

---

**Numerische Experimente zur  
Untersuchung der Wechselwirkung einer  
Tropischen Zyklone mit einem  
außertropischen Tiefdruckgebiet**

Helga Weindl

---



München 2007



---

**Numerische Experimente zur  
Untersuchung der Wechselwirkung einer  
Tropischen Zyklone mit einem  
außertropischen Tiefdruckgebiet**

**Helga Weindl**

---

Dissertation  
am Department für Physik  
der Ludwig-Maximilians-Universität  
München

vorgelegt von

Helga Weindl

aus Vilsbiburg

München, den 09.07.2007

Erstgutachter: Prof. Roger K. Smith

Zweitgutachter: Prof. Sarah C. Jones

Tag der mündlichen Prüfung: 26.10.2007

# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>iii</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Der Literaturüberblick</b>	<b>5</b>
2.1 Grundlagen und Transformationsphase . . . . .	5
2.1.1 Grundlagen von „Extratropical Transition“ . . . . .	5
2.1.2 Die Transformationsphase . . . . .	8
2.2 Die Reintensivierung . . . . .	10
2.2.1 Einige Fallstudien und deren Ergebnisse . . . . .	10
2.2.2 Einfluss der Lage der Tropischen Zyklone relativ zur baroklinen Welle . .	14
2.3 Die Bedeutung der PV für ET . . . . .	17
<b>3 Das Modell und die Initialisierung</b>	<b>19</b>
3.1 Das Modell . . . . .	19
3.2 Die Initialisierung . . . . .	24
<b>4 Die Ergebnisse</b>	<b>29</b>
4.1 Referenzläufe ohne hurrikan-ähnlichen Wirbel . . . . .	29
4.1.1 Der zyklonale Fall . . . . .	29

---

4.1.2	Der antizyklonale Fall . . . . .	34
4.2	Die Wechselwirkung mit einer sich entwickelnden, baroklinen Welle . . . . .	39
4.2.1	Der zyklonale Fall . . . . .	41
4.2.2	Der antizyklonale Fall . . . . .	51
4.2.3	Entwicklung der baroklinen Welle durch die verschiedenen Störungen . .	62
4.3	Die Wechselwirkung mit einer bereits entwickelten Welle . . . . .	66
4.3.1	Der zyklonale Fall . . . . .	68
4.3.2	Der antizyklonale Fall . . . . .	78
<b>5</b>	<b>Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>87</b>
<b>A</b>	<b>Nachweis der Erhaltung der kinetischen Energie der verwendeten Gleichungen</b>	<b>91</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>93</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>98</b>

## Zusammenfassung

Tropische Zyklonen, die aus den Tropen in höhere Breiten kommen, wechselwirken dort oft mit einem außertropischen Tiefdruckgebiet. Das daraus entstandene System kann sich infolge der Wechselwirkung nochmals verstärken und hohe Windgeschwindigkeiten und starke Niederschläge in den mittleren Breiten hervorrufen, die normalerweise von solchen Wetterextremen nur selten bedroht sind. Gerade solche Ereignisse gehen oft mit erheblichen Vorhersagefehlern einher und das, obwohl hier eine verlässliche Vorhersage aufgrund der heftigen Wettererscheinungen sehr wichtig wäre. Ein besseres Verständnis der zugrunde liegenden Dynamik könnte helfen diese Vorhersagen zu verbessern.

Hier wurden idealisierte, numerische Experimente durchgeführt, erstens um herauszufinden, ob ein hurrikan-ähnlicher Wirbel die barokline Entwicklung entscheidend beeinflussen oder sogar auslösen kann. Dazu wurde der Tropische Wirbelsturm zu verschiedenen Zeitpunkten eingesetzt, zum einen zu einem Zeitpunkt bei dem die barokline Welle gerade initialisiert wird, zum anderen zu einem reiferen Entwicklungsstadium der baroklinen Welle. Zweitens wurden die Anfangspositionen des Hurrikans variiert, um zu untersuchen, wie die Lage des tropischen Systems relativ zur Welle deren zukünftige Entwicklung verändert. Alle Experimente wurden mit dem zyklonalen und antizyklonalen Entwicklungsmuster einer baroklinen Welle durchgeführt.

Kommt der Tropische Wirbelsturm in eine fast ungestörte, barokline Umgebung, hatte er in diesen numerischen Experimenten einen erheblichen Anteil an der Entwicklung der Welle. Bei einem späteren Zeitpunkt war dies nicht der Fall. Außerdem stellte sich heraus, dass kleine Änderungen der Lage von Hurrikan relativ zur baroklinen Welle die Entwicklung entscheidend beeinflussen können. Eine hinreichend genaue Kenntnis der Position des Hurrikans und der baroklinen Welle ist nötig, um eine korrekte Vorhersage machen zu können. Eine wichtige Rolle, ob nach der Wechselwirkung eine Verstärkung stattfindet, scheinen die Größenverhältnisse zu spielen. Beim zyklonalen Entwicklungsmuster hat sich ein relativ großskaliger Trog entwickelt, bei dem keine Verstärkung auftrat nach der Wechselwirkung. Durch das typische Ausdünnen des Troges im antizyklonalen Fall hatte der Trog in etwa die gleiche Größenordnung wie der Hurrikan und es gab eine Verstärkung nach der Wechselwirkung.



# Kapitel 1

## Einleitung

In den Medien und in der Öffentlichkeit ist die Gefahr, die von Tropischen Zyklonen wie z. B. Hurrikane und Taifune ausgeht, seit längeren bekannt. Insbesondere dann, wenn eine Industrienation wie die USA oder Japan unmittelbar betroffen ist. Aber nicht nur das Medieninteresse sinkt, sobald eine Tropische Zyklone Richtung mittlere Breiten wandert, dort auf eine kühlere Meeresoberflächentemperatur trifft und deswegen an Intensität verliert. Den meisten Leuten ist nicht bewußt, dass ein ex-tropischer Wirbelsturm noch Sachschäden verursachen oder sogar Leben kosten kann in Regionen, in denen normalerweise keine tropischen Systeme vorkommen. Nachdem eine Tropische Zyklone in die barokline Umgebung der mittleren Breiten gekommen ist, passt sich der tropische Wirbelsturm allmählich den veränderten Umgebungsbedingungen an und verändert seine Erscheinung auf dem Satellitenbild. Oft wechselwirkt das tropische System mit einem Tiefdruckgebiet der mittleren Breiten und kann sich dadurch als außertropisches Tief nochmal verstärken. Diese so entstandenen Tiefdruckgebiete aus ehemaligen Tropischen Zyklonen können orkanartige Windstärken und heftige Niederschläge in den mittleren Breiten verursachen. So hat der tropische Sturm Agnes (1972; Bosart und Dean, 1991) durch massive Überschwemmungen in Nordamerika erhebliche volkswirtschaftliche Schäden verursacht und mehr als 100 Personen das Leben gekostet (Bosart und Dean, 1991; Blake *et al.*, 2006). Beim außertropischen Übergang vom tropischen Sturm Janis (1995) wurden mindestens 45 Menschen getötet und über 22000 betroffene Einwohner Koreas obdachlos (JTWC, 1995; Jones *et al.*, 2003). In der neuseeländischen Hauptstadt Wellington wurden bei einem außertropischen Übergang eine Windgeschwindigkeit von  $75 \text{ m s}^{-1}$  (Hill, 1970) gemessen und im Zusammen-

hang mit dem Übergang von Zyklon Bola, ebenfalls in Neuseeland, mehr als 900 mm Niederschlag (Sinclair, 1993b) festgestellt. Selbst Europa wurde von einem außertropischen Übergang des Hurrikan Lili (1996) nicht verschont, welcher Ursache für sieben Tote (Jones *et al.*, 2003; Browning *et al.*, 1998 und 2000) und volkswirtschaftlicher Schäden in Höhe von USD 300 Mio (Münchener Rückversicherung, 2007) war.

Dieser kurze Auszug von Schadensereignissen im Zusammenhang mit dem außertropischen Übergang von Tropischen Zyklonen gibt einen Hinweis darauf, dass in fast jedem ozeanischen Becken, in dem Tropische Zyklonen entstehen, auch außertropische Übergänge stattfinden. Lediglich im Nordostpazifik sind die synoptischen Bedingungen aufgrund des starken, subtropischen Hochs selten entsprechend, um den außertropischen Übergang zu erlauben und auch im südostindischen Ozean findet dieser Übergang nur selten statt (Jones *et al.*, 2003). Eine Ausnahme für einen außertropischen Übergang im Nordostpazifik ist Hurrikan Lester (1992), bei dem der außertropische Übergang nach Erreichen der Landfläche im Nordwesten von Mexiko stattfand. Auf seiner Zugbahn von Arizona/New Mexiko nordostwärts durch Colorado und Nebraska bewirkte er sehr beachtlichen Niederschlag von mehr als 60 mm, was für die Monsunsaison im Südwesten der USA das größte, einzelne Niederschlagsereignis seit 1948 bedeutete (Dickinson *et al.*, 2004). Die höchste Anzahl von außertropischen Übergängen findet sich im Nordwestpazifik, da hier die meisten Tropischen Zyklonen entstehen, während der relative Anteil von Übergängen im Nordatlantik mit 46 % am höchsten ist (Hart und Evans, 2001). In Bezug auf Sach- und Personenschäden sind in erster Linie die jeweiligen Küstenregionen von Bedeutung, wie z. B. im Atlantik der Nordosten der USA und Kanadas mit ein - zwei Stürmen pro Jahr und Westeuropa mit einem Sturm in ein - zwei Jahren (Hart und Evans, 2001). Durch diese Tatsache ist die Finanz- und Versicherungsindustrie in den letzten Jahren auf dieses Phänomen aufmerksam geworden, da die Küsten erhebliches Schadenpotential besitzen. Nach Hart und Evans (2001) findet der atlantische Übergang von Tropischen Zyklonen insgesamt zwischen 24 und 55 Grad nördlicher Breite statt mit einer deutlichen Spitze zwischen den Breitengraden 35 und 45.

Hart und Evans (2001) haben für den Nordatlantik auch gezeigt, dass, wenn ein Übergang einer Tropischen Zyklone in ein außertropisches Tiefdruckgebiet stattfindet, sich die so entstandenen Systeme entweder vertiefen oder abschwächen können. Über die Hälfte der Systeme, die

einen außertropischen Übergang machen, insgesamt 51 %, verstärken sich. Sowohl schwache als auch starke Hurrikane können sich bei ihrem außertropischen Übergang wieder verstärken, jedoch müssen die schwächeren Zyklonen zeitlich früher auf eine günstige, barokline Umgebung stoßen.

Die korrekte Vorhersage des Überganges einer Tropischen Zyklone mit einem außertropischen Tiefdruckgebiet stellt eine große Herausforderung für jedes numerische Modell dar. Zum einen ist es besonders schwierig die genaue Zugbahn der Tropischen Zyklone zu bestimmen, da die Zyklone aufgrund der Annäherung an den Strahlstrom in den mittleren Breiten beschleunigt. Zum anderen impliziert die Wechselwirkung der relativ kleinskaligen Tropischen Zyklone mit einem System der mittleren Breiten sehr komplexe, physikalische Vorgänge, die die Qualität der numerischen, mittelfristigen Wettervorhersage stromabwärts einer Tropischen Zyklone deutlich verschlechtern. Vorhersagefehler, die mit einer nicht korrekten Lage zwischen Tropischer Zyklone und dem außertropischen System während der Phase des Übergangs in Zusammenhang stehen, bedingen oft sehr große Positions- und Intensitätsfehler, v.a. dann, wenn sich die abschwächende Tropische Zyklone in Zusammenhang mit dem Tiefdruckgebiet der mittleren Breiten wieder verstärkt.

Ein Beispiel für eine inkorrekte Intensitätsvorhersage war Hurrikan Lili (1996), dessen Verstärkung als außertropisches System, wahrscheinlich aufgrund einer falsch vorhergesagten Position der Tropopausenfalte, mit der Lili wechselwirkte (Browning *et al.*, 1998 und 2000), weder im Modell des "U.K. Meteorological Office (UKMO)" noch im Modell des "European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)" richtig wiedergegeben wurde. Ein anderes Beispiel ist die Vorhersage des "Navy Operational Global Atmospheric Prediction System (NOGAPS)" bei dem außertropischen Übergang von Taifun David (1997). Die Vorhersage vom 16. September 00:00 Uhr (UTC) zeigt in den ersten 72 h, in denen Taifun David eine Tropische Zyklone blieb, eine relativ korrekte Vorhersage, sowohl in seiner Position als auch seiner Intensität (Jones *et al.*, 2003; Klein *et al.*, 2000). Danach jedoch beschleunigte David rapide über dem Nordwestpazifik und wandelte sich in ein außertropisches Tiefdruckgebiet um. In der obigen Vorhersage von NOGAPS blieb Taifun David jedoch nach 72 h als Tropischer Zyklon über Japan stehen und machte keinen außertropischen Übergang, was einen enormen Positionsfehler in der Vorhersage bedeutete. Auch Hurrikan Alberto (2000) ist ein Beispiel für eine inkorrekte

Positionsvorhersage. Die offiziellen Vorhersagen des amerikanischen, tropischen Wetterdienstes, des National Hurricane Centers (NHC) in Miami, von Alberto am 11. und 12. August 2000 beinhalteten in fünf aufeinanderfolgenden 72 h-Vorhersagen einen Positionsfehler von jeweils mehr als 1000 km, darunter einmal sogar mehr als 1700 km (Beven, 2000). Der Grund für diese enorme Abweichung ist, dass die offizielle Vorhersage eine Bahn Richtung West-Nordwesten beinhaltete, während der Hurrikan nach Süden abdrehte, sich nochmal verstärkte und erst im weiteren Verlauf einen außertropischen Übergang machte.

Damit die nationalen Wetterdienste in der Lage sind, die dringend benötigten Warnungen für den Fall einer Verstärkung im Zusammenhang mit der Wechselwirkung einer Tropischen Zyklone mit einem außertropischen Tiefdruckgebiet an die Bevölkerung auszugeben, muss die mittelfristige Wettervorhersage bei einem außertropischen Übergang entscheidend verbessert werden. Ein grundlegendes Verständnis der dynamischen Prozesse, die bei solch einer Wechselwirkung eine Rolle spielen, ist dafür von entscheidender Bedeutung. Gerade die relative Lage der Tropischen Zyklone zu einer baroklinen Welle scheint beim außertropischen Übergang eine wesentliche Rolle zu spielen. In dieser Arbeit soll der Einfluß der Anfangslage der Tropischen Zyklone relativ zu einer baroklinen Welle mit Hilfe eines rein dynamischen Modells untersucht werden. Daneben soll der Einfluß des Reifestadiums der baroklinen Welle bei der Wechselwirkung des tropischen mit dem außertropischen System gezeigt werden.

Die Arbeit gliedert sich wie folgt. Kapitel 2 zeigt einen kurzen Überblick zur vorhandenen Literatur. Das numerische Modell, das hier verwendet wird, wird in Kapitel 3 beschrieben. In Kapitel 4 werden die Ergebnisse meiner numerischen Simulationen beschrieben und in Kapitel 5 zusammengefasst.

# Kapitel 2

## Der Literaturüberblick

### 2.1 Grundlagen und Transformationsphase

Der Übergang einer Tropischen Zyklone in ein außertropisches Tiefdruckgebiet wird in der englischsprachigen Literatur gemeinhin als „Extratropical Transition“ bezeichnet. Da dieser Ausdruck kürzer und prägnanter den zu beschreibenden Sachverhalt wiedergibt, werde ich im Folgenden auch von „Extratropical Transition“ oder auch kurz von „ET“ sprechen.

#### 2.1.1 Grundlagen von „Extratropical Transition“

„Extratropical Transition“ ist ein fließender Prozeß, bei dem ein Tropischer Zyklon seine tropischen Eigenschaften verliert und sich dem Erscheinungsbild und Charakteristika eines außertropischen Tiefdruckgebiets angleicht (Jones *et al.*, 2003). Diese Veränderungen finden aufgrund der veränderten Umgebung statt, in der sich die Tropische Zyklone auf seiner polwärts gerichteten Zugbahn begibt. Diese veränderte Umgebung äußert sich in folgenden Eigenschaften (Jones *et al.*, 2003):

- Größere Baroklinität
- Erhöhte vertikale Scherung des horizontalen Windes
- Meridionale Feuchtigkeitsgradienten

- Verringerte Oberflächentemperatur des Ozeans
- Verstärkter Gradient der Oberflächentemperatur des Ozeans (z.B. infolge des Golfstroms)
- Größerer Coriolisparameter

Es ist möglich, dass der Tropische Wirbelsturm in die Nähe eines Trogens in oberen Schichten oder eines ausgereiften außertropischen Tiefdruckgebiets kommt und mit diesem wechselwirkt.

Bei der Interaktion mit der baroklinen Umgebung der mittleren Breiten verändert sich das Erscheinungsbild der Tropischen Zyklone grundlegend (Palmén, 1958; Muramatsu, 1985; Foley und Hanstrum, 1994; Klein *et al.*, 2000). Sobald die Tropische Zyklone auf eine barokline Zone trifft, beginnt die Tropische Zyklone mit den Änderungen in der Umgebung in Wechselwirkung zu treten. Diese Veränderung geht oft einher mit einer Beschleunigung der Translationsbewegung des tropischen Sturms (Jones *et al.*, 2003). Nach Jones *et al.* (2003) sind diese Veränderungen gut zu beobachten in der Struktur der Tropischen Zyklone von einer typisch axialsymmetrischen Wolkenverteilung zu einer asymmetrischen Verteilung von Wind, Wolken, Temperatur, Niederschlag, Konvektion und Bodenflüssen. Ein Strahlstrom der höheren Atmosphäre kann sich nördlich bzw. östlich vom Zentrum befinden, in dem warme Frontogenese stattfindet (Klein *et al.*, 2000; Sinclair, 1993a,b und 2002).

Klein *et al.* (2000) hat den Verlauf von „Extratropical Transition“ anhand von 30 Fallstudien im Nordwestpazifik untersucht. Er hat dabei festgestellt, dass in praktisch allen Fällen ET auf ähnliche Weise abläuft. Dieser Verlauf von ET wurde in zwei Phasen eingeteilt, der Transformationsphase und der Reintensivierungsphase. Durch Eindringen von trockener Luft im westlichen Quadranten und warmer, feuchter Luft im östlichen Quadranten wird das symmetrische Wolkenbild zerstört. Seiner Definition nach ist dies der Anfang der sogenannten Transformationsphase. Evans und Hart (2003) befanden ebenfalls die wachsenden Asymmetrien in der Tropischen Zyklone als Auslöser für einen beginnenden außertropischen Übergang, auch wenn dort die Terminologie der Phasen abweicht. Nach Klein *et al.* (2000) gilt die Transformationsphase als abgeschlossen, sobald das Zentrum des ehemals tropischen Bodentiefs sich vollständig in kalter, absinkender Luft befindet und diese das massive Aufsteigen unterbunden hat. Hart (2003) und Hart und Evans (2003) haben diese Änderungen auch bei Ihrer Vorge-

hensweise im Phasenraum beobachtet. Allerdings weisen sie darauf hin, dass nicht alle Systeme einen komplett kalten Kern nach Beendigung der Transformationsphase haben, sondern manche einen warmen Kern in der unteren Troposphäre behalten wie z.B. bei Hurrikan Iris (1995) (Thorncroft und Jones, 2000) und Hurrikan Lili (1996) (Browning *et al.*, 1998 und 2000).

Die Reintensivierungsphase ist geprägt durch eine wachsende, außertropische Erscheinung im Satellitenbild. In dieser Phase entwickelt das ehemalige, tropische System eine ausgeprägte Warmfront, während die Entwicklung einer Kaltfront oft unterdrückt wird infolge einer direkten thermalen Zirkulation, welche die Absenkung von kalter Luft stromaufwärts der tropischen Zyklone beinhaltet.

