der Analysen zu erkennen. Hier ist im Vergleich zwischen Vorhersage und Analyse, neben kleineren Unterschieden in den Positionen der verschiedenen Bewölkungsstrukturen, als Fehler die verzögerte Berechnung der Bewölkung von TCS025_NET in der Vorhersage zu nennen. Die Untersuchung der anderen relevanten Größen zeigte nur geringe Abweichungen zwischen Analyse und Vorhersage, sodass die Läufe insgesamt als repräsentativ für den realen Ablauf gelten können.

Für die Positionsangaben von TCS025_NET und TCS025_NTT wurde die Lage der Vorticity-Maxima auf 850 hPa verwendet. Die Entwicklung dieser Maxima sowie der Verikalgeschwindigkeit in gleicher Höhe gaben erste Aufschlüsse über die Stärke der Systeme. Über das Geopotential in den oberen Schichten war die Lage der Kaltlufttropfen relativ zu den konvektiven Systemen gut zu erkennen. Ein Blick auf die Ausbreitung der Bewölkung stand über simulierte Satellitenbilder zu Verfügung.

Um das Geschehen unter der Wolkendecke näher zu betrachten, wurden Vertikalschnitte durch die konvektiven Systeme gelegt. Ausschlaggebend für deren Position war die Lage der Vorticity-Maxima in den unteren und mittleren Schichten. Mittels dieser Vertikalschnitte ließen sich Ort und Stärke der konvektiven Aufwinde darstellen sowie der damit verbundene Aufbau einer Säule potentieller Vorticity und die Gebiete, in denen sich Bewölkung ergab. In beiden Fällen ließ sich so eine Entwicklung vom Aufbau konvektiver Bewölkung über das Reifestadium mit einer maximal ausgeprägten PV-Säule bishin zum Zerfall des Systems mit nachlassenden Vertikalwinden zeigen.

Zusammen mit den zuvor betrachteten horizontalen Darstellungen ließ sich somit auf die Gründe des Zerfalls schließen. Eine Intensivierung der konvektiven Systeme durch Überlagerung mit den Kaltlufttropfen scheiterte an der Entfernung, die beide während des beobachteten Zeitraumes von den Kaltlufttropfen hatten. Eine negative Beeinflussung durch vertikale Scherung, die sich aus der mit den Kaltlufttropfen einhergehenden Strömung ergab, zeigte sich vor allem im Fall des TCS025_NET. Nach Ausbildung der PV-Säule mit maximalen Werten bildete diese eine geneigte Achse aus, die Konvektion konnte unter diesen Bedingungen nicht aufrecht erhalten werden und das System zerfiel. Zudem war die Lage von TCS025_NET inmitten eines Rückens sehr ungünstig für einen außertropischen Übergang, da die Entfernung zu den mittleren Breiten und dem stromaufwärtigen Trog dadurch ebenfalls sehr groß ausfiel.

In dem Fall von TCS025_NTT hätte die leichte vertikale Windscherung, die von dem nahen Kaltlufttropfen ausging, bei geringerer Entfernung zu einer Organisation des Systems führen können. Aufgrund der Entfernung des konvektiven Systems blieb eine Organisation jedoch aus.

Zum näheren Verständnis der Vorgänge innerhalb der Systeme wurden die Tendenzen der spezifischen Feuchte und der Temperatur näher untersucht. Neben der Gesamttendenz über jeweils einen Abschnitt von 3 Stunden wurden die Beiträge der Teilterme zur Tendenz betrachtet. Im Einzelnen handelt es sich dabei um die Beiträge dynamischen Ursprungs, die des Wolkenschemas und die des Konvektionsschemas. Weitere Beiträge wurden vernachlässigt, da die Werte vergleichsweise geringe waren.

Die jeweils für die Untersuchung der beiden Fälle ausgewählten Läufe deckten die drei Entwicklungsstadien des Aufbaus, der Reife und des Zerfalls der konvektiven Systeme ab. Innerhalb dieser drei Stadien wurden die Teiltendenzen gegenübergestellt und mit der Gesamttendenz verglichen. Die größten Beiträge lieferten demnach der dynamische Term und der Term des Wolkenschemas. Eine untergeordnete Rolle spielten die Terme des Konvektionsschemas.

Die dynamische Teiltendenz lieferte durch konvektive Aufwinde und damit verbundene diabatische Abkühlung einen negativen Beitrag zur Temperaturtendenz, während die Dichteänderung mit der Höhe

sich positiv auf die Feuchtetendenz auswirkte. Die Beiträge erreichen ihre Extrema während des Reifestadiums und verringern sich anschließend konsistent zu den schwächer werdenden Aufwinden.