Das System kann sich weiterhin abschwächen oder ebenso verstärken, wenn es auf ein bereits existierendes außertropisches Tief trifft. Ist kein außertropisches Tief vorhanden, mit dem es wechselwirken könnte, wird sich das System abschwächen, obwohl es weiterhin eine beachtenswerte Naturgefahr darstellt. Jones *et al.* (2003) schlugen deshalb eine Alternative vor zu der nach Klein *et al.* (2000) benannten Reintensivierungsphase, da sich diese nur auf Tropische Zyklonen bezieht, die sich nach der Transformationsphase wieder verstärken. Ihrer Ansicht nach wird damit die Bedrohung unterschätzt, die von den ehemaligen Tropischen Zyklonen ausgeht, die sich nicht verstärken. Ihr Vorschlag ist, diese Phase als außertropische Phase zu bezeichnen, um alle Systeme nach der Transformationsphase zu erfassen, unabhängig davon, ob sie sich verstärken oder nicht. Im Folgenden wird dennoch die Terminologie Reintensivierungsphase beibehalten, obwohl mit diesem Begriff alle ehemaligen Tropischen Zyklonen gemeint sind, die in diese Phase eintreten, ohne Berücksichtigung ihrer Verstärkung oder Abschwächung.

### 2.1.2 Die Transformationsphase

Ritchie und Elsberry (2001) haben die physikalischen Mechanismen untersucht, die während der Transformationsphase einer Tropischen Zyklone eine Rolle spielen und diese Phase in drei logische Schritte aufgeteilt. Schritt 1 ist die erste Stufe der Transformation. Der wichtigste Faktor in den Umgebungsbedingungen dieser Phase, auf die die Tropische Zyklone auf ihrer Bahn in die mittleren Breiten trifft, ist die verminderte Oberflächentemperatur des Ozeans. Diese bewirkt eine Verminderung der Wärme- und Feuchtigkeitsflüsse von der Oberfläche in die Atmosphäre, was wiederum die Konvektion im Kern schwächt und damit auch die Intensität der Tropischen Zyklone. Im zweiten Schritt der Transformation beeinflussen der Temperaturgradient in den unteren Schichten und die vertikale Windscherung in Zusammenhang mit der baroklinen Zone den tropischen Wirbelsturm. Aufgrund der Zirkulation im tropischen Wirbelsturm wird kalte, trockene (warme, feuchte) Luft nach Westen (Osten) der tropischen Zyklone advehiert. Die wichtigsten damit verbundenen Strukturänderungen sind die Bildung von wolkenfreien Zonen im Westen bis Süden und ein verstärktes Regendelta im Nordwesten des Zentrums der Tropischen Zyklone. Die Ursache für die Bildung der wolkenfreien Zonen ist in der mechanisch, erzwungenen Senkung aufgrund der Konvergenz der Strömung der mittleren Breiten mit der Zirkulation der Tropischen Zyklone zu suchen. Während der warme Kern in oberen Schichten stromabwärts advehiert wird, wird der warme Kern in mittleren und untersten Schichten sogar verstärkt aufgrund von Senkung im Kern des Wirbelsturms, was eine Erhaltung der Zirkulation in untersten Schichten zur Folge hat. Schritt drei der Transformation ist die logische Weiterentwicklung der Strukturänderungen von Schritt zwei, d.h. es hat sich in der unteren Troposphäre eine breite, zyklonale Zirkulation erhalten, obwohl die Zirkulation in oberen Schichten nicht mehr existiert. Außerdem bildet sich zusätzlich zum immer noch erhaltenen warmen Kern im Westen der Tropischen Zyklone wegen der starken Senkung in dieser Region eine weitere warme Temperaturanomale. Niederschlag findet vorwiegend im nördlichen Augenwall statt und einzelne Wolken findet man im Nord-Nordosten der Tropischen Zyklone. Der komplette, südliche Halbkreis ist jedoch wolkenfrei. Die von Klein *et al.* (2000) aufgestellte Theorie der Hebung über den Isentropen im Zusammenhang mit der baroklinen Zone in den bodennahen Schichten im nordöstlichen Quadranten der Tropischen Zyklone und die damit korrespondierende Senkung im Westen des tropischen Systems konnte von Ritchie und Elsberry (2001) nicht nachgewiesen

werden, jedoch auch nicht widerlegt werden.

Nicht alle Tropischen Zyklonen kommen in die oben beschriebene Transformationsphase, da extreme Umweltbedingungen wie z.B. starke vertikale Windscherung des horizontalen Windes und/oder das Auftreffen auf Land vorab die Auflösung des tropischen Systems bewirken können. Genausowenig beenden alle Tropischen Zyklonen, die in die Transformationsphase hineinkommen, diese auch; denn auch hier führen eine zu starke vertikale Windscherung und eine verminderte Oberflächentemperatur des Wassers zu einer Abschwächung des tropischen Wirbelsturms.

## 2.2 Die Reintensivierung

### 2.2.1 Einige Fallstudien und deren Ergebnisse

Wie bereits erwähnt ist der Verlauf der Reintensivierungsphase stark von der Wechselwirkung einer Tropischen Zyklone mit einer Zirkulation der mittleren Breiten geprägt. Im Nordwestpazifik z.B. konnten Harr und Elsberry (2000) und Harr *et al.* (2000) zwei typische Wetterlagen definieren, bei der ET stattfindet. Zum einen ist es die Nordostlage, bei der der vorherrschende Trog der mittleren Breiten im Nordosten relativ zur Tropischen Zyklone liegt und die sogenannte Nordwestlage, bei der sich das Tief im Nordwesten zum Tropensturm befindet.

Taifun Opal befand sich im Südwesten eines großen, stationären Troges der mittleren Breiten (= Nordostlage). Taifun David dagegen kam in eine Umgebung mit einer Nordwestlage als typische Wetterlage. Harr und Elsberry (2000) benützten den Frontogenesevektor zur Berechnung der Langrange'schen Änderungsrate der Größe und der Richtung des horizontalen, potentiellen Temperaturgradienten, um die Strukturunterschiede eines sich entwickelnden außertropischen Tiefdruckgebiets zu untersuchen. Der Frontogenesevektor wurde in seinen skalaren Anteil und in seinen Rotationsanteil aufgeteilt und der Einfluß beider Anteile wurde analysiert. Dabei stellte sich heraus, dass die Entwicklung der Fronteigenschaften aufgrund des skalaren Anteils in beiden Fällen ähnlich waren, der Hauptunterschied wurde im Rotationsanteil des Frontogenesevektors gefunden. Die Struktur im Falle der Nordwestlage hat die Warmluftadvektion (Kaltluftadvektion) auf der östlichen (westlichen) Seite unterstützt, so dass die bereits vorhandene thermische Welle verstärkt wurde. Im Gegensatz dazu war bei der Nordostlage die thermische Advektion, Vorticity und Deformation stromaufwärts des tropischen Systems zu schwach ausgeprägt, um die thermische Welle, in die sich das System bewegte, zu verstärken.

Klein *et al.* (2000) haben gezeigt, dass die Stürme mit Nordwestlage eine meridionalere Zugbahn aufweisen als die meisten in der Nordostlage. Außerdem konnte man statistisch nachweisen, dass sich diejenigen in der Nordwestlage 36 h nach Abschluss der Transformationsphase sich mehr verstärkt haben als diejenigen in der Nordostlage. Dies läßt auf die hohe Bedeutung der Lage des Troges der mittleren Breiten relativ zum tropischen Wirbelsturm schließen.

Thorncroft *et al.* (1993) haben zwei typische Entwicklungsmuster für barokline Wellen

vorgestellt, den antizyklonalen (LC1) und den zyklonalen (LC2) Entwicklungstyp. Charakteristisch für die antizyklonale Wellenbrechung ist ein sich in meridionaler Richtung ausdünnender, kommaförmiger Trog. Kennzeichnend ist auch, dass die Südspitze des Troges, sichtbar in der Potentiellen Vorticity (PV) der mittleren Atmosphäre, abreißen kann, was in der englischen Literatur auch als „Cut-Off“ bekannt ist. Im Gegensatz dazu führt die zyklonale Wellenbrechung durchwegs zu einer zyklonalen Aufwicklung der PV der obersten Schichten und zu einer zonalen Ausdehnung mit einem starken Bodentief. Die zyklonale barokline Entwicklung entsteht durch Addition einer zyklonalen, barotropen Windscherung zu den Anfangsbedingungen, während die antizyklonale Wellenbrechung sich ohne barotrope Windscherung entwickelt. In einigen Studien wurde gezeigt, dass gerade im Nordatlantik beim zyklonalen Entwicklungstyp mehrere ET-Ereignisse stattgefunden haben, z.B. bei Hurrikan Iris (1995; Thorncroft und Jones, 2000) und Lili (1996; Browning *et al.*, 1998 und 2000). Im Nordwestpazifik scheint dagegen die antizyklonale Wellenbrechung bei ET eine wesentlichere Rolle zu spielen (Harr und Elsberry, 2000; Klein *et al.*, 2000).

Thorncroft und Jones (2000) haben die unterschiedlichen Verläufe von ET bei den Hurrikanen Felix (1995) und Iris (1995) aus der PV Perspektive angeschaut und untersucht. Beide Hurrikane konnte man anhand der PV-Anomalie der untersten Schichten quer über den Atlantik verfolgen und beide tropischen Wirbelstürme trafen auf ein bereits existierendes außertropisches System. Iris war eine relativ schwache Tropische Zyklone, konnte jedoch den warmen Kern in untersten Schichten über den gesamten, untersuchten Zeitraum erhalten. Wie bereits erwähnt, traf Iris auf eine barokline Welle mit zyklonaler Wellenbrechung (= LC2). Der tropische Wirbelsturm wurde in das Zentrum des großskaligen Tiefdruckgebietes advehiert. Die Überlagerung der beiden Systeme resultierte in einer Verstärkung der bodennahen Winde. Diese Verstärkung bewirkte starke, latente Wärme Flüsse von der Oberfläche, wodurch die Struktur eines warmen Kerns bei Iris beibehalten werden konnte. Wie auch schon früher in der Literatur beschrieben, hat dieser warme, feuchte Kern entscheidend zur außertropischen Entwicklung beigetragen (DiMego und Bosart, 1982a,b; Bosart und Dean, 1991; Bosart und Lackmann, 1995). Felix war ursprünglich viel stärker als Iris, konnte den bodennahen, warmen Kern während seiner Zugbahn über dem Atlantik aber nicht behalten, da er über kältere Wasseroberflächentemperaturen zog. Ex-Hurrikan Felix verstärkte sich nach seiner Transformationsphase nicht mehr. Ein be-

deutender Unterschied zwischen den ET-Ereignissen von Felix und Iris waren die unterschiedlichen Trogformen, auf die die beiden Wirbelstürme trafen. Felix traf auf den LC1-Typ mit der typischen, meridionalen Ausdehnung des Trogs, welcher zu der mehr polwärts gerichteten Zugbahn erheblich beigetragen hat, während Iris ins Zentrum der baroklinen Welle mit zyklonalem Entwicklungsverlauf geleitet wurde. Der Typ der Wellenbrechung kann offensichtlich für ET entscheidend sein.

In einigen Fallstudien wurde versucht, die Frage zu beantworten, welches der beiden Systeme - der außertropische Trog oder die Überbleibsel der Tropischen Zyklone in höherem Maß zu ET beitragen. McTaggart-Cowan *et al.* (2001) hat den außertropischen Übergang und die Reintensivierung von Hurrikan Earl (1998) als außertropisches Tief mit Hilfe einer stückweisen PV-Inversion (Davis und Emanuel, 1991) untersucht. Dies gab den Autoren die Möglichkeit, sowohl den Einfluss des Troges, der sich stromaufwärts befand, als auch den Einfluss des Hurrikans Earl auf die Reintensivierung abschätzen zu können, indem die PV-Strukturen jeweils einer der beiden Systeme völlig entfernt wurden und die Ergebnisse mit einem Referenzlauf verglichen wurden. Es stellte sich heraus, dass im Falle von Hurrikan Earl (1998) die Existenz des Troges stromaufwärts von entscheidender Bedeutung für die Reintensivierung war, während der Hurrikan praktisch keinen Einfluss hatte. Agusti-Panareda *et al.* (2004) führte eine Fallstudie zu Hurrikan Irene (1999) mit ähnlichen Methoden wie McTaggart-Cowan *et al.* (2001) durch. In ihren Ergebnissen hätte sich auch ein Tief entwickelt ohne das Vorhandensein von Hurrikan Irene (1999). Durch die Präsenz des Hurrikans war sowohl die Zugbahn als auch die Änderungsrate des minimalen Drucks des resultierenden Tiefdruckgebiets, welche durch das Vorhandensein des Hurrikans zweimal so schnell war, unterschiedlich.

Eine These von Klein *et al.* (2000) war, dass die Art und Charakteristika der baroklinen Welle eine entscheidendere Rolle bei ET spielen als die der Tropischen Zyklone. Oben aufgezählte Studien (McTaggart-Cowan *et al.*, 2001; Agusti-Panareda *et al.*, 2004; Jones und Thorncroft, 2000) scheinen dies zu bestätigen. Agusti-Panareda *et al.* (2005) haben allerdings in einer Fallstudie zu Hurrikan Lili (1996) gezeigt, dass Lili die Entwicklung einer baroklinen Welle erst initiiert hat, die ohne den Hurrikan nicht stattgefunden hätte, auch wenn das so initiierte Tiefdrucksystem nur mittlere Intensität aufwies. Die Erklärung hierfür suchen sie in einer Verbindung von der Tropischen Zyklone in ihrer außertropischen Entwicklung mit der

großskaligen, barotropen Windscherung, welche für die unterschiedlichen, baroklinen Entwicklungen verantwortlich ist (Thorncroft *et al.*, 1993). Dies würde z.T. die hohe Variabilität der verschiedenen Fallstudien erklären.

### 2.2.2 Einfluss der Lage der Tropischen Zyklone relativ zur baroklinen Welle

In einer weiteren Studie haben McTaggart-Cowan *et al.* (2003) den Einfluss von Hurrikan Earl auf die Strömung stromabwärts aufgezeigt. Sie konnten beweisen, dass der Einfluss allgemein von der Lage des Hurrikans rechts von dem Eingangsbereich oder links von dem Ausgangsbereich des Jets bestimmt wird. Letzteres verstärkt die Kaltluftadvektion westlich und ersteres die Warmluftadvektion östlich vom Hurrikan. Zu ähnlichen Ergebnissen kam Rößke *et al.* (2003) bei seiner Falluntersuchung zu Hurrikan Erin (2001). Die Reintensivierung begann, als Erin im Eingangsbereich eines stromabwärts gelegenen und im Ausgangsbereich eines stromaufwärts gelegenen Strahlstromes und aus der PV-Perspektive östlich einer lokal abgesenkten Tropopause lag. Die Tropopausenabsenkung wickelte sich zyklonal auf. Dazu bewegten sich die PV-Überbleibsel von Hurrikan Erin in der unteren Atmosphäre in das Zentrum des außertropischen Tiefs und verstärkten dort die bodennahen Winde. In dieser Studie wurde auch belegt, dass die Ausströmung eines zweiten Hurrikans (Gabrielle, 2001) die Tropopausenfalte stromaufwärts von Hurrikan Erin intensiviert und somit zur Verstärkung seiner ET beigetragen hat. Dies stellt eine Möglichkeit dar, wie eine Tropische Zyklone den Verlauf von ET beeinflussen kann.

Einige Studien haben auch die Reintensivierung während der außertropischen Phase, die bei ET auftreten, mit der Petterssen-Smebye Typ B Zyklogese verglichen, bei der die außertropische Entwicklung dann stattfindet, wenn ein Trog der oberen Atmosphäre über ein Gebiet mit Warmluftadvektion in den untersten Schichten zieht (Petterssen und Smebye, 1971). Die Warmluftadvektion in den untersten Schichten wird im Falle von ET durch die Überbleibsel der Tropischen Zyklone übernommen. Zusätzlich wird die Schichtung noch destabilisiert durch die feuchte, tropische Luft im Kern des Hurrikans (z. B. DiMego und Bosart, 1982a,b; Bosart und Dean, 1991).

Klein *et al.* (2002) untersuchte die Reintensivierungsphase bei ET von Taifunen im Nordwestpazifik. Das Ziel ihrer Studie war die Abhängigkeit der Intensivierung während der außertropischen Phase von der Wechselwirkung der dynamischen Prozesse der mittleren Breiten in mittelhohen und hohen Schichten der Atmosphäre mit den thermischen Prozessen in den unter-

sten Schichten aufgrund der Tropischen Zyklone zu zeigen. Reintensivierung findet statt, wenn die Kombination aus dynamischen und thermischen Prozessen eine Region vorgeben, in der die Entstehung von außertropischen Zyklonen begünstigt wird. Eine begünstigte Region liegt vor, wenn Ausströmung in obersten Schichten in Zusammenhang mit dem Tropischen Wirbelsturm die Eingangsregion des Strahlstroms stromabwärts verstärken und die Reste der Zirkulation der Tropischen Zyklone mit der baroklinen Zone in der unteren Troposphäre wechselwirkt. Beide Systeme, sowohl der außertropische Trog als auch die Überbleibsel der Taifune, tragen zur Reintensivierung erheblich bei.

Die Hypothese, die Klein *et al.* (2002) aufstellte, war, dass das Ergebnis der Wechselwirkung eines stärkeren Troges der mittleren Breiten mit einer Tropischen Zyklone auch ein stärkeres Tiefdruckgebiet nach der Reintensivierungsphase hervorbringt. Dies versuchten Ritchie und Elsberry (2003) nachzuweisen, in dem sie numerische Simulationen einer Wechselwirkung von einem Troges der mittleren Breiten mit einer Tropischen Zyklone durchführten. Sie variierten die Intensität des Troges der mittleren Breiten und erzeugten einen schwachen, mittleren und starken Trog. Die Ergebnisse der Wechselwirkung der drei verschiedenen Tröge mit je einer Tropischen Zyklone wurden mit Referenzläufen verglichen, die nur die Entwicklung der verschiedenen Tröge beinhalteten ohne ET. Das aus ET resultierende außertropische Tief war intensiver, wenn der intensivere Trog als Grundlage der Simulation verwendet wurde. Da jedoch die Intensitätsunterschiede der resultierenden Tiefdruckgebiete bei ET am Ende relativ gering waren, war eine ihrer Folgerungen, dass die relative Lage der tropischen Zyklone zur baroklinen Welle bei ET einen entscheidenden Einfluss auf dessen Verlauf hat. Das bedeutet, ein schwacher Trog der mittleren Breiten hat genauso viel Potential bei der Wechselwirkung mit einer Tropischen Zyklone wie ein mittlerer oder sogar ein starker Trog. Aus dieser Studie konnte gezeigt werden, dass für ET entscheidender als die Intensität des Troges die Lage des Hurrikans relativ zur baroklinen Welle ist.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass sowohl der Trog der mittleren Breiten als auch ein tropischer Wirbelsturm zur Reintensivierung beitragen. Es konnte nachgewiesen werden, dass die Art der baroklinen Wellenbrechung den ET-Verlauf beeinflussen kann (Thorncroft und Jones, 2000; Agusti-Panareda *et al.*, 2004 und 2005). Die Tropische Zyklone kann einerseits eine sehr passive Rolle beim ET-Verlauf haben (McTaggart-Cowan *et al.*, 2001; Agusti-Panareda *et*

*al.*, 2004) andererseits auch eine sehr aktive. Es ist sogar die Initiation der Wellenbildung durch den tropischen Wirbelsturm möglich. (Bosart und Lackmann, 1995; Agusti-Panareda *et al.*, 2005). Es gibt zwei Interaktionsmechanismen bei einer Tropischen Zyklone. Entweder dient die Zyklone bei der Petterssen-Smebye Typ B Zyklogenese am Boden als Störung für die barokline Zone (z.B. Klein *et al.*, 2002) oder als einfache Überlagerung von zwei PV-Anomalien der oberen (verbunden mit einem Trog der mittleren Breiten) und der unteren Atmosphäre (verbunden mit dem Hurrikan). Eine weitere Möglichkeit der Beeinflussung einer Tropischen Zyklone auf die Strömung der mittleren Breiten ist wenn durch die antizyklonale Ausströmung einer Tropischen Zyklone eine vorhanden PV-Falte stromaufwärts aufgestellt und damit deren Entwicklung beeinflusst wird.

Im Gegensatz zu der Transformationsphase, die man bereits mit numerischen Simulationen (Ritchie und Elsberry, 2001) gut nachvollziehen kann, zeigt die hohe Variabilität der Ergebnisse der Studien zur Reintensivierungsphase, dass die sehr komplexe, hoch-nichtlineare Wechselwirkung einer Tropischen Zyklone mit einem außertropischen Tief noch nicht vollständig verstanden ist. In der vorliegenden Arbeit wurde deshalb bewusst ein einfaches, rein dynamisches Modell verwendet ohne diabatische Prozesse, um die dynamischen Vorgänge besser analysieren und rekonstruieren zu können. Dazu wurden die zwei verschiedenen Entwicklungsformen einer baroklinen Welle zyklonal und antizyklonal (Thorncroft *et al.*, 1993) simuliert und der Tropische Wirbelsturm an verschiedenen Punkten relativ zur baroklinen Welle eingesetzt. Außerdem wurde der Tropische Sturm noch an verschiedenen Zeitpunkten eingesetzt, um zu untersuchen, inwieweit der Tropische Wirbelsturm in der Lage ist eine barokline Entwicklung zu ändern oder zu initiieren.

## 2.3 Die Bedeutung der PV für ET

Die PV ist eine Variable, die sowohl die dynamischen als auch die thermodynamischen Eigenschaften der Atmosphäre vereint (Ertel, 1942). In Abwesenheit von Reibung und diabatischen Prozessen ist die PV erhalten (Ertel, 1942). Ausserdem ist es möglich, die PV mit Hilfe einer geeigneten Balance zu invertieren, vorausgesetzt man hat einen geeigneten Grundzustand und geeignete Randbedingungen (Hoskins *et al.*, 1985). Die Erhaltungsneigung der PV bedeutet, dass man auf isentropen Flächen auf die zukünftige Entwicklung der PV-Anomalien schließen kann (Ertel, 1942; Hoskins *et al.*, 1985). Die sogenannte stückweise PV-Inversion (Davis und Emanuel, 1991) ist eine im Bereich von ET beliebte Technik und wird in einigen Studien angewandt, um Beiträge sowohl der Tropischen Zyklone als auch des Troges der mittleren Breiten auf deren Wechselwirkung beurteilen und trennen zu können (McTaggart-Cowan *et al.*, 2001 u. 2003a; Agusti-Panareda *et al.*, 2004 u. 2005).

Damit man die troposphärischen synoptisch-skaligen Strömungen adäquat beschreiben kann, muss die dreidimensionale PV und die Temperaturverteilung am Boden geeignet dargestellt und interpretiert werden. Hoskins *et al.* (1985) hat zu diesem Zweck vorgeschlagen, die PV auf isentropen Flächen darzustellen, so dass man eine Erhaltungsvariable auf der Oberfläche einer anderen Erhaltungsgröße darstellt. Diese Methode hat den entscheidenden Nachteil: Um die volle dreidimensionale Verteilung der PV zeigen zu können, benötigt man mehrere Flächen. Morgan und Nielsen-Gammon (1998) konnten beweisen, dass die Analyse der PV der oberen Troposphäre am besten geschieht, indem man die dynamische Tropopause als eine Fläche konstanter Ertel-PV ansieht und die potentielle Temperatur entlang dieser konstanten PV-Oberfläche analysiert. Dies beinhaltet den gleichen Vorteil wie die Methode, die von Hoskins *et al.* (1985) vorgeschlagen wurde und zusätzlich erlaubt diese Darstellung ein kompaktes Bild der Verteilung der PV in oberen Schichten.

Die PV-Struktur von außertropischen Systemen ist gut bekannt. PV-Anomalien stehen im Zusammenhang mit Hebungen und Senkungen der Tropopause und mit Störungen der baroklinen Zone am Boden (Hoskins *et al.*, 1985). Schwieriger ist die PV-Darstellung von Tropischen Zyklonen. Laut einer Studie zu Hurrikan Gloria (1985) von Shapiro und Franklin (1995) ist die PV-Struktur einer tropischen Zyklone gekennzeichnet durch eine starke positive PV-Anomalie

bei kleinen Radien. Diese PV-Anomalie ist umgeben von einer viel schwächeren oder sogar negativen PV-Anomalie in der unteren und mittleren Troposphäre, die sich bis auf große Radien ausdehnen kann. Die Antizyklone in der oberen Troposphäre ist gekennzeichnet durch eine dünne Schicht von negativer PV in großen Radien.

Für die Darstellung von ET bietet sich die von Morgan und Nielsen-Gammon (1998) gezeigte Darstellungsweise an, da man in einem Bild die potentielle Temperatur auf der konstanten  $PV = 2$ -Fläche darstellen kann, so dass man die Entwicklung des Troges der mittleren Breiten gut verfolgen kann. Die Tropische Zyklone kann man im selben Bild durch die PV der untersten Schichten z. B. als Konturlinien zeigen. Beide Systeme kann man zum selben Zeitpunkt auf einem Bild analysieren. Diese Darstellungsform wurde in dieser Arbeit aufgrund der eben genannten Vorteile als Standarddarstellungsform gewählt.

# Kapitel 3

## Das Modell und die Initialisierung

### 3.1 Das Modell

Die numerischen Experimente wurden mit einem dreidimensionalen, hydrostatischen Regionalmodell, das von Jones und Thorpe (1992) entwickelt wurde, durchgeführt.

Das Modell basiert auf den primitiven Gleichungen (Gln. 3.4 - 3.8) in kartesischen Koordinaten. Die Koordinate  $x$  zeigt dabei in östliche,  $y$  in nördliche Richtung und  $z$  ist die vertikale Koordinate, wobei die Höhenkoordinate  $z$  eine Funktion des Drucks ist (Hoskins, 1971):

$$z = \frac{H_s}{\kappa} \left[ 1 - \left( \frac{p}{p_0} \right)^\kappa \right]; \quad (3.1)$$

$$H_s = \frac{p_0}{\rho_0 g}; \quad \kappa = \frac{R}{c_p}; \quad (3.2)$$

$p_0$  : Hier  $p_0 = 1000$  hPa;

$\rho_0$  : Dichte bei  $p = p_0$  hier  $\rho_0 = 1.16 \text{ kgm}^{-3}$ ;

$R$  : universelle Gaskonstante;

$c_p$  : spezifische Wärme bei konstanten Druck;

Die Dichte  $\rho(z)$  ist eine Funktion der Höhe und kann durch folgende Gleichung ausgedrückt werden:

$$\rho(z) = \rho_0 \left( \frac{p}{p_0} \right)^{1-\kappa} = \rho_0 \left( 1 - \frac{\kappa z}{H_s} \right)^{\frac{1-\kappa}{\kappa}} \quad (3.3)$$

Der Vorteil dieser Koordinate ist, dass die Dichte in den Modellgleichungen nicht im Ausdruck für die horizontale Druckgradientkraft vorkommt. Außerdem kommt sie der physikalischen Höhe in der Troposphäre nahe.

Im hydrostatischen System sind die prognostischen Variablen die horizontalen Komponenten des Windes  $u$  und  $v$  und die potentielle Temperatur  $\theta$ , während man die vertikale Windgeschwindigkeit  $w$  und das Geopotential  $\phi$  diagnostisch erhält. Im folgenden sind die horizontalen Bewegungsgleichungen durch Gl. 3.4 und Gl. 3.5, die thermodynamische Gleichung durch Gl. 3.6, die hydrostatische Gleichung in Gl. 3.7 und die Kontinuitätsgleichung in Gl. 3.8 dargestellt:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \underbrace{-\frac{\partial}{\partial x}(uu) - \frac{\partial}{\partial y}(uv) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z}(\rho uw)}_{A_u} + fv - \frac{\partial \phi}{\partial x} + F_u \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \underbrace{-\frac{\partial}{\partial x}(uv) - \frac{\partial}{\partial y}(vv) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z}(\rho vw)}_{A_v} - fu - \frac{\partial \phi}{\partial y} + F_v \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x}(u\theta) - \frac{\partial}{\partial y}(v\theta) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z}(\rho w\theta) + F_{th} \quad (3.6)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = g \frac{\theta}{\theta_0} \quad (3.7)$$

$$0 = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z}(\rho w) \quad (3.8)$$

$\theta_0$  : Referenztemperatur am Boden (hier: 300 K);

Das Modell wurde auf einem versetzten Gitter, dem Arakawa 'C' Gitter (Arakawa und Lamb, 1977) geschrieben, d.h.  $\theta$  und  $\phi$  sind an einem zentralen Gitterpunkt angeordnet. Die

Variable  $u$  ist in x-Richtung und  $v$  in y-Richtung um einen halben Gitterabstand versetzt. In der Vertikalen wurde  $w$  zusätzlich noch um einen halben Gitterabstand versetzt.

Für die vorliegenden Modellrechnungen wurden zu den primitiven Gleichungen 3.4 - 3.6 die Diffusionsterme  $F_u, F_v$  und  $F_{th}$  addiert. Es handelt sich dabei um Diffusionsterme zweiter Ordnung in x-, y- und z- Richtung mit konstanten Diffusionskoeffizienten. Die hier benutzten Diffusionsterme haben weniger physikalische, als vielmehr numerische Bedeutung, da sie notwendig sind, um kleinskaligen Lärm zu unterdrücken.

Die Modellgleichungen können mit geeigneten Randbedingungen gelöst werden. Hier wurden periodische Randbedingungen in West-Ost Richtung gewählt und eine feste Wand jeweils am Nord- und Südende des Integrationsgebietes. Die horizontale Auflösung beträgt dabei 30 km. Die Größe des Integrationsgebiets ist 6870 km in der West-Ost-Richtung und 7170 km in der Nord-Süd-Richtung, wobei die Nullpunkte der x- und y-Koordinate jeweils im Zentrum liegen. Vertikal beträgt die Auflösung 600 m. Das Modell hat 30 Schichten, so dass man eine Modellhöhe  $H$  von knapp 18 km bekommt. Am oberen Ende des Modells gilt die Randbedingung  $w = 0$  bei  $z = 0$  und  $z = H$ .

Die prognostischen Variablen  $u, v$  und  $\theta$  erhält man durch Vorwärtsintegration in der Zeit  $t$  aus den Gln. 3.4 - 3.6. Bei dem ersten Zeitschritt  $\Delta t$  nach Start des Modells wird ein reiner Vorwärtszeitschritt verwendet, bei jedem weiteren Zeitschritt wird das sogenannte „Leapfrog“-Schema benutzt:

$$\frac{\partial \chi}{\partial t} = \frac{\chi_{t+\Delta t} - \chi_{t-\Delta t}}{2\Delta t} \quad (3.9)$$

$\chi$  ist ein Platzhalter für eine der oben genannten prognostischen Variablen. Um kleinskalige Wellen zu unterdrücken, wird folgender zeitlicher Filter verwendet (s. Robert, 1966; Asselin, 1972):

$$\chi_t^* = \chi_t + \alpha (\chi_{t+\Delta t} + \chi_{t-\Delta t}^* - 2\chi_t) \quad (3.10)$$

Die Terme der Gl. 3.10, die mit einem Sternchen versehen sind, deuten an, dass auf

diese Terme der Filter bereits angewendet wurde.  $\alpha$  ist eine Konstante und hat typischerweise den Wert 0.01, welcher auch hier verwendet wurde. Um numerische Stabilität zu gewährleisten, muß der Zeitschritt dem CFL-Kriterium  $c \frac{\Delta t}{\Delta x} \leq 1$  mit  $c$  als Strömungsgeschwindigkeit im Modell genügen. Das CFL-Kriterium kann in gleicher Weise auch für  $\Delta y$  und  $\Delta z$  formuliert werden, wobei die vertikale Auflösung den limitierenden Faktor für den Zeitschritt darstellt, da die vertikale Auflösung sehr viel kleiner ist als die horizontale. Solange jedoch das CFL-Kriterium erfüllt ist, treten bei dem verwendeten Zeitschema keine numerischen Instabilitäten auf.

Durch Integration der Kontinuitätsgleichung 3.8 über die Höhe  $H$  des Modells bekommt man die Vertikalgeschwindigkeit  $w$ . Das Geopotential kann man aus der hydrostatischen Gl. 3.7 errechnen, vorausgesetzt  $\phi$  am Boden oder in der Höhe ist bekannt. Dalu (1978) hat eine geeignete Methode beschrieben, bei der man das Geopotential am Boden aus den Grundgleichungen 3.4 - 3.8 ermitteln kann. Dabei wird die Gl. 3.4 nach  $x$ , und die Gl. 3.5 nach  $y$  differenziert. Unter Benützung der Gl. 3.7 und der über die Höhe  $H$  integrierten Koninuitätsgleichung 3.8 erhält man nach Integration von  $z = 0$  bis  $z = H$  folgende Poissongleichung für  $\phi_0$ :

$$\nabla^2 \phi_0 = \frac{\int_0^H \rho \left( \frac{\partial A_u}{\partial x} + \frac{\partial A_v}{\partial y} + f \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial(fu)}{\partial y} + \frac{\partial F_u}{\partial x} + \frac{\partial F_v}{\partial y} - \nabla^2 \int_{h=0}^{h=z} g \frac{\theta}{\theta_0} dh \right) dz}{\int_0^H r dz} \quad (3.11)$$

Mit geeigneter Randbedingung für  $\phi_0$  kann die Gl. 3.11 für  $\phi_0$  gelöst werden und mit Hilfe von Gl. 3.7 für jede Modellschicht einzeln numerisch das Geopotential berechnet werden.

Ursprünglich wurde das Modell auf der  $\beta$ -Ebene geschrieben, was hier jedoch abgeändert wurde. In der vorliegenden Arbeit wurde die volle Änderung des Coriolisparameters mit der Breite berücksichtigt, was durch folgende Gleichung gegeben ist:

$$f = 2\Omega \sin(y/a + \Phi_0) \quad (3.12)$$

$\Omega$  : Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation;

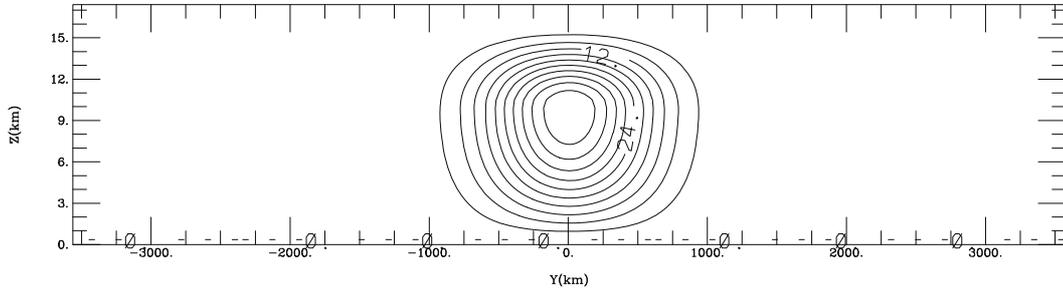
$a$  : Erdradius;

$y = 0$  bei  $\Phi = \Phi_0 = 52^\circ$  ;

Der Energieerhaltung wurde mit den hier verwendeten Modellgleichungen inklusive des verwendeten Coriolisparamters nachgeprüft und konnte bestätigt werden. Der Nachweis kann im Anhang A nachgelesen werden.

Das Modell beinhaltet keine Feuchte-, keine Strahlungs- und keine Grenzschichtparametrisierung.

## 3.2 Die Initialisierung



**Abbildung 3.1:** Nord-Süd Querschnitt bei  $x = 0$  des zonalen Jets mit einem Maximum in einer Höhe von 9.9 km, Isolinien zeigen Isotachen (Konturintervall: 4 m/s).

Das Modell wurde mit einem zonal konstanten Jet  $\bar{u}_{z,y}$  (Wernli et al., 1999) mit einem Maximum knapp unterhalb der Tropopausenhöhe initialisiert. Die vertikale Abhängigkeit  $\bar{u}_z$  von  $\bar{u}_{z,y}$  kann durch folgende Gleichung dargestellt werden:

$$\bar{u}_z = \begin{cases} \frac{u_0}{2} * (1 + \sin(\pi * z z^{\alpha_t} - 0.5)), & : \quad 0 \leq z < 0.9 * z_T \\ \frac{u_0}{2} * (1 + \sin(\pi * (\frac{z_{top} - z z}{z_{top} - 1})^{\alpha_s} - 0.5)), & : \quad 0.9 * z_T \leq z < 0.9 * H^* \\ 0, & : \quad \text{sonst} \end{cases}$$

$$\alpha_t = 0.7;$$

$$\alpha_s = 1.0;$$

$$u_0 = 44 \text{ m s}^{-1};$$

$$z_{top} = \frac{H^*}{z_T};$$

$$z z = \frac{z}{0.9 * z_T};$$

$$z_T = 11 \text{ km}, \text{ entspricht der Tropopausenhöhe};$$

$$H^* = 18.3 \text{ km}, \text{ entspricht in etwa der Modellhöhe};$$

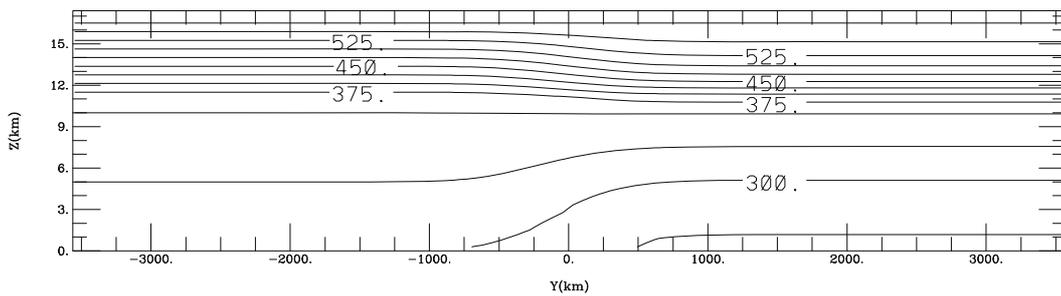
Den Gesamtausdruck für  $\bar{u}_{z,y}$  erhält man ausgehend vom vertikalen Profil des Jets  $\bar{u}_z$  aus der folgenden Gleichung:

$$\bar{u}_{z,y} = \bar{u}_z * \exp(-(\frac{y}{L_y})^2) \text{ mit } L_y = 0.6 * 10^6 \text{ m};$$

Die maximale Wingschwindigkeit des Jets beträgt  $u_0 = 44 \text{ m s}^{-1}$ . Einen Vertikalschnitt

durch den Jet zeigt die Abb. 3.1.

Der Jet wurde, verglichen mit dem ursprünglichen Grundzustand von Wernli *et al.* (1999), leicht abgeändert. In den untersten Modellschichten ( $\leq 2.7$  km) wurde  $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}(z) = \text{const.}$  gesetzt, wobei die Konstante denselben Wert hat wie die vertikale Scherung von  $\bar{u}_{z,y}$  in einer Höhe von 3.3 km. Das gewünschte Resultat dieser Änderung ist, dass direkt am Boden ein Zonalwind von  $u = 0 \text{ m.s}^{-1}$  herrscht.



**Abbildung 3.2:** Nord-Süd Querschnitt der potentiellen Temperatur bei  $x = 0$ , Isolinien sind Linien konstanter, potentieller Temperatur in [K] (Konturintervall 25 K).

Aus dem in Abb. 3.1 gezeigten Windprofil wird mit Gl. 3.11 die vertikale Temperaturverteilung berechnet. Aus der sich nach Lösen der nichtlinearen Balancegleichung (Charney, 1955) ergebenden Störung des Geopotentials  $\phi'$  kann mit Hilfe der hydrostatischen Gl. 3.7 die durch den zonalen Jet hervorgerufene Temperaturstörung  $\theta'$  gewonnen werden. Nach Annahme einer geeigneten Hintergrundtemperaturverteilung  $\bar{\theta}$  erhält man die gewünschte Temperaturverteilung durch  $\theta = \bar{\theta} + \theta'$ . Die notwendige Randbedingung von  $\theta'$  ist  $\theta' = 0 \text{ K}$  an der obersten Modellschicht. Die hier verwendete Hintergrundtemperaturverteilung ist horizontal konstant und ändert sich vertikal in der Troposphäre mit den konstanten Gradienten von 5 K/km und in der Tropopause um 40 K/km ausgehend von einer Referenztemperatur  $\theta_0$  am Boden von 300 K. Damit ist der Jet im thermischen Windgleichgewicht.