Gleiches lässt sich für das Wolkenschema sagen. Hier ergibt sich einerseits durch Kondensation eine Feuchteabnahme und eine Erwärmung, die sich negativ auf die Feuchtetendenz und positiv auf die der Temperatur auswirken. Abkühlung und Feuchtezunahme durch Verdunstung in den Niederschlagsgebieten wird in den wolkenärmeren Gebieten beziehungsweise unterhalb der Bewölkung gezeigt. Die Wolkenbildung findet abgeleitet von diesen Tendenzen maximal im Reifestadium statt und sinkt danach deutlich ab.

Von den betrachteten drei Teiltendenzen liefert der Beitrag des Konvektionsschemas die kleinsten Werte. Neben den mit kleinskaliger Wolkenbildung verbundenen Aufwindbereichen werden hier auch kleinskalige Abwinde berechnet. Vergleicht man die Beiträge dieses Schemas, die für die beiden Systeme berechnet werden, ist ein unterschiedlicher Verlauf zu erkennen. Auch sind die Unterschiede der Werte zwischen den einzelnen Stadien nicht besonders hoch. Eine Ursache dafür könnte sein, dass im Aufbaustadium die Wolkenbildung den größeren Teil ausmacht und im Zerfallsstadium die Abwinde.

In dieser Arbeit wurde somit gezeigt, dass die Teiltendenzen die Prozesse innerhalb eines konvektiven Systems gut wiedergeben und sich dessen Entwicklungsverlauf in der Ausprägung der verschiedenen Teiltendenzen widerspiegelt. Zudem wird durch die dynamischen Teiltendenzen deutlich, dass Horizontaladvektion zu abnehmenden Tendenzen der Feuchte führt und damit einen weiteren Faktor für den Zerfall der Systeme darstellt, da im Reife- und Abbaustadium negative Beiträge in der Feuchtetendenz überwiegen.

In der Summe zeigt sich im Aufbaustadium Feuchtigkeitszunahme, was günstig für eine weitere konvektive Entwicklung ist. Vor allem im Fall des TCS025_NET wird die Reduktion des Feuchtenachschubs ab dem Reifestadium deutlich. Ohne diesen Feuchtenachschub kommt es zum Zerfall des konvektiven Systems. Sowohl die Gesamtsumme der spezifischen Feuchte als auch der Temperatur zeigen kleinskaligere Strukturen. Dieses komplexere Muster der Tendenzen kann das Modell beeinflussen und zu Fehlern führen.

Die Darstellung der Tendenzen als gemittelte Werte über eine Box, die das jeweilige konvektive System umschließt, zeigte eine gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Vertikalschnitte. Das bedeutet, dass mit der Wahl eines Schnittes durch die Vorticity-Maxima in den unteren und mittleren Breiten ein Bereich näher untersucht wurde, der repräsentativ für die unmittelbare Umgebung ist.

Obwohl durch die Betrachtung von nur zwei Fällen die Ergebnisse nicht repräsentativ sind für alle anderen konvektiven Systeme, zeigt diese Arbeit durchaus, dass die berechneten Tendenzen wesentlich zum Verständnis der verschiedenen physikalischen Prozesse innerhalb des Lebenslaufes eines konvektiven Systems beitragen können. Außer der weiteren Untersuchung verschiedener konvektiver Systeme kann auch die Betrachtung von konvektiven Systemen, die sich zu tropischen Wirbelstürmen entwickeln, helfen, die Faktoren besser zu verstehen, die ein konvektives System zerfallen oder zu einem starken Wirbelsturm werden lassen. Dieses Verständnis führt schlussendlich zu der Möglichkeit einer besseren

Darstellung der atmosphärischen Abläufe innerhalb von Modellen und trägt damit zur Verbesserung der Vorhersagegüte bei.

6 Literaturverzeichnis

- Beljaars, A. C. M., A. R. Brown und N. Wood (2004). A new parametrization of turbulent orographic form drag. *Quart. J. R. Met. Soc.* 130, 1327–1347.
- BOM (2011). Multi-functional transport satellites. Website of Australian Government, Bureau of Meteorology. Available online at <http://www.bom.gov.au/australia/satellite/mtsats.html> visited on July 13th 2011.
- Chan, J. C. L. und A. C. K. Law (1995). The interaction of binary vortices in a barotropic model. *Meteorol. Atmos. Phys.* 56, 135–155.
- Davis, C. A. und L. F. Bosart (2004). The TT problem. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1657–1662.
- ECMWF (2009). *IFS Documentation - Cy33r1*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
- Emanuel, K. (2000). Quasi-equilibrium thinking. *General Circulation Model Development*. Academic Press, 225–255.
- Harr, P. A. und S. C. Jones (2011). *The THORPEX Pacific Asian Regional Campaign (T-PARC) and Affiliated Programs*.
- Hart, R. E. und J. L. Evans (2001). A climatology of the extratropical transition of atlantic tropical cyclones. *J. Climate* 14, 546–564.
- Holton, J. R. (1985). *An Introduction to Dynamik Meteorology*. Elsevier Academic Press.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre und A. W. Robertson (1985). On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. R. Met. Soc.* 111, 877–946.
- Houze, R. A. (2004). Mesoscale convective systems. *Rev. Geophys.* 42, 1–43.
- Hulme, A. L. und J. E. Martin (2009). Synoptic- and frontal-scale influences on tropical transition events in the atlantic basin. part i: A six-case survey. *Mon. Weather Rev.* 137, 3605–3625.
- Jones, S. C., P. A. Harr, J. Abraham, L. F. Bosart, P. J. Bowyer, J. L. Evans, D. E. Hanley, B. N. Hanstrum, R. E. Hart, F. Lalauette, M. R. Sinclair, R. K. Smith und C. Thorncraft (2003). The extratropical transition of tropical cyclones: Forecast challenges, current understanding, and future directions. *Wea. Forecasting* 18, 1052–1092.