Die resultierende Temperaturverteilung ist in Abb. 3.2 gezeigt. Durch die Balancierung mit dem zonalen Jet entsteht ein horizontaler Nord-Süd-Gradient in der Temperatur am Boden. Dadurch erhalten wir im Süden eine potentielle Temperatur von mehr als 300 K am Boden, im Norden jedoch eine Temperatur von weniger als 275 K. An der Tropopause kehrt sich dieser Gradient um mit wärmeren Temperaturen im Norden und kälteren im Süden. Diese Temperaturverteilung entspricht der typischen Temperaturverteilung der mittleren Breiten.

Dieser Anfangszustand ist bedingt baroklin instabil, d.h. wird der Zustand gestört entwickelt sich eine barokline Welle. Auf der anderen Seite sollte sich der Grundzustand nicht verändern, wenn man keine Störung einsetzt. Um das Modell zu testen, kann man diese Tatsache verwenden. Nach Durchführung des Tests blieb der Anfangszustand ohne Störung wie erwartet stationär während der gesamten Integrationszeit.

Ein Ziel dieser Arbeit ist es jedoch, eine barokline Welle zu erzeugen. Dazu muss dem Grundzustand eine Störung hinzugefügt werden. Dies wurde hier realisiert, indem zum Anfangszustand des Windes ein lokaler Wirbel addiert wurde. Das radiale Profil des entsprechenden Wirbels stammt von Smith *et al.* (1990) und die Stromfunktion  $\Psi_{rad}$  des Wirbels hat folgende Form:

$$\Psi_{rad}(s) = -\frac{\hat{\Psi}}{1 + as^2 + bs^6} \quad (3.13)$$

$$s = \frac{r}{r_{max}};$$

$$\hat{\Psi} = 1.0524E07 \text{ m}^2\text{s}^{-1}; a = 0,3398; b = 5,377 * 10^{-4};$$

$r$  : Radius;  $r_{max}$  : Radius des maximalen Windes;

Die Stromfunktion in Gl. 3.13 wird interpoliert auf die Modellkoordinaten und mit Hilfe der Gleichung  $v_{rad}(r) = \frac{d\Psi}{dr}$  können die Windkomponenten  $u$  und  $v$  berechnet werden. Die radiale Windgeschwindigkeit  $v_{rad}$  hat ein Maximum bei  $r_{max} = 400 \text{ km}$  mit einer maximalen Windgeschwindigkeit von knapp  $3 \text{ m s}^{-1}$ . Im Unterschied zu dem Windprofil, das aus Gl. 3.13 entsteht, wird bei dem Windprofil, das hier verwendet wird, die Windgeschwindigkeit des Wirbels bei dem Radius  $R_{cut} = 2500 \text{ km}$  auf null gesetzt (s. Jones, 1995). Der Wirbel wird im Zentrum des Integrationsgebietes mit maximaler Amplitude auf Höhe der Tropopause mit folgender vertikalen Abnahmefunktion  $v_{ges}(r, z) = v_{rad} * \exp(-(\frac{z-z_0}{L_z})^2)$ , eingesetzt, wobei  $L_z = 1 \text{ km}$  ist. Der so entstandene Wirbel wird mit Hilfe der nichtlinearen Balance (Charney, 1955) in gleicher Art und Weise wie beim Jet balanciert. Dieser balancierte Wirbel dient als Auslöser für barokline Wellen, was in Kap. 4.1 gezeigt wird.

Mit dem hier beschriebenen Anfangszustand im kartesischen Koordinatensystem entstehen barokline Wellen mit zyklonaler Aufwicklung, d.h. vom Typ LC2. Um die antizyklonale

Entwicklungsform der baroklinen Welle zu erhalten, muss zum Grundzustand noch eine barotrope Windscherung addiert werden (Balasubramanian und Garner, 1997). Dafür wird hier eine konstante Windscherung verwendet von  $5.4 * 10^{-6} s^{-1}$ . Das daraus resultierende Windfeld kommt aus westlichen Richtungen im Norden und aus östlichen Richtungen im Süden.

Ziel der in den folgenden Kapiteln vorgestellten Experimente ist es, einen hurrikanähnlichen Wirbel mit der nun entstehenden baroklinen Welle wechselwirken zu lassen. Zu diesem Zweck wird zu einem bestimmten Zeitpunkt des Modellaufs an verschiedenen Positionen relativ zur baroklinen Welle das Windprofil eines Hurrikans eingesetzt. Das dafür verwendete radiale Profil hat eine Stromfunktion  $\Psi_{rad}$ , dargestellt in Gl. 3.13, aus dem das radiale Windprofil des Hurrikans  $v_{rad}$  mit Hilfe der Gleichung  $v_{rad}(r) = \frac{d\Psi}{dr}$  berechnet werden kann. Im Vergleich zum Tropopausenwirbel wurden jedoch die folgenden Parameter geändert.  $R_{max}$  hat einen Betrag von 100 km, die maximale Windgeschwindigkeit des Wirbels  $v_{max}$  des Hurrikans liegt bei  $38 ms^{-1}$  und  $R_{cut}$  wurde auf 1000 km festgesetzt. Dies entspricht einem Hurrikan der Kategorie 1 der internationalen Saffir-Simpson-Skala. Das vertikale Profil des Wirbels ist am Boden maximal und nimmt bis auf Höhe der Tropopause ab. Das gesamte Windprofil  $v_{ges}(r, z)$  des hurrikanähnlichen Wirbels erhält man ausgehend vom radialen Windprofil  $v_{rad}(r)$  mit folgender Gleichung (Jones, 2000):

$$v_{ges}(r, z) = \begin{cases} v_{rad} & : 0 \leq z \leq z_B \\ 0 & : z \geq z_T \\ v_{rad} + \frac{v_{rad}}{2} * (\cos(\pi * \frac{z-z_B}{z_T-z_B}) - 1), & : \text{sonst} \end{cases}$$

$$z_B = 1.5 km; z_T = 11.0 km;$$

Abermals wird das Windfeld des Hurrikans mit der nichtlinearen Balancegleichung (Charney, 1955) balanciert. Der Wirbel kann jedoch in der dafür benötigten Integration in einem so großen Integrationsgebiet Auswirkungen auf die größeren Skalen haben. Um dies zu verhindern, wurde ein ca. 1000 x 1000 km großes Gebiet um den Hurrikan ausgeschnitten und nur dieser Teil balanciert. Dadurch entsteht ein hurrikan-ähnlicher Wirbel mit warmen Kern.



# Kapitel 4

## Die Ergebnisse

### 4.1 Referenzläufe ohne hurrikan-ähnlichen Wirbel

Um die unterschiedlichen Verlaufsformen der Wechselwirkung einer Tropischen Zyklone mit dem Strömungsmuster der mittleren Breiten beurteilen zu können, wurden Modellläufe mit und ohne hurrikan-ähnlichen Wirbel durchgeführt. Zunächst werden die Läufe ohne Wirbel vorgestellt. Später werden sie mit den Läufen mit Wirbel verglichen.

Durch Störung des oben beschriebenen Grundzustandes entstehen barokline Wellen. Wie bereits erwähnt, wird in der Literatur häufig zwischen zwei verschiedenen Verlaufsarten, dem zyklonalen und dem antizyklonalen Entwicklungstyp der baroklinen Welle, unterschieden. Deshalb werden hier beide Fälle modelliert.

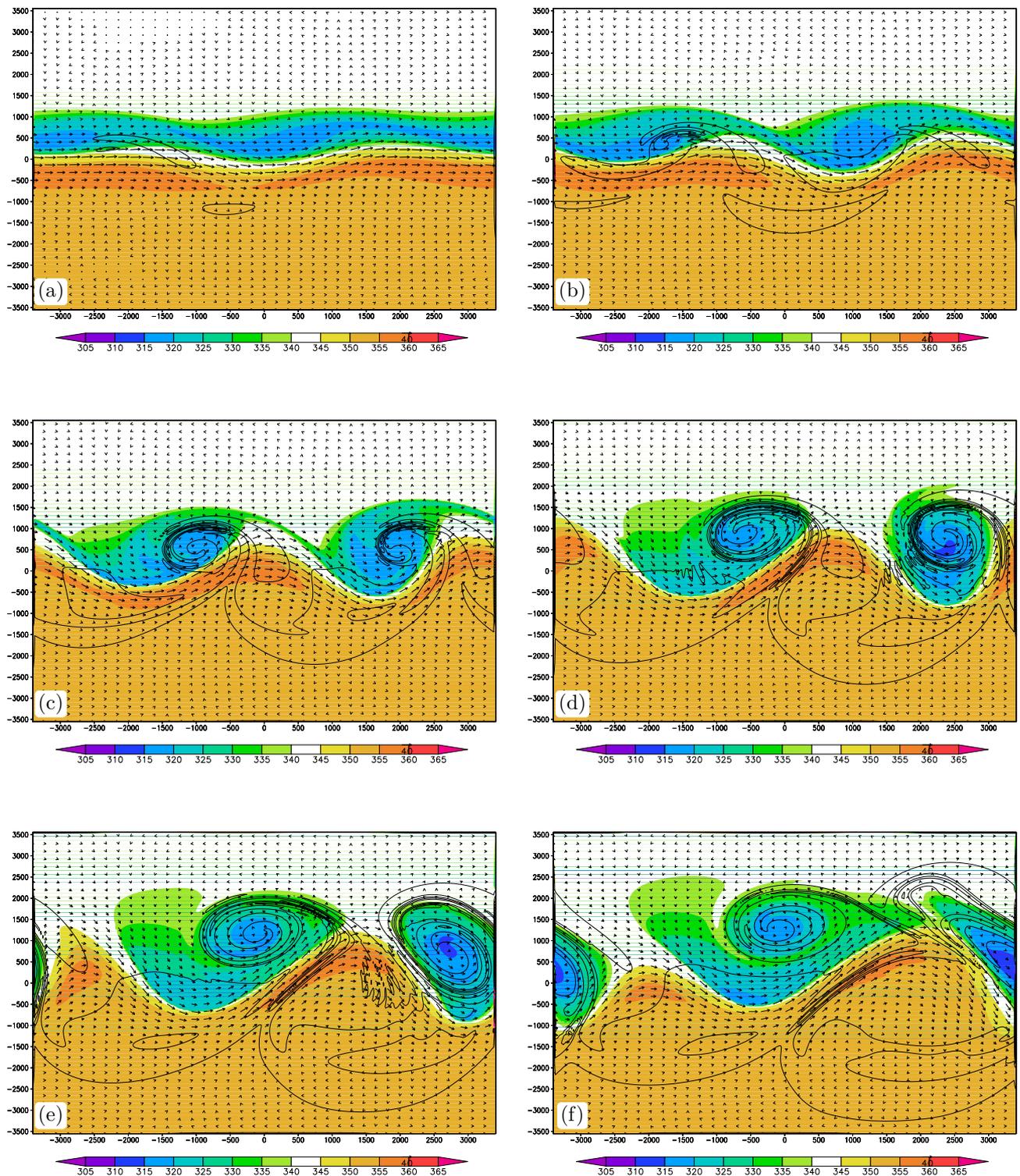
#### 4.1.1 Der zyklonale Fall

In Abb. 4.1 a.) ist anhand der potentiellen Temperatur auf der  $PV = 2$ -Fläche (PV in PV-Einheiten (PVU);  $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ ) zu sehen, wie sich in der oberen Atmosphäre zwei barokline Wellen entwickeln. Es bilden sich niedrige  $\theta$ -Werte im Tal der baroklinen Welle sowie hohe Werte in ihrem Bauch. Verbunden mit niedrigen  $\theta$ -Werten ist ein Absinken der Tropopause, was fortan als „Höhentrog“ oder auch kurz als „Trog“ bezeichnet wird. Analog dazu wird der Bauch der baroklinen Welle „Rücken“ genannt.

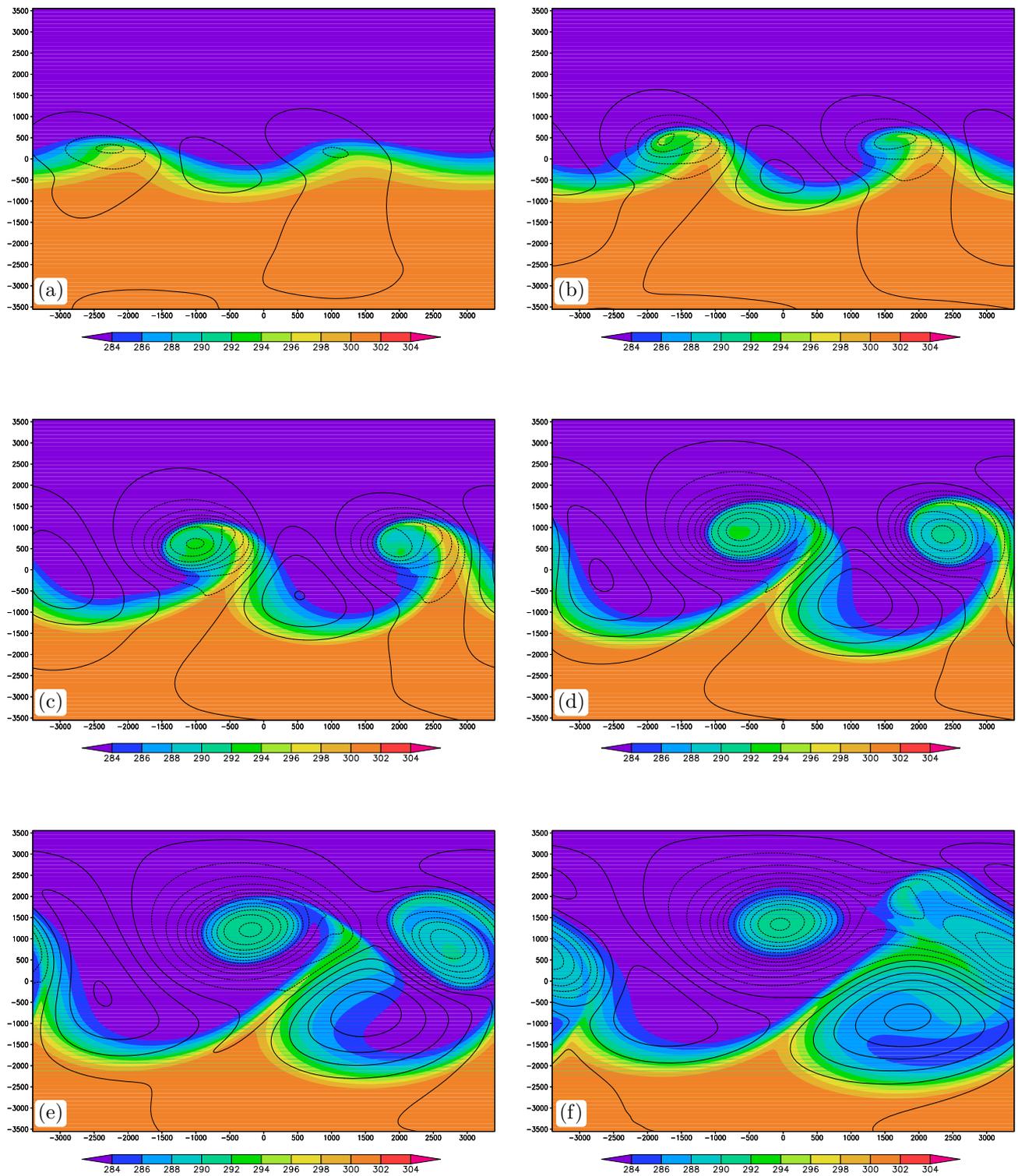
Nach ca. 6 Tagen (Abb. 4.1 b.)) beginnen sich die tiefen Werte der potentiellen Temperatur  $\theta$  im Zentrum des Tiefs zyklonal aufzuwickeln. Die Entwicklung des westlichen Tiefs ist dabei etwas schneller als die des östlichen Tiefs. Im weiteren Verlauf setzt sich die zyklonale Aufwicklung fort, wobei sich die kalte Luft mehr und mehr im Zentrum des Trogs sammelt (Abb. 4.1 c.) und d.)). Die Neigung der Trogachse verläuft von Nordwesten nach Südosten. Betrachtet man die Windpfeile in den Abb. 4.1 c.), d.), e.) und f.) an der Vorderseite und Rückseite des Troges, so fällt auf, dass diese nahezu immer entlang der Isentropen zeigen. Thorncroft *et al.* (1993) hat dieses Phänomen bei seinem zyklonalen Modellauf auch entdeckt. Er konnte bei dem zyklonalen Entwicklungstyp eine zonale Ausdehnung des Troges beobachten, was hier in Abb. 4.1 c.), d.) und e.) gut zu sehen ist. Die zonale Ausdehnung des östlichen Trogs wird wahrscheinlich durch den weit nach Norden reichenden Rücken an der Vorderseite gehindert. Aufgrund der periodischen Randbedingungen taucht der östliche Trog in Abb. 4.1 e.) und Abb. 4.1 f.) am westlichen Ende wieder auf.

Bemerkenswert an dieser Entwicklung ist, dass zwei große, geschlossene Tiefdrucksysteme entstehen mit durchwegs zyklonaler Tendenz im Gegensatz zum antizyklonalen Fall, wo die entstehenden Tröge sich eher meridional als zonal dehnen und eine tendenziell antizyklonale Struktur annehmen. Dies befindet sich im Einklang mit den Ergebnissen von Thorncroft *et al.* (1993), wobei der hier vorgestellte zyklonale Fall sein sogenannter LC2-Fall ist.

Die bodennahe Entwicklung der baroklinen Wellen im zyklonalen Fall werden in Abb. 4.2 anhand der Temperatur und des Geopotentials in einer Höhe von 300 m über dem Boden gezeigt. In Abb. 4.2 a.) und b.) kann man durch die Darstellung der Temperatur am Boden die Entwicklung der Fronten erkennen. Übereinstimmend mit den Ergebnissen von Hoskins und West (1979) und Thorncroft *et al.* (1993) befinden sich die stärksten Temperaturgradienten am nördlichen Teil der Warmfront. Es findet Frontogenese statt und im Laufe der Zeit entdeckt man die stärksten Temperaturgradienten nördlich des Tiefdruckzentrums, was in Abb. 4.2 b.) zu sehen ist. Ein Teil der warmen Luft trennt sich von der warmen Frontalzone ab und wird im Innern des Tiefs eingeschlossen. Ähnlich wie bei Thorncroft *et al.* (1993) sind die stärksten Gradienten des Geopotentials im Norden des Tiefdruckgebiets. Im weiteren Verlauf (Abb. 4.2 d.) und e.) und f.)) verliert das westliche Tiefdruckgebiet die Verbindung zu seiner Frontalzone und ist am Ende vollständig von kalter Luft umgeben. Zu ähnlichen Ergebnissen ist auch



**Abbildung 4.1:** Referenzlauf für den zyklonalen Fall nach a.) 5, b.) 6, c.) 7, d.) 8, e.) 9 und f.) 10 Tagen Integrationszeit. Schattiert ist die potentielle Temperatur auf der  $PV = 2$ -Fläche in [K], mit Konturlinien ist die PV gemittelt über die Schichten  $z = 0.3$  km bis  $z = 3.6$  km in [PVU] dargestellt (Konturintervall 0.2 PVU). Die Windpfeile geben den Wind entlang der Fläche von  $PV = 2$  an.



**Abbildung 4.2:** Referenzlauf für den zyklonalen Fall nach a.) 5, b.) 6, c.) 7, d.) 8 e.) 9 und f.) 10 Tagen Integrationszeit. Farblich dargestellt ist die potentielle Temperatur am Boden ( $z = 0.3$  km), die Konturlinien zeigen das Geopotential im selben Niveau in [gpm] (Konturintervall 400 gpm).

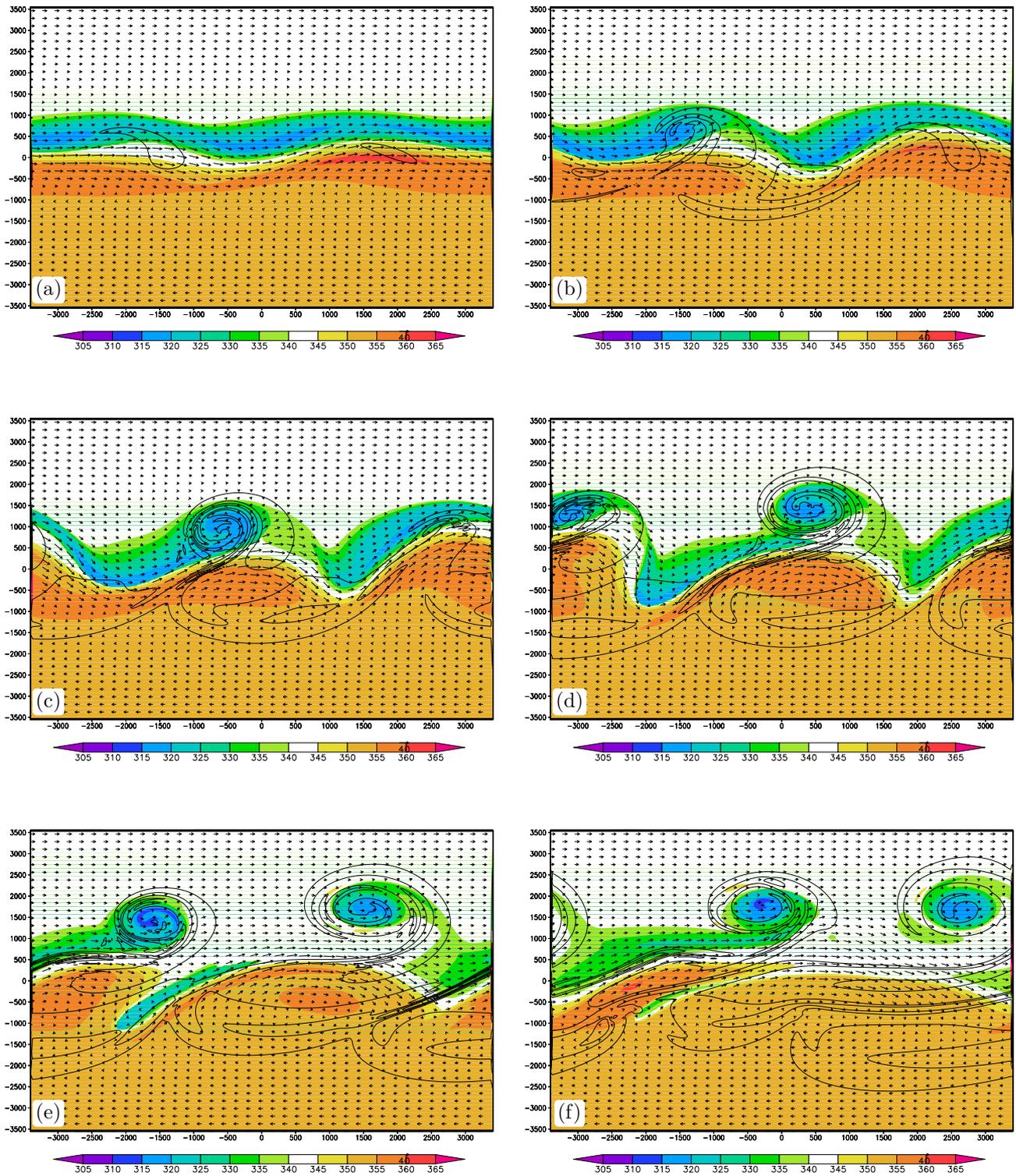
Grønås (1995) in seiner Studie zur Verstärkung der Seklusion gekommen. Die Ergebnisse von Thorncroft *et al.* (1993) zeigen dies nicht, was aber auf die unterschiedlichen Koordinaten (kartesisch gegenüber den sphärischen Koordinaten bei Thorncroft *et al.* (1993)), die unterschiedliche Laufzeit des Modells von hier 10 Tagen gegenüber 9 Tagen bei Thorncroft *et al.* (1993), sowie auf den unterschiedlichen Grundzustand und die Anfangsstörung zurückzuführen ist. Auch die im späteren Verlauf in Abb. 4.2 c.) und d.) zu erkennende sehr unterschiedliche Entwicklung des westlichen und östlichen Trops ist vermutlich der gewählten Gebietsgröße zuzuschreiben und der lokalen Störung zur Initialisierung der Bildung der baroklinen Wellen am Anfang, welche bewirkt, dass sich das westliche Tiefdruckgebiet schneller entwickelt und damit das östlichen Tiefdruckgebiet eingrenzt.

### 4.1.2 Der antizyklonale Fall

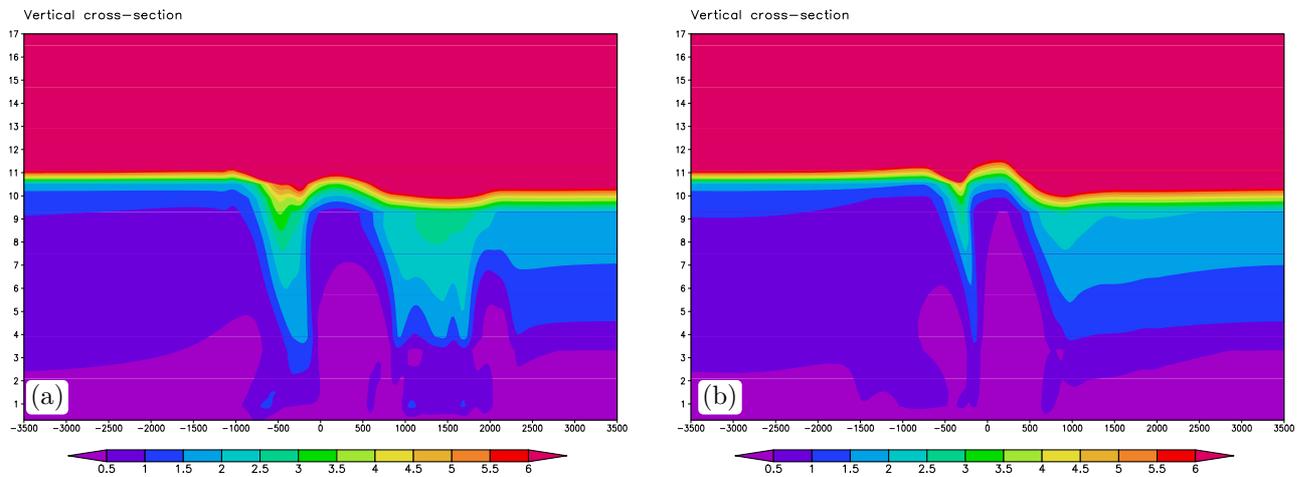
Im Folgenden wird der antizyklonale Fall näher untersucht werden. Nach den Ergebnissen von Balasubramanian und Garner (1997) erhält man die antizyklonale Wellenbrechung in kartesischen Koordinaten durch Addition einer barotropen Windscherung zum Grundzustand. Die sich daraus entwickelnde barokline Welle entspricht dem LC1-Fall von Thorncroft *et al.* (1993) und ist in Abb. 4.3 dargestellt.

Die anfängliche Entwicklung der antizyklonalen Wellenbrechung ist sehr ähnlich der zum zyklonalen Fall. In Abb. 4.3 a.) ist die Neigung der Welle von Nordwesten nach Südosten. Auch im weiteren Verlauf bei Betrachtung der Abb. 4.3 b.) und Abb. 4.3 c.) fällt auf, dass sich die entstehenden Tiefdruckgebiete zyklonal aufwickeln mit geringer potentieller Temperatur im Zentrum des Tiefs. Erst in Abb. 4.3 d.) ist zu beobachten, wie der südliche Teil des Trogs der antizyklonalen Hintergrundscherung Rechnung trägt und sich langsam antizyklonal dreht, während der nördliche Teil weiterhin zyklonal verläuft. Ausserdem ist deutlich zu sehen, dass sich der Wind quer zu den Isentropen an der Rückseite des westlichen Troges bewegt, während die Windpfeile an der Vorderseite des westlichen Trogs mehr in Richtung der Isentropen zeigen. Dies ist beim östlichen Trog nicht der Fall. Nach Thorncroft *et al.* (1993) deutet der Verlauf der Windpfeile quer zu den Isentropen auf der Rückseite eines Troges und gleichzeitig die Windpfeile auf der Vorderseite parallel zu den Isentropen auf eine Streckung und Verdünnung des Trogs hin. In Abb. 4.3 d.) und Abb. 4.3 e.) ist diese Streckung deutlich zu sehen. Der Trog hat nun eine deutliche Neigung von Südwesten nach Nordosten. Die Windpfeile an der Rückseite des Trogs stehen immer noch deutlich quer zu den Isentropen, d.h. der Trog wird sich weiterhin Richtung Süden strecken. Auffällig ist auch, dass der westliche Trog in Abb. 4.3 e.) den Kontakt zu dem zyklonal aufgewickelten Tiefdruckzentrum verliert. Dieses „Abbrechen“ des Troges ist in der synoptischen Meteorologie gut bekannt und wird in der englischsprachigen Literatur allgemein als „Cut-off“ bezeichnet. In Abb. 4.3 f.) ist das Tiefdruckzentrum des westlichen Trogs aufgrund des Jets mehr als 1000 km weiter im Osten zu sehen, während sich das „Cut-off“ kaum weiter bewegt hat. Durch die oben angesprochene Streckung des „Cut-off“-Tiefs und der damit verbundenen Verstärkung der Gradienten an der Tropopause verschwindet der Trog aufgrund der numerischen Diffusion.

In Abb. 4.4 wird ein Süd-Nord-Querschnitt der PV durch den sich ausdünnenden Trog



**Abbildung 4.3:** Referenzlauf für den antizyklonalen Fall nach a.) 5, b.) 6, c.) 7, d.) 8, e.) 9 und f.) 10 Tagen Integrationszeit. Darstellung analog zu Abb. 4.1.

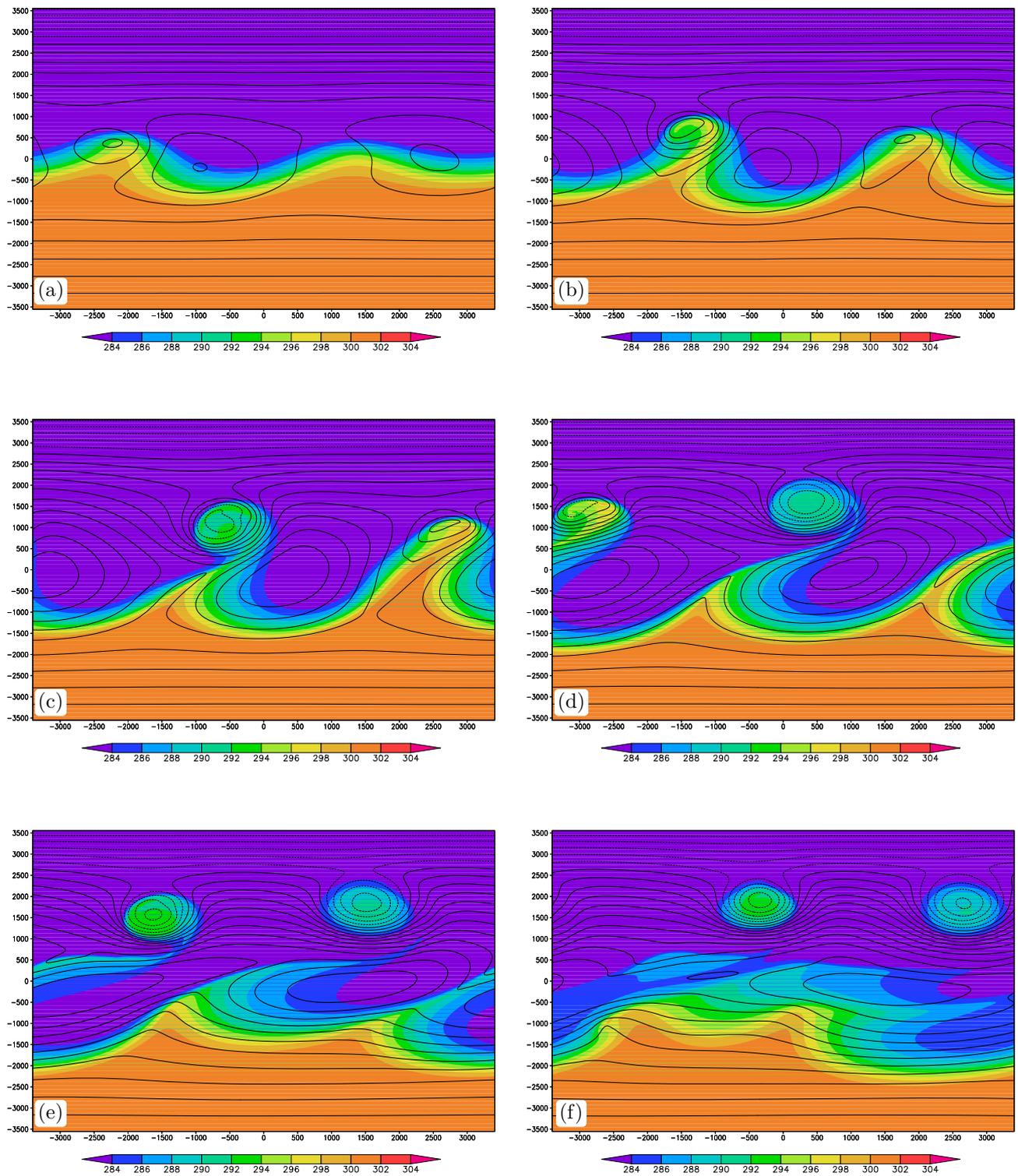


**Abbildung 4.4:** Süd-Nord-Querschnitt bei  $x=-1500$  km im Referenzlauf für den zyklonalen Fall nach a.) 9 und b.) 10 Tagen Integrationszeit. Farbig dargestellt ist die gemittelte PV in PVU, das Maximum ist bei  $PV=6$

gezeigt. In Abb. 4.4 a.) ist der Trog, der südlich vom Tiefdruckzentrum zu sehen ist, noch relativ breit. Durch die oben angesprochenen Prozesse wird er ausgedünnt. Aufgrund der numerischen Diffusion verschwindet der Trog bis auf eine sehr dünne PV-Falte. Der Rest des Troges wird in Abb. 4.4 b.) dargestellt. Es ist in beiden Bildern gut zu erkennen, dass durch die weit nach unten reichende PV-Falte hohe PV von oben nach unten gebracht wird und somit die PV in der unteren Troposphäre erhöht wird. Dies ist auch im Verlauf der Bilder in Abb. 4.3 zu beobachten. Vermutlich spielt dazu die Modifizierung von PV durch Reibung am Boden eine Rolle.

Es lässt sich zusammenfassen, dass im antizyklonalen Fall der Beginn der Wellenbildung fast identisch ist mit dem zyklonalen Fall mit einer Neigung der Welle von Nordwest nach Südost. Erst nach ca. sieben Tagen ist ein antizyklonales Drehen des Troges, besonders bei dem westlichen Trog, nach Westen erkennbar. Dabei dehnt sich der Trog Richtung Süden bzw. Südwesten und formiert ein „Cut-off“. Diese Entwicklung stimmt weitestgehend mit der Entwicklung des LC1-Falles bei Thorncroft *et al.* (1993) überein.

Betrachtet man die bodennahe Entwicklung des antizyklonalen Falls in Abb. 4.5, so erkennt man, dass die anfängliche Wellenbildung sehr ähnlich der des zyklonalen Falls ist. In Abb. 4.5 b.) ist im Unterschied zum zyklonalen Fall die schon viel deutlicher ausgeprägte Kaltfront zu erkennen. Eine gedachte Linie zwischen dem südlichen Ende des Warmsektors und dem Tiefdruckzentrum bildet eine Achse von Südwesten nach Nordosten. Hierin liegt ein weiterer Unterschied zum zyklonalen Fall, wo die Verbindungslinie eine Achse von Südosten nach



**Abbildung 4.5:** Referenzlauf für den antizyklonalen Fall nach a.) 5, b.) 6, c.) 7, d.) 8, e.) 9 und f.) 10 Tagen Integrationszeit. Darstellung analog zu Abb. 4.2.

Nordwesten ergibt.

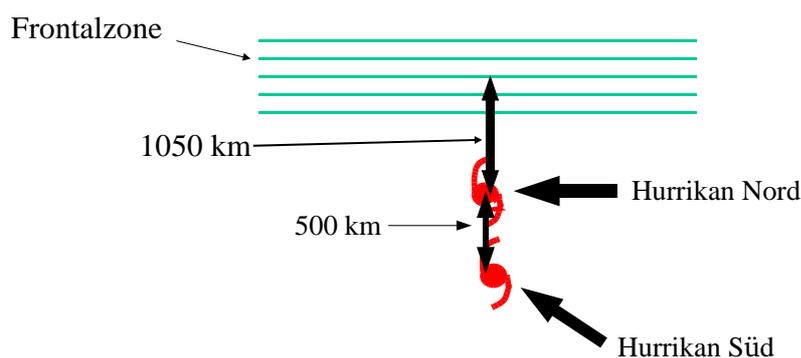
Vergleicht man Abb. 4.2 b.) und c.) mit Abb. 4.5 b.) und c.), so fällt auf, dass im antizyklonalen Fall die Gradienten des Geopotentials stärker sind als zum selben Zeitpunkt im zyklonalen Fall. Auch im weiteren Verlauf scheint die Wellenbildung schneller voranzuschreiten als im zyklonalen Fall, ebenso der barotrope Verfall. In 4.5 f.) sind die Konturlinien des Geopotentials schon fast wieder zonal. Es ist somit wieder ein fast barotroper Zustand eingeleitet.

Durch Betrachtung der Isothermen in Abb. 4.5 lässt sich die Entwicklung des Frontsystems ablesen. Wie bereits erwähnt, sind die Kaltfronten hier stärker ausgeprägt. Wiederum hat sich warme Luft von den Fronten abgetrennt und wird in Abb. 4.5 b.) im Zentrum des Tiefs eingeschlossen. Dieser sogenannte Seklusionsprozeß wurde schon in der Modellvorstellung von Shapiro und Keyser (1990) erfasst. Auffällig ist, dass sich der Warmsektor mehr und mehr verkleinert und die Kaltfront allmählich auf die Warmfront trifft. Das bedeutet einen klassischen Okklusionsprozess typisch für den antizyklonalen Fall. Im weiteren Verlauf sieht man, die Fronten den Kontakt zu ihren Tiefdruckzentren verlieren und den Verlauf der Isothermen mehr und mehr zonal (siehe Abb. 4.5 e.) und f.) werden. Dies ist ein weiterer Hinweis für den relativ frühen barotropen Verfall. Ebenfalls wird dies durch einen Vergleich der Lage der Tiefdruckzentren am Boden in Abb. 4.5 f.) und in der Höhe in Abb. 4.3 f.) bewiesen, da deren Verbindungslinie eine senkrechte Achse ergibt.

## 4.2 Die Wechselwirkung mit einer sich entwickelnden, baroklinen Welle

In diesem Kapitel wird der Hurrikan zum Integrationszeitpunkt  $t = 0$ , also zum selben Zeitpunkt, an dem auch die Störung zur Auslösung der baroklinen Welle eingeführt wird, eingesetzt. Die Situation, dass der Hurrikan auf eine sich noch nicht entwickelte Welle trifft, ist idealisiert. Sie ist aber in ähnlicher Weise im Nordwestpazifik beim Tropischen Zyklon Saola (2005) bereits aufgetreten. Durch diese Experimente hat man die Möglichkeit zu untersuchen, inwieweit der Hurrikan selbst als Störung für die Welle gilt. Außerdem trifft der hurrikan-ähnliche Wirbel erst nach ein paar Tagen auf die barokline Welle, die sich bis dahin in einem frühen Stadium der Entwicklung befindet.

In diesem Kapitel sollen die Fragen beantwortet werden, in welchem Maß die Anfangsposition einen Einfluss auf die Entwicklung der Welle hat und wie sich die Bahn des Hurrikans aufgrund der unterschiedlichen Anfangsposition verändert. Analog zum vorigen Kapitel soll dies sowohl mit dem zyklonalen als auch mit dem antizyklonalen, baroklinen Entwicklungstyp untersucht werden.