- Köhler, M. (2005). Improved prediction of boundary layer clouds. *ECMWF Newsletter 104*, 18–22.
- Klein, P. M., P. A. Harr und R. L. Elsberry (2000). Extratropical transition of western north pacific tropical cyclones: An overview and conceptual model of the transformation stage. *Wea. Forecasting 15*, 373–395.
- McTaggart-Cowan, R., G. D. Dane, L. F. Bosart, C. A. Davis und T. J. Galarneau (2008). Climatology of tropical cyclogenesis in the north atlantic (1948-2004). *Mon. Wea. Rev. 136*, 1284–1304.
- Merrill, R. T. (1993). Tropical cyclone structure. global guide to tropical cyclone forecasting. *WMO/TD-No. 560, Rep. TCP-31, World Meteorological Organisation, Geneva, Switzerland*, 2.1–2.60.
- Narita, D., R. S. J. Tol und D. Anthoff (2009). Damage costs of climate change through intensification of tropical cyclone activities: An application of fund. *Clim. Res. 39*, 87–97.
- Parsons, D., I. Szunyogh und P. Harr (2006). *Scientific Program Overview THORPEX Pacific-Asian Regional Campaign (T-PARC)*. Executive Summary.
- Raymond, D. J. und C. L. Carillo (2011). The vorticity budget of developing typhoon nuri (2008). *Atmos. Chem. Phys. 11*, 147–163.
- Simmons, A. J. und D. M. Burridge (1981). An energy and angular momentum conserving vertical finite difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Mon. Weather Rev. 109*, 758–766.
- Sundqvist, H. (1978). A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quart. J. R. Met. Soc 104*, 677–690.
- T-PARC/TCS-08 (2008). *Operations Plan*. Draft.
- Tiedtke, M. (1989). A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Weather Rev. 117*, 1779–1800.
- Tiedtke, M. (1993). Representation of clouds in large-scale models. *Mon. Weather Rev. 121*, 3040–3061.
- Tory, K. J. und W. M. Frank (2010). Tropical cyclone formation. *Global Perspectives on Tropical Cyclones*. World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., 55–91.
- Waliser, D. und M. Moncrieff (2008). *The YOTC Science Plan*. WMO/TD-No. 1452.
- Waliser, D. E., M. Moncrieff, D. Burridge, A. H. Fink, D. Gochis, B. N. Goswami, B. Guan, P. Harr, J. Heming, H.-H. Hsu, C. Jakob, M. Janiga, R. Johnson, S. C. Jones, P. Knippertz, J. Marengo, H. Nguyen, M. Pope, Y. Serra, C. Thorncroft, M. Wheeler, R. Wood und S. Yuter (2011). The year of tropical convection (may 2008 to april 2010): Climate variability and weather highlights. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* Submitted with revision July 2011.

Wood, N. und P. J. Mason (1993). The pressure force induced by neutral, turbulent flow over low hills.
Quart. J. R. Met. Soc. 119, 1233–1267.

Danksagung

Ganz herzlich möchte ich mich bei Frau Prof. Dr. Sarah Jones für die Möglichkeit dieser Diplomarbeit und die Betreuung bedanken. Herrn Prof. Dr. Beheng danke ich für die freundliche Übernahme des Korreferats.

Bei allen Mitarbeitern der Arbeitsgruppe bedanke ich mich für die freundliche Atmosphäre sowie Leonhard Scheck und Christian Grams dafür, dass sie mir einige ihrer Programme zur Verfügung gestellt haben, Juliane Schwendike für gemeinsame Interpretationsversuche der Tendenzterme und Simon Lang für das geduldige Besorgen der benötigten Daten. Ganz besonders möchte ich mich bei Doris Anwender bedanken, die mir in den letzten Woche stets mit Rat und Tat zur Seite stand.

Meinen Mitstreitern im Diplomandenraum danke ich für die nette gemeinsame Arbeitszeit und möchte ihnen gutes Gelingen bei der Fertigstellung ihrer Arbeiten wünschen. Vor allem aber danke ich meinen Eltern und meiner Familie für jegliche Unterstützung während meines Studiums.

Erklärung

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

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

Karlsruhe, den 21. September 2011

Janina Badey