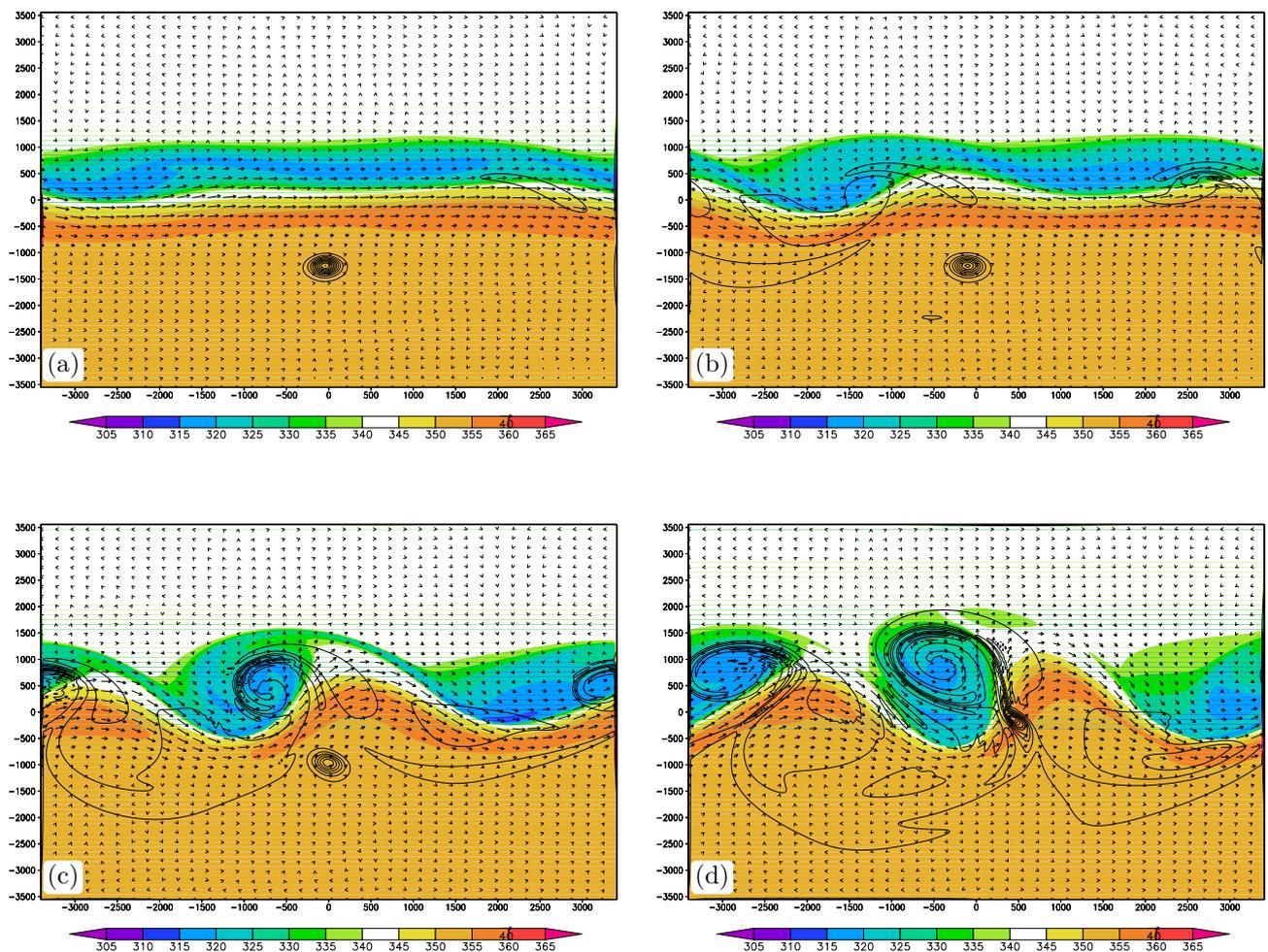


**Abbildung 4.6:** Schematische Darstellung der verschiedenen Anfangspositionen des Hurrikans relativ zum Zentrum der Frontalzone.

In Abb. 4.6 wird die Anfangsposition der Hurrikane in den verschiedenen Modellläufen gezeigt. Es wurden jeweils für die verschiedenen baroklinen Entwicklungstypen zwei Modellläufe mit je einem Hurrikan gestartet, wobei der Unterschied lediglich in einer unterschiedlichen Position des Wirbels zum Zentrum der Frontalzone liegt. Die unterschiedlichen Positionen des

Hurrikans (und damit auch die unterschiedlichen Modellläufe) werden im Folgenden mit „Hurrikan Nord“ und mit „Hurrikan Süd“ bezeichnet, wobei Hurrikan Süd einen Abstand von 1550 km zum Zentrum der Frontalzone und Hurrikan Nord einen Abstand von 1050 km hat. Folglich wird Hurrikan Nord genau 500 km weiter nördlich von Hurrikan Süd eingesetzt.

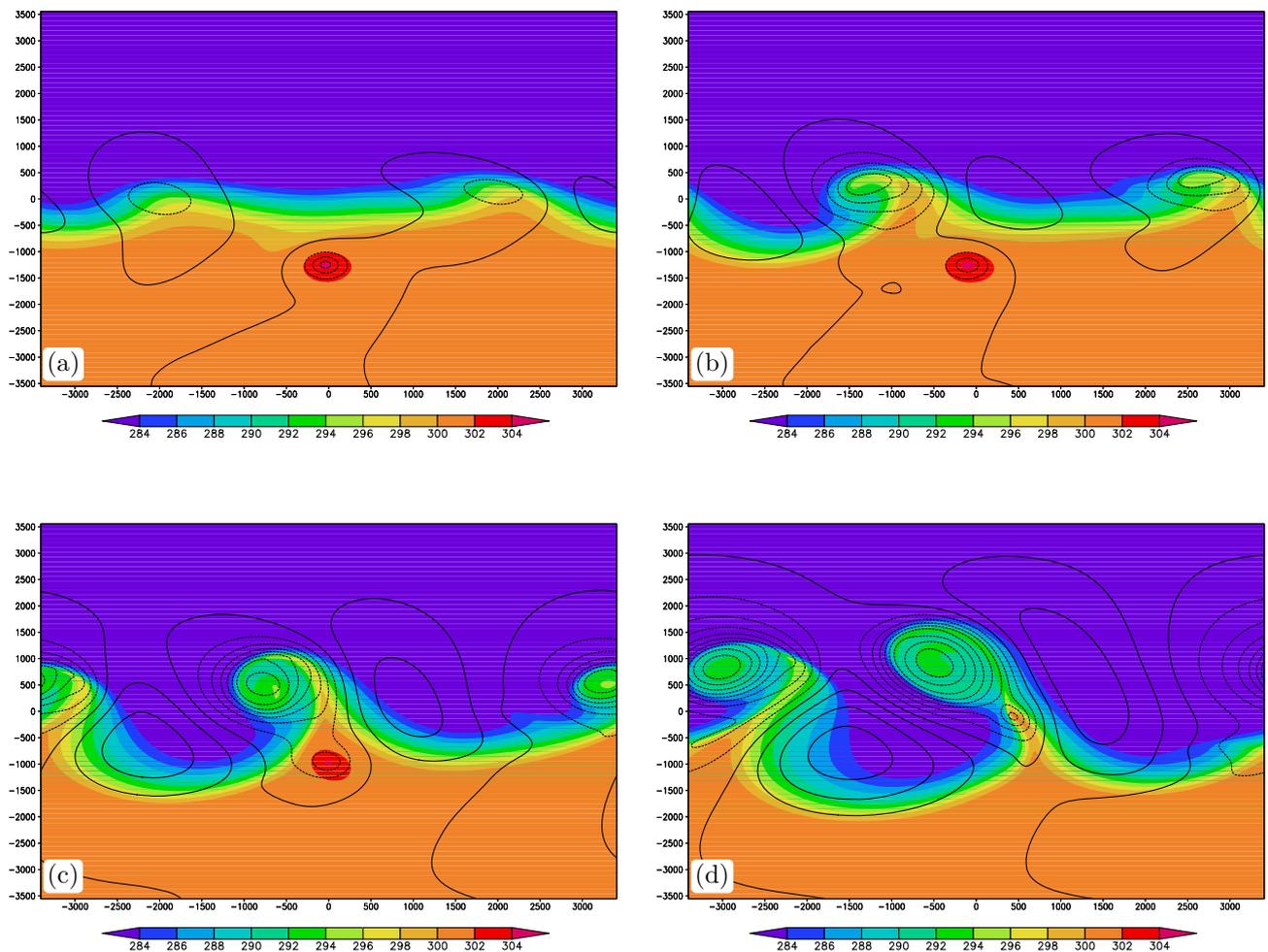
## 4.2.1 Der zyklonale Fall



**Abbildung 4.7:** Hurrikan Nord für den zyklonalen Fall nach a.) 4 Tagen, b.) 5 Tagen, c.) 6 Tagen und d.) 7 Tagen Integrationszeit. Darstellung analog zu Abb. 4.1.

In Abb. 4.7 und Abb. 4.8 sieht man die zeitliche Entwicklung der baroklinen Welle im Falle von Hurrikan Nord. Es entwickeln sich wie im Referenzlauf (Abb. 4.1) zwei barokline Wellen. Das Erscheinungsbild der sich entwickelnden Welle ist dabei typisch für den zyklonalen Fall, so im letzten Abschnitt beschrieben. Man sieht in Abb. 4.7 a.), dass zuerst eine Welle im Nordwesten des Hurrikans angeregt wird. Im weiteren Verlauf, der in Abb. 4.7 b.), c.) und d.) dargestellt ist, verstärkt sich diese Welle im Nordwesten des Hurrikans und es entwickelt sich eine weitere Welle stromabwärts.

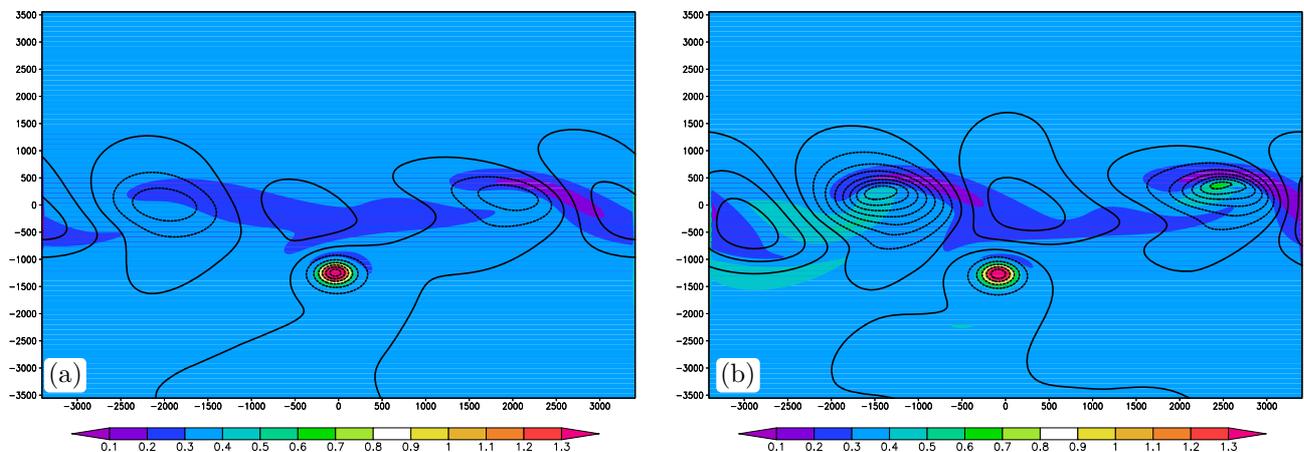
Ein Vergleich von Abb. 4.7 d.) mit dem Referenzlauf in Abb. 4.1 c.) ergibt, dass sich



**Abbildung 4.8:** Hurrikan Nord für den zyklonalen Fall nach a.) 4, b.) 5, c.) 6 und d.) 7 Tagen Integrationszeit. Darstellung analog zu Abb. 4.2.

die Wellenzahl nicht verändert - es entstehen nach wie vor zwei Tiefdruckgebiete -, die Orte, an dem die Zentren der Tiefdruckgebiete liegen, sich jedoch verschieben. Auch wenn man die Reife der baroklinen Welle im Fall Hurrikan Nord mit der Reife im Referenzlauf zum selben Zeitpunkt vergleicht (z.B. Abb. 4.1 c.) mit Abb. 4.7 d.)), so zeigt sich, dass die Welle im Fall Hurrikan Nord sich früher entwickelt und nach 7 Tagen Integrationszeit (Abb. 4.7 d.)) etwa denselben Reifegrad hat wie die barokline Welle im Referenzlauf mindestens 24 h später (Abb. 4.1 d.)).

In Abb. 4.8 wird die bodennahe Entwicklung des Modellaufs mit Hurrikan Nord gezeigt. Betrachtet man die Bahn des Hurrikans in Abb. 4.8 a.), erkennt man, dass sich der Hurrikan nach 4 Tagen ca. 300 km nach Süden, jedoch kaum nach Osten oder Westen bewegt hat. Die

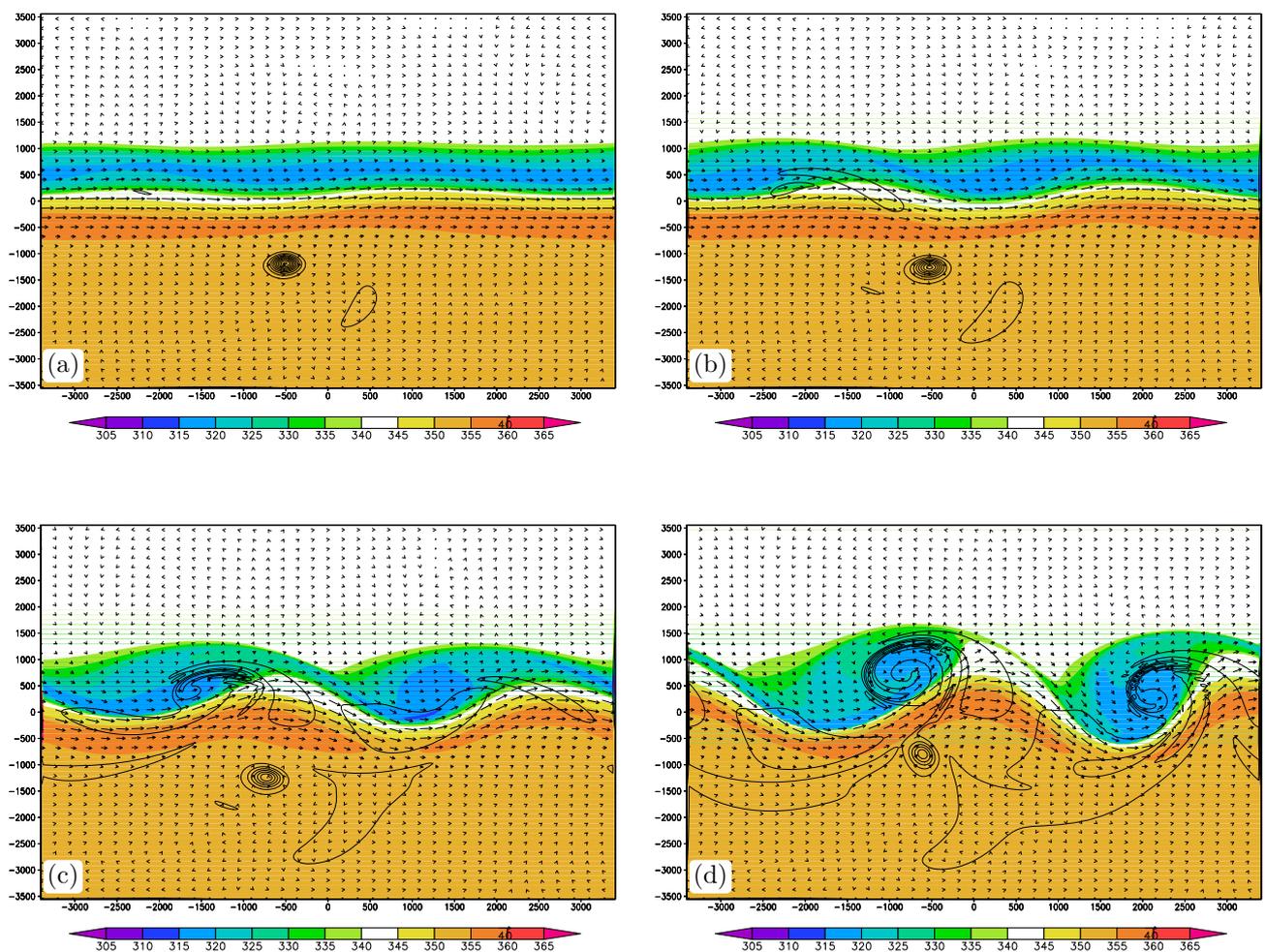


**Abbildung 4.9:** Hurrikan Nord für den zykonalen Fall nach a.) 4 und b.) 4,75 Tagen Integrationszeit. Farblich dargestellt ist die PV in [PVU] gemittelt über die untersten Modellschichten von  $z = 0.3$  km bis  $z = 3.6$  km, die Konturlinien zeigen das Geopotential in gpm in der untersten Modellschicht ( $z = 0.3$  km), Konturintervall 400 gpm.

Erklärung der Bewegung Richtung Süden findet man in Abb. 4.9 a.). Man sieht, dass sich eine Antizyklone im Nordosten entwickelt, was aufgrund der Winde Richtung Süden eine relativ geringfügige, jedoch erkennbare Verdrängung des Hurrikans nach Süden an der Vorderseite des Hochdruckgebiets nach sich zieht. Da sich das Hoch im weiteren Verlauf nach Osten bewegt, befindet sich der Hurrikan in der Abb. 4.9 b.) in der Gegend der Winde in Richtung Westen im Süden der Antizyklone. Auch der schwache, negative PV-Gradient, der sich in diesem Bereich südlich des Strahlstroms befindet (nicht gezeigt), bewirkt eine Bewegung Richtung Süden, allerdings nach Südosten. Dies zeigt, dass die Bewegung verbunden mit der Antizyklone dominiert. Hier erfolgt eine Bewegung nach Südwesten (Abb. 4.9 b.)), welche den Effekt hat, dass der Wirbel an die Vorderseite der nachfolgenden Zyklone mit den damit verbundenen Winden aus Südwesten (Abb. 4.7 d.)) advehiert wird. Dadurch kommt der Hurrikan in den Warmsektor des Tiefdruckgebiets (Abb. 4.8 c.) und d.)).

Thorncroft und Jones (2000) bemerkten, dass sich bei der ET von Hurrikan Iris (1995) durch Überlagerung von PV-Anomalien, nämlich dem Ex-Hurrikan und dem baroklinen System, sich die bodennahen Winde verstärkt haben. Dies konnte im vorliegenden Modellauf nicht nachgewiesen werden, obwohl auch hier die PV-Anomalie der Front und des Hurrikans sich überlagern. Der Hurrikan bewegt sich direkt an den Okklusionspunkt des Frontensystems der mittleren Breiten in Abb. 4.8 d.), wobei seine Translationsgeschwindigkeit im Zusammenhang

mit den starken Winden im Südosten des Troges deutlich zunimmt. Dies ist eine optimale Position für den Hurrikan zur ET. Der hurrikanähnliche Wirbel wird durch die Windscherung am Strahlstrom verzerrt (Abb. 4.7 d.)). Eine Verstärkung des Systems barokline Welle und Hurrikan ist möglich, jedoch kann eine Verstärkung der Vertikalwinde (nicht gezeigt) nicht direkt in den Zusammenhang mit dem Hurrikan gebracht werden, da diese sich nicht in der richtigen Position befinden.



**Abbildung 4.10:** Hurrikan Süd für den zyklonalen Fall nach a.) 4 Tagen, b.) 5 Tagen, c.) 6 Tagen und d.) 7 Tagen Integrationszeit. Darstellung analog zu Abb. 4.1.

Bei Betrachtung der zeitlichen Entwicklung der baroklinen Welle im Falle von Hurrikan Süd in Abb. 4.10 a.) - d.) erkennt man, dass sich wie im Referenzlauf zwei Tröge bzw Rücken gebildet haben. Zunächst wird die Bahn des Hurrikans zur Betrachtung herausgegriffen. Diese verläuft am Anfang Richtung Nordwesten (nicht gezeigt). Diese Bahn entsteht, da sich der

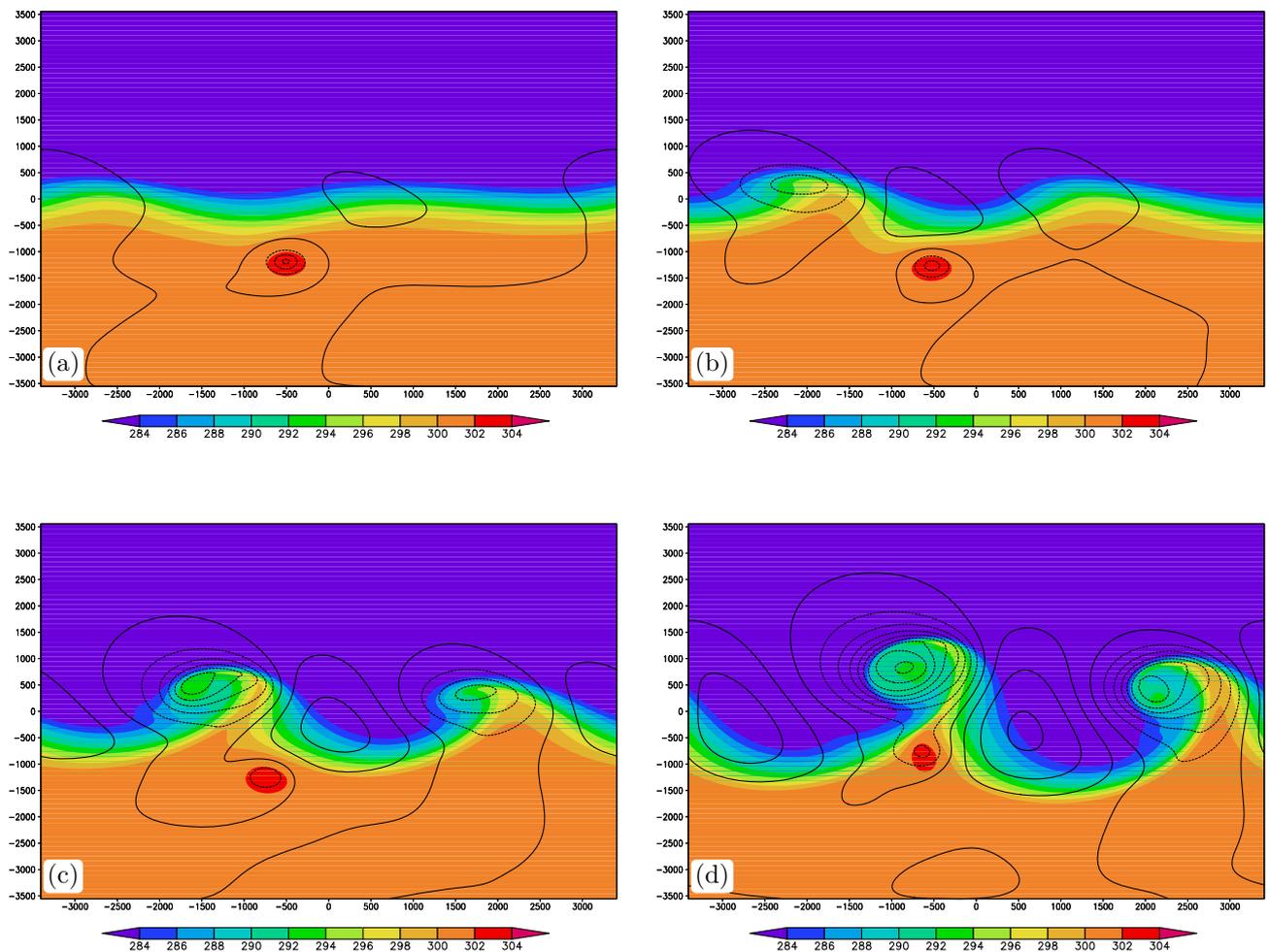
Coriolisparameter mit der Breite ändert. Dadurch entstehenden sogenannte  $\beta$ -Gyren, deren Stromlinien durch das Zentrum des Hurrikans gehen und somit für die Bewegung Richtung Nordwesten verantwortlich sind. Dies wurde in den Veröffentlichungen von Smith *et al.* (1990), Smith und Ulrich (1990) und Fiorino und Elsberry (1989) anhand eines barotropen Modells analytisch und numerisch nachgewiesen. Der PV-Gradient ca. 1500 km südlich des Zentrums des Strahlstroms (nicht gezeigt) sieht nahezu konstant aus, weil der PV-Gradient, der durch die  $\beta$ -Gyren entsteht, im Bereich von  $10^{-6}$  PVU/km liegt. Daher ist er graphisch kaum darstellbar. Da in diesem Bereich keine Zonalwinde herrschen, die für die Bewegung Richtung Nordwesten verantwortlich sein könnten, sind die Ursache für diese Bewegung wahrscheinlich die  $\beta$ -Gyren.

Durch die Bewegung Richtung Norden kommt der Hurrikan der Westwindzone immer näher und wird von dem dort existierenden zonalen Jet mitgenommen (Abb. 4.10 d.). Die Bewegung des Hurrikans aufgrund der  $\beta$ -Gyren spielt ab diesem Zeitpunkt eine untergeordnete Rolle, da die Strömung, die durch den zonalen Strahlstrom verursacht wird, die Bewegung des Wirbels dominiert. Dadurch kommt die im Atlantik typische Bahn für Hurrikane zustande, die aufgrund der  $\beta$ -Gyren erst Richtung Nordwesten verläuft und bei Annäherung an den Strahlstrom der mittleren Breiten nach Nordosten abdreht.

Ähnlich wie im Fall Hurrikan Nord bildet sich daraufhin eine Antizyklone nordöstlich der Position des Hurrikans, was anhand des Geopotentials in Abb. 4.11 b.) veranschaulicht wird. Im weiteren Verlauf bewegt sich der Hurrikan um die Antizyklone herum. Die Bahn des Hurrikans verläuft dadurch wieder in einer Schleife. Nach sieben Tagen Laufzeit nähert sich der Hurrikan dem westlichen Trog. In Abb. 4.11 d.) ist der Wirbel im Bereich des Warmsektors zu finden. Um zu einer Interaktion zu gelangen, ist die Endposition des Wirbels noch zu weit entfernt.

Auffällig am Modellauf Hurrikan Süd ist, die Wellenbildung (Abb. 4.10) geschieht im Vergleich zu dem Modellauf mit Hurrikan Nord (Abb. 4.7) relativ spät. Darauf soll später genauer eingegangen werden. Es fällt weiterhin auf, die y-Koordinate der Positionen der Wirbel im Lauf Hurrikan Nord und Hurrikan Süd sind nach ca 5 Tagen Modellauf (Abb. 4.10 b.) und Abb. 4.7 b.)) kaum unterschiedlich. Dies deutet darauf hin, dass die Entwicklung in den mittleren Breiten entscheidend für die Bahnkrümmung und für das Timing von ET ist.

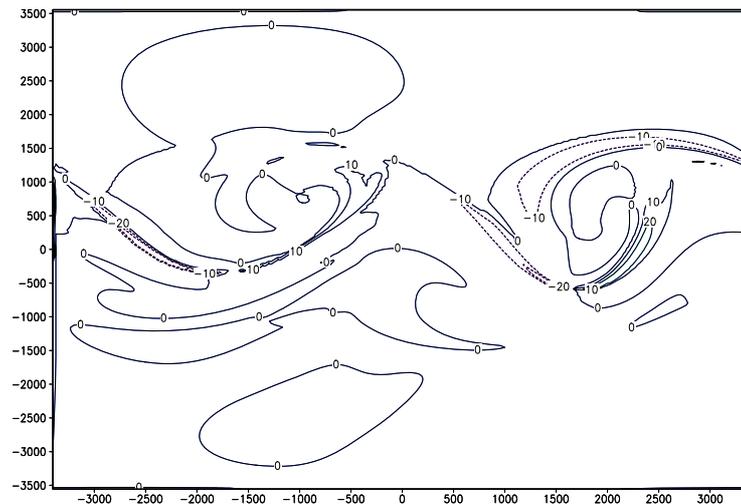
In einem Vergleich von Abb. 4.1 c.) mit Abb. 4.10 d.) sieht man bereits ohne Messung, sowohl der Ort, an dem die Tröge und Rücken liegen, als auch die Reife der entstandenen,



**Abbildung 4.11:** Hurrikan Süd für den zyklonalen Fall nach a.) 4, b.) 5, c.) 6 und d.) 7 Tagen Integra-tionszeit. Darstellung analog zu Abb. 4.2.

baroklinen Welle stimmen weitestgehend überein.

Die Bestätigung hierfür findet sich in Abb. 4.12. In dieser Abbildung wird die Abweichung des Laufes mit Hurrikan Süd mit dem Referenzlauf anhand der potentiellen Temperatur auf der  $PV = 2$ -Fläche gezeigt. Die grössten Abweichungen befinden sich an den östlichen und westlichen Enden der Tröge. Das bedeutet, dass die Orte, an denen sich die Tröge entwickelt haben, im Falle von Hurrikan Süd im Vergleich zum Referenzlauf etwas westlich versetzt sind. Diese Versetzung ist minimal. Somit können wir die Entwicklung und Lage der Tröge in beiden Fällen als fast identisch ansehen. Man kann daraus schliessen, es hat in diesem Fall der Hurrikan wenig zur Initialisierung der baroklinen Welle beigetragen, da die Entwicklung ähnlich zu dem Fall ist, an dem kein Hurrikan eingesetzt wurde.

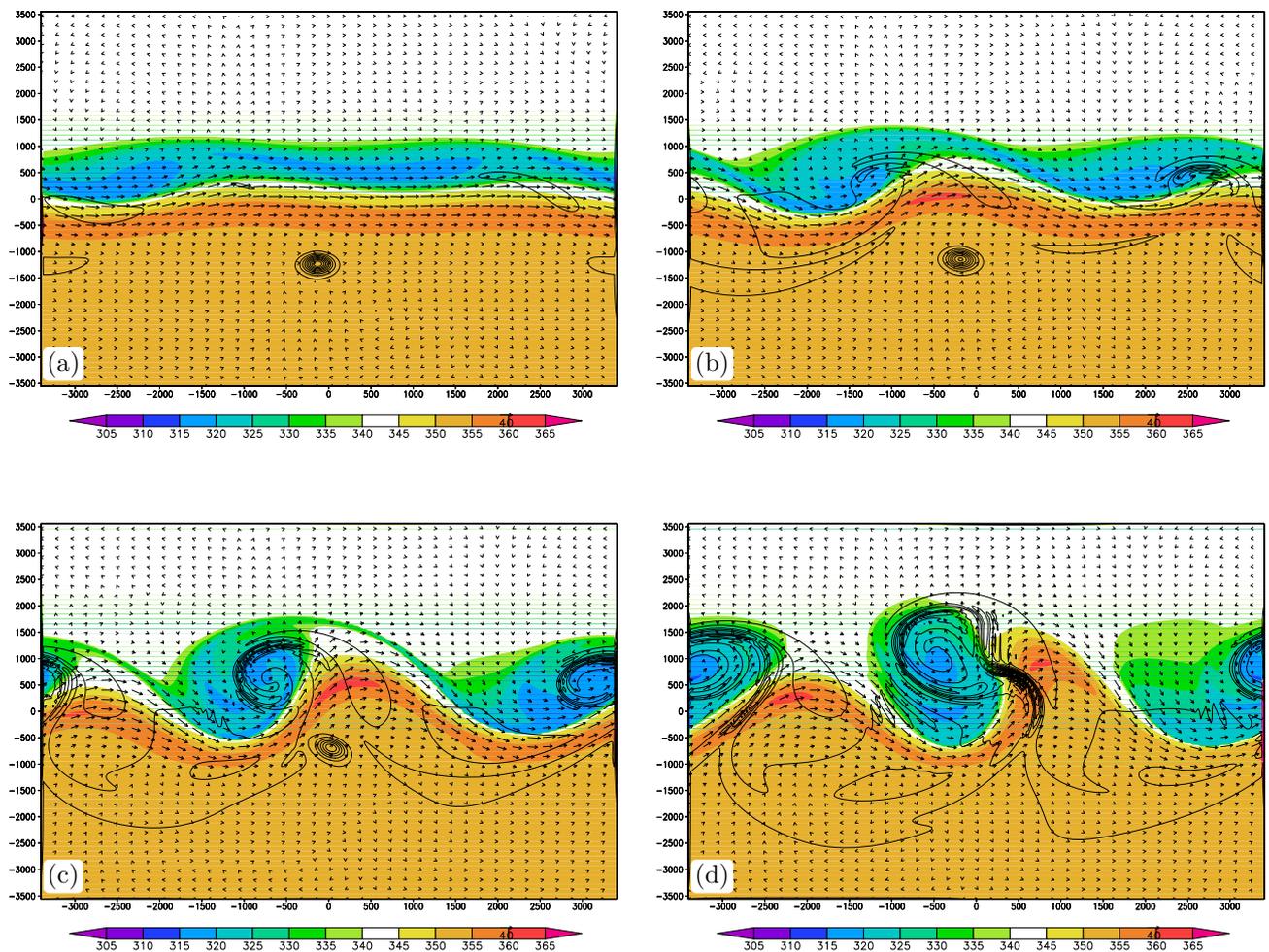


**Abbildung 4.12:** Unterschied zwischen dem Referenzlauf und Lauf mit Hurrikan Süd, nach einer Integrationszeit von 7 Tagen; Die Konturlinien zeigen die potentielle Temperatur in [K] (Konturintervall 10 K) auf der  $PV = 2$ - Fläche. Gestrichelte Linien zeigen negative Werte.

Vergleicht man diese fast identische Entwicklung mit der Entwicklung bei Hurrikan Nord in Abb. 4.7, so lässt sich folgern, dass der Hurrikan im Fall Hurrikan Nord einen beträchtlichen Einfluss auf die Entwicklung der Störung hatte. Im Fall von Hurrikan Süd hat der Wirbel jedoch kaum einen Einfluss auf die Entwicklung genommen. Die Erklärung ist die nähere Lage von Hurrikan Nord am PV-Gradienten der Frontalzone. Im Fall von Hurrikan Süd ist der Hurrikan am Anfang zu weit entfernt, um mit der Frontalzone zu interagieren. Denn der Radius des Wirbels beträgt nur 1000 km und der Hurrikan selbst befindet sich zu diesem Zeitpunkt noch 1550 km vom Zentrum der Frontalzone entfernt. Hurrikan Nord ist lediglich in 1050 km Entfernung vom Zentrum und kann damit bei gleicher Reichweite des Wirbels wie im Fall von Hurrikan Süd den südlichen Teil der Frontalzone beeinflussen. Die unterschiedliche Störung wird in Kap. 4.2.3 untersucht.

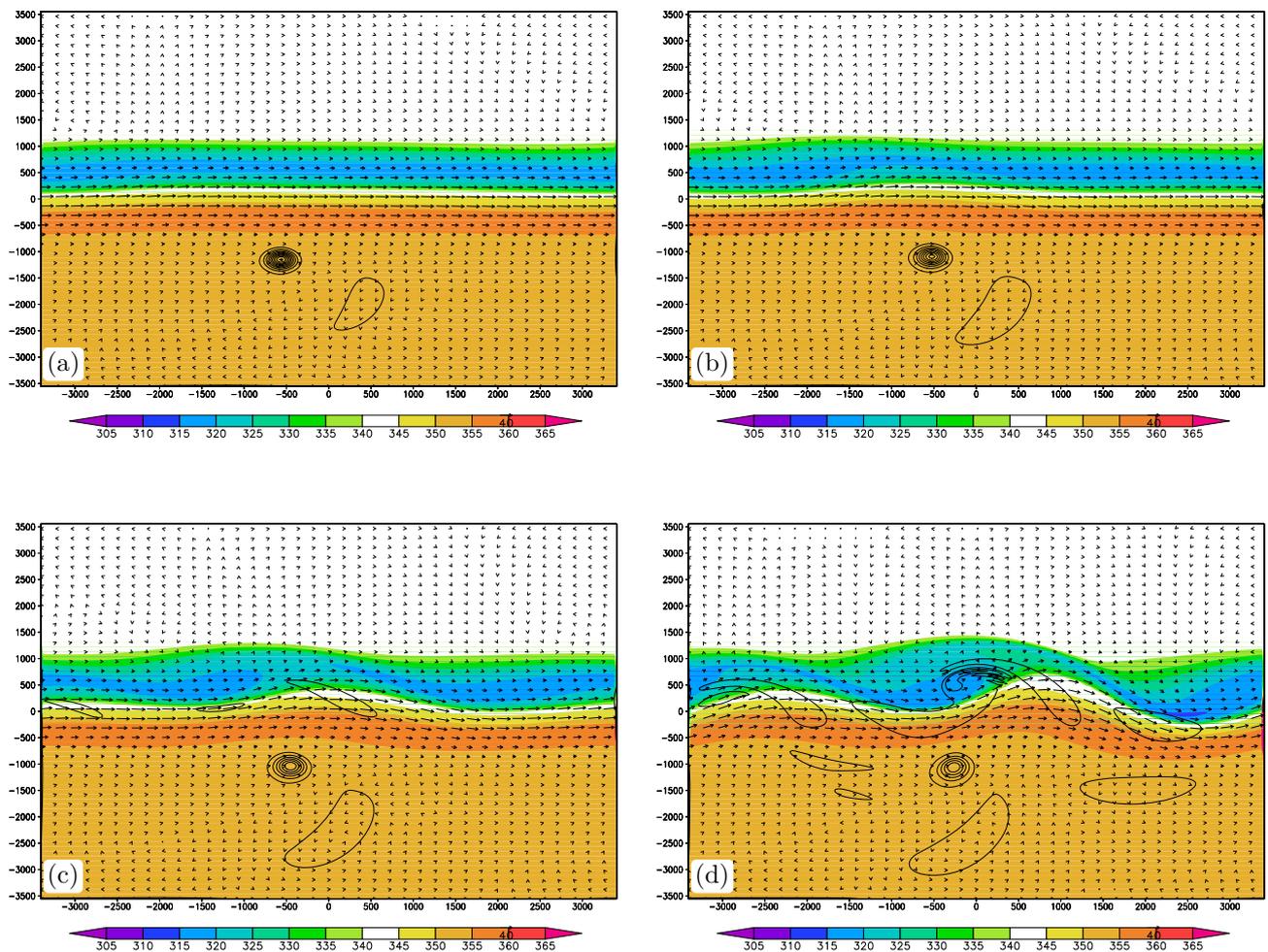
Um den Einfluss, den der Wirbel auf die Entwicklung der Welle genommen hat, genauer zu analysieren, wurden obige Experimente wiederholt durchgeführt, bei dieser Durchführung wurde auf die Störung auf Tropopausenniveau verzichtet, d.h. der hurrikanähnliche Wirbel, der zum Zeitpunkt  $t = 0$  eingeführt wurde, besitzt als einziges Element die Möglichkeit, die Wellenbildung auszulösen. Die Ergebnisse sind in Abb. 4.13 für Hurrikan Nord und in Abb. 4.14 für Hurrikan Süd dargestellt.

Durch den Vergleich des Laufes ohne Störung in Abb. 4.13 mit dem Modellauf mit Störung



**Abbildung 4.13:** Modellauf mit Hurrikan Nord für den zyklonalen Fall ohne Störung nach a.) 4 Tagen, b.) 5 Tagen, c.) 6 Tagen und d.) 7 Tagen Integrationszeit. Darstellung analog zu Abb. 4.1.

in Abb. 4.7 erkennt man, dass für den Fall Hurrikan Nord die Entwicklung der baroklinen Welle in beiden Fällen ähnlich ist. Somit ist bewiesen, im Fall Hurrikan Nord dient der Wirbel selber als Auslöser für die Welle. Die Störung in der oberen Tropopause ist als Auslöser zu vernachlässigen. In der Studie von Wernli et al. (1999) wurde gezeigt, dass eine Störung am Boden, wie sie im vorliegenden Fall durch den Hurrikan gegeben ist, ein Ereignis der Wellenbildung stromaufwärts erzeugt. Eine Störung im Tropopausenbereich regt dagegen die Welle stromabwärts an (und leitet erst zeitlich versetzt durch die dadurch induzierte Störung am Boden auch Wellen stromaufwärts ein). Wenn man sich die Entwicklung in Abb. 4.13 anschaut, scheint sich diese Abfolge zu bestätigen, da, das westliche Tief in Abb. 4.13 a.) und b.), das sich stromaufwärts vom Hurrikan befindet, deutlich früher entwickelt als das östliche Tief. Sim-



**Abbildung 4.14:** Modellauf mit Hurrikan Süd für den zyklonalen Fall ohne Störung nach a.) 4 Tagen, b.) 5 Tagen, c.) 6 Tagen und d.) 7 Tagen Integrationszeit. Darstellung analog zu Abb. 4.1.

mons und Hoskins (1979) haben gezeigt, dass eine Welle, die stromaufwärts induziert wird, in der zonalen Ausbreitung relativ schmal ist verglichen mit einer Welle, die sich stromabwärts einer Störung bildet. Damit wird die Annahme bekräftigt, dass das westliche Tief direkt durch den Hurrikan ausgelöst wird, da die zonale Ausbreitung gering ist im Vergleich zum östlichen Tief. Der östliche Trog hingegen wurde vermutlich durch eine Störung im Tropopausenbereich hervorgerufen, die durch den anderen Trog induziert wurde.

Die Bahn des Hurrikans im Modellauf ohne Störung in Abb. 4.13 ist dagegen ähnlich der Bahn im Lauf mit Störung in Abb. 4.7. Nach sieben Tagen ist in Abb. 4.13 der Hurrikan im Vergleich zu Abb. 4.7 etwa 800 km nördlicher. Als Folge wurde der Wirbel durch den dort herrschenden, meridionalen Windgradienten noch mehr gestreckt. Wie bei der Bahn in Abb. 4.7,

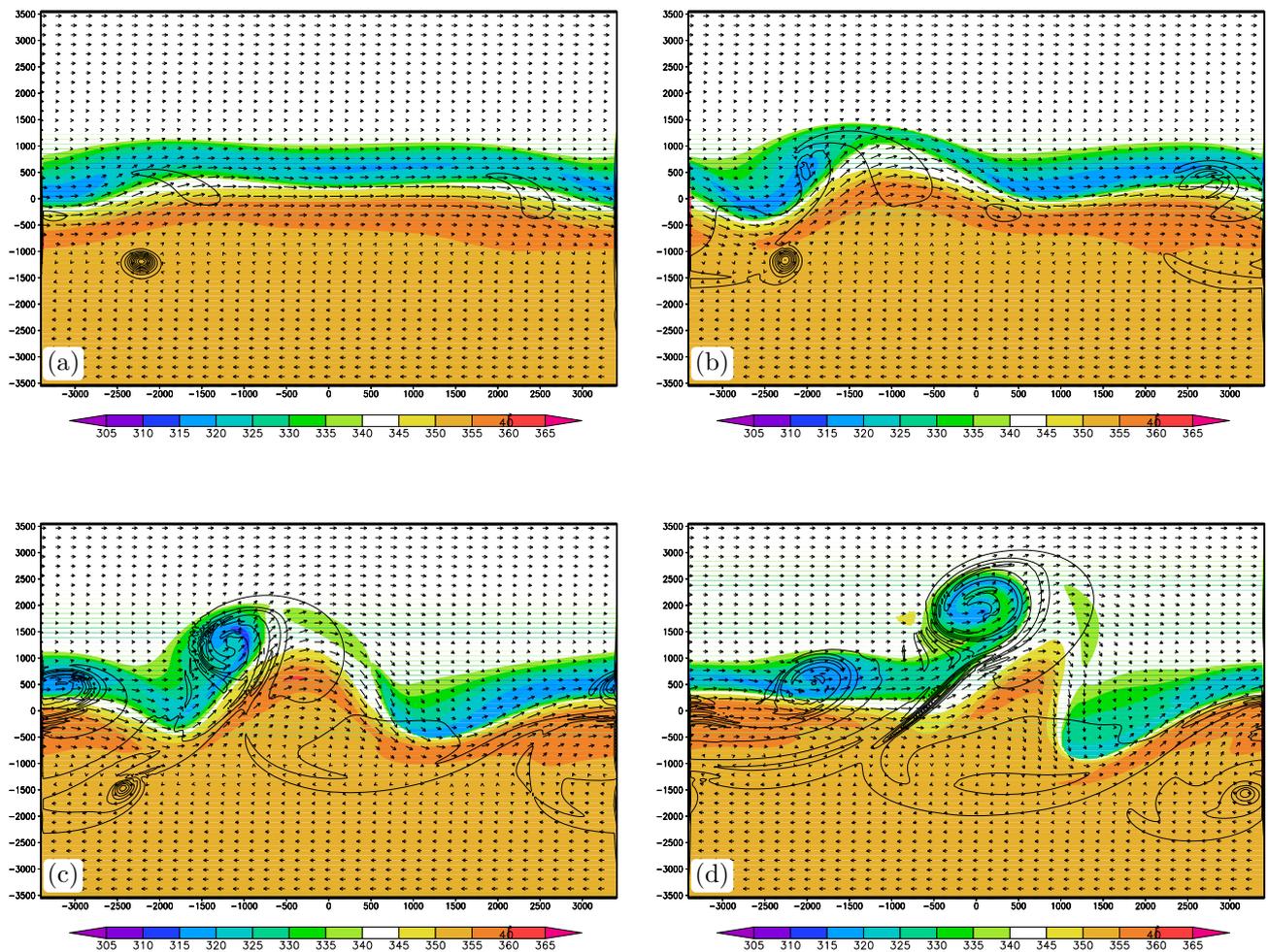
besteht hier die Annahme, dass nur ein Teil des Hurrikans in die Mitte des Trogs gezogen wird, der Grossteil allerdings durch den zonalen Strahlstrom vom Trog wegadvehiert wird. Durch die Anwesenheit des Hurrikans kommt es zu keiner gegenseitigen Verstärkung der beiden Systeme. Diese Entwicklung wird in Kap. 4.2.3 näher betrachtet.

Vergleicht man den Modellauf von Hurrikan Süd ohne Störung in Abb. 4.14 mit dem Modellauf von Hurrikan Süd mit Störung in Abb. 4.10, so bestätigt sich die These, dass der Hurrikan im Lauf mit Tropopausenstörung einen geringen Einfluss auf die Entwicklung der Welle hat. Der entscheidende Anteil wird zu Beginn durch die Störung im Tropopausenniveau geleistet. Dies lässt sich in Abb. 4.10 beobachten, in der die Wellenbildung früher einsetzt und im Vergleich zu Abb. 4.14 im Lauf ohne Tropopausenstörung zu gleichen Integrationszeitpunkten intensiver entwickelt ist. In Abb. 4.14 ist erst nach ca. sechs Tagen eine kleine Welle erkennbar. Der Hurrikan hat in diesem Fall erst eine Chance die Wellenbildung zu initiieren wenn er durch seine Nordwestdrift aufgrund der  $\beta$ -Gyren in den Einflussbereich der Frontalzone gelangt. Deshalb ist die Wellenbildung viel langsamer als im Fall Hurrikan Nord.

Da zum Ende der Laufzeit in Abb. 4.14 die Entwicklung der Welle noch am Anfang steht und die Tropische Zyklone die Frontalzone noch nicht erreicht hat, gibt es zu diesem Zeitpunkt noch keine Interaktion zwischen dem Hurrikan und der baroklinen Welle.

### 4.2.2 Der antizyklonale Fall

In Abb. 4.15 ist die zeitliche Entwicklung des Modellaufs für Hurrikan Nord dargestellt. Es entwickeln sich wieder zwei Tröge und Rücken. Im Vergleich zu Abb. 4.3 ist deren Entwicklung sehr unterschiedlich.

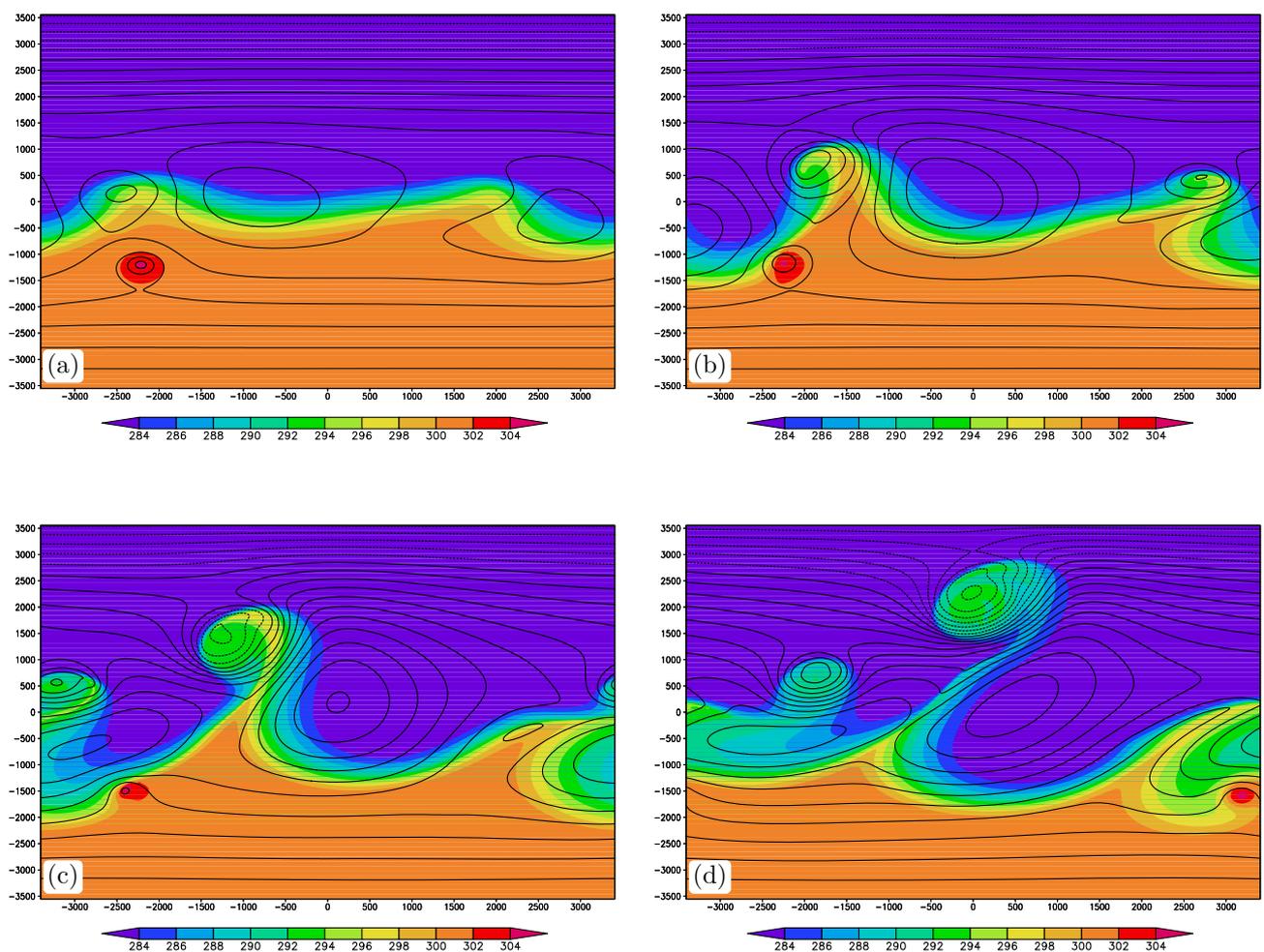


**Abbildung 4.15:** Hurrikan Nord für den antizyklonalen Fall nach a.) 4 Tagen, b.) 5 Tagen, c.) 6 Tagen und d.) 7 Tagen Integrationszeit. Darstellung analog zu Abb. 4.1.

Die Bahn des Hurrikans ist stark geprägt von der barotropen Windscherung, die zum Grundzustand addiert wurde. Diese bewirkt, dass sich der Hurrikan sehr schnell Richtung Osten bewegt. In Abb. 4.15 a.) ist der Hurrikan bereits mehr als 1700 km weiter westlich als bei seiner Position am Anfang des Laufs. Man sieht in Abb. 4.15 b.) und c.), der Hurrikan passiert den westlichen Trog südlich, verlässt im weiteren Verlauf das Integrationsgebiet am westlichen Ende

und kommt aufgrund der periodischen Randbedingungen am östlichen wieder hinein.

Es erfolgt keine Interaktion zwischen dem Hurrikan und der baroklinen Welle. Warum der Hurrikan den Trog südlich passiert und mit diesem nicht interagiert, ist in Abb. 4.16 mit Hilfe des Geopotentials verdeutlicht. Der Hurrikan ist darin durch hohe potentielle Temperatur mit dunkelroter Schattierung gekennzeichnet.



**Abbildung 4.16:** Hurrikan Nord für den antizyklonalen Fall nach a.) 4, b.) 5, c.) 6 und d.) 7 Tagen Integrationszeit. Darstellung analog zu Abb. 4.2.

Wie in Abb. 4.16 b.) zu sehen, bildet sich nordwestlich des Hurrikans erneut eine Antizyklone. Diese Lage des Hurrikans verursacht eine Bahn Richtung Süden bzw. Südwesten, wie im zyklonalen Fall sowohl bei Hurrikan Nord als auch bei Hurrikan Süd zu beobachten. Auffällig ist, dass sich die Hochdruckgebiete sehr stark im Süden ausbreiten und die Tiefs damit nach Norden verdrängen (Abb. 4.16 c.) und Abb. 4.16 d.)). Dadurch ist es für den Hurrikan

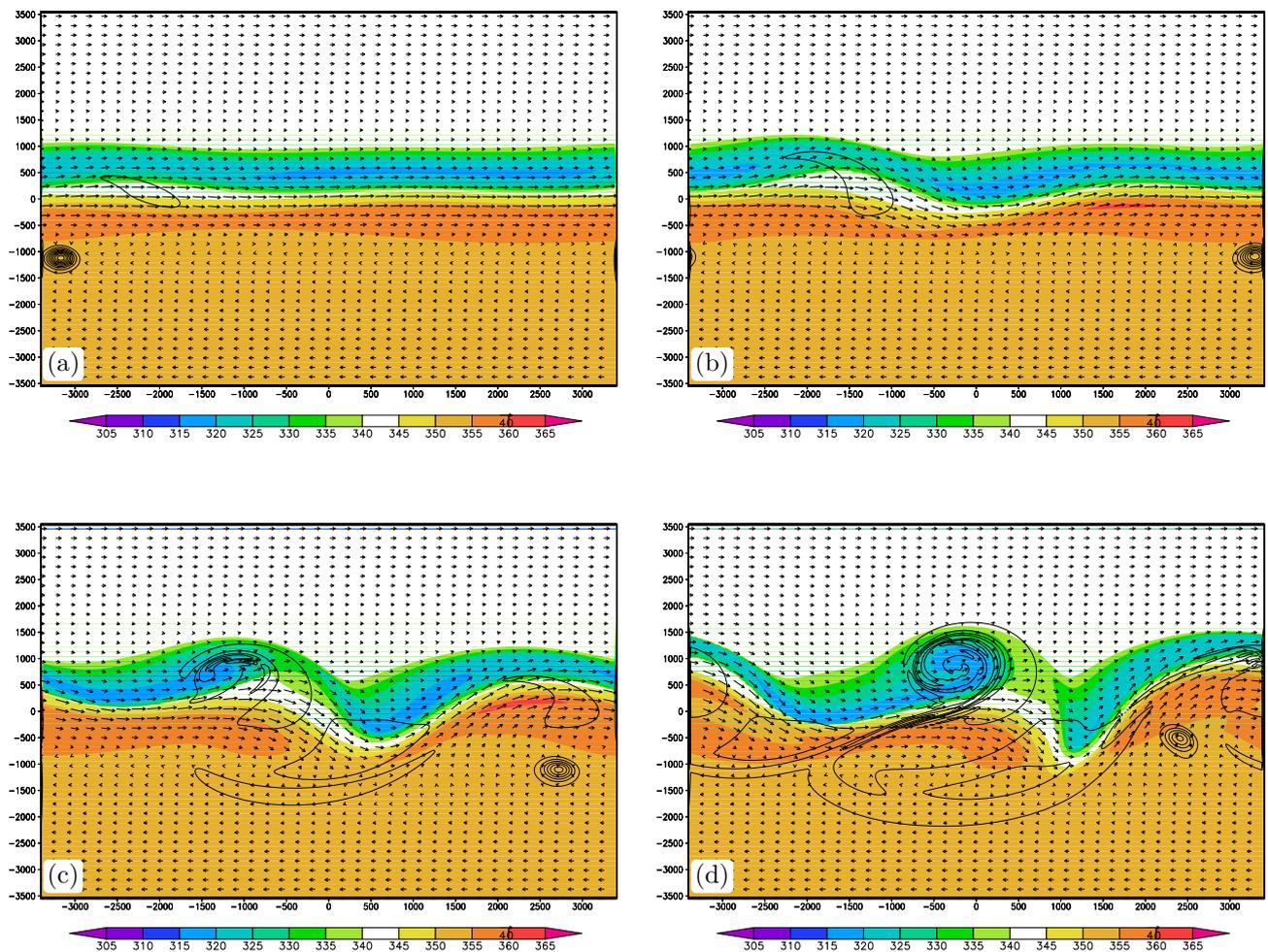
nicht möglich eine Bahn Richtung Norden einzuschlagen. Eine ET gibt es voraussichtlich nicht, eine ausschließliche Abschwächung des Hurrikans ist wahrscheinlich. In der Realität existiert die Möglichkeit, dass sich dieser Hurrikan, wenn er wieder in den Bereich von wärmeren Wasseroberflächentemperaturen kommt, erneut verstärkt. Eventuell kann er daraufhin ein weiteres Mal die mittleren Breiten erreichen, wie dies bei Hurrikan Alberto (2000) der Fall war (Beven, 2000).

Beim Vergleich des Experimentes Hurrikan Nord in Abb. 4.15 mit dem Referenzlauf in Abb. 4.3 zeigt sich, dass die Präsenz des Hurrikans einen starken Einfluss auf die Entwicklung der Welle hat. In beiden Fällen entwickelt sich eine Welle mit der Wellenzahl zwei, die Lage der Tröge ist aber sehr unterschiedlich. Die barokline Welle in Abb. 4.17 d.) ist deutlich reifer als in Abb. 4.3 c.), also zum entsprechenden Zeitpunkt wie die Welle im Referenzlauf. Der barotrope Verfall und damit verbunden eine beginnende Zonalisierung lassen sich anhand der Tatsache erkennen, dass sich die Hochdruckgebiete Richtung Süden verschoben haben und die Tiefdruckgebiete Richtung Norden verschoben haben (Thorncroft *et al.*, 1993).

In Abb. 4.17 ist die Entwicklung im Fall von Hurrikan Süd dargestellt. Die Bahn des Hurrikans ist stark von der barotropen Windscherung im Hintergrund geprägt. In Abb. 4.17 a.) ist der Hurrikan bereits über 2500 km Richtung Westen bzw. Nordwesten gewandert. Auch im weiteren Verlauf ist die Bahn des Wirbels dominiert durch die Strömung, die aus der barotropen Windscherung resultiert, was sich in einer Zugbahn fast direkt Richtung Westen ausdrückt. Erst in Abb. 4.17 d.) ist eine Zugbahn Richtung Norden erkennbar, da sich zu diesem Zeitpunkt der Hurrikan auf der Rückseite einer Antizyklone (nicht gezeigt) befindet, bzw. auf die Vorderseite des Troges trifft. Es könnte eine Interaktion zwischen Hurrikan und Trog stattfinden, wenn der Modellauf fortgesetzt würde.

Für die vorliegende Untersuchung ist die Entwicklung der Welle ausschlaggebend, die sich in dem Fall, an dem der Hurrikan wieder 1550 km südlich der Mitte der Frontalzone eingesetzt wurde, fast identisch entwickelt wie im dazugehörigen Referenzlauf in Abb. 4.3. Dies weist darauf hin, dass der Hurrikan wenig Einfluss auf die Entwicklung der Welle genommen hat.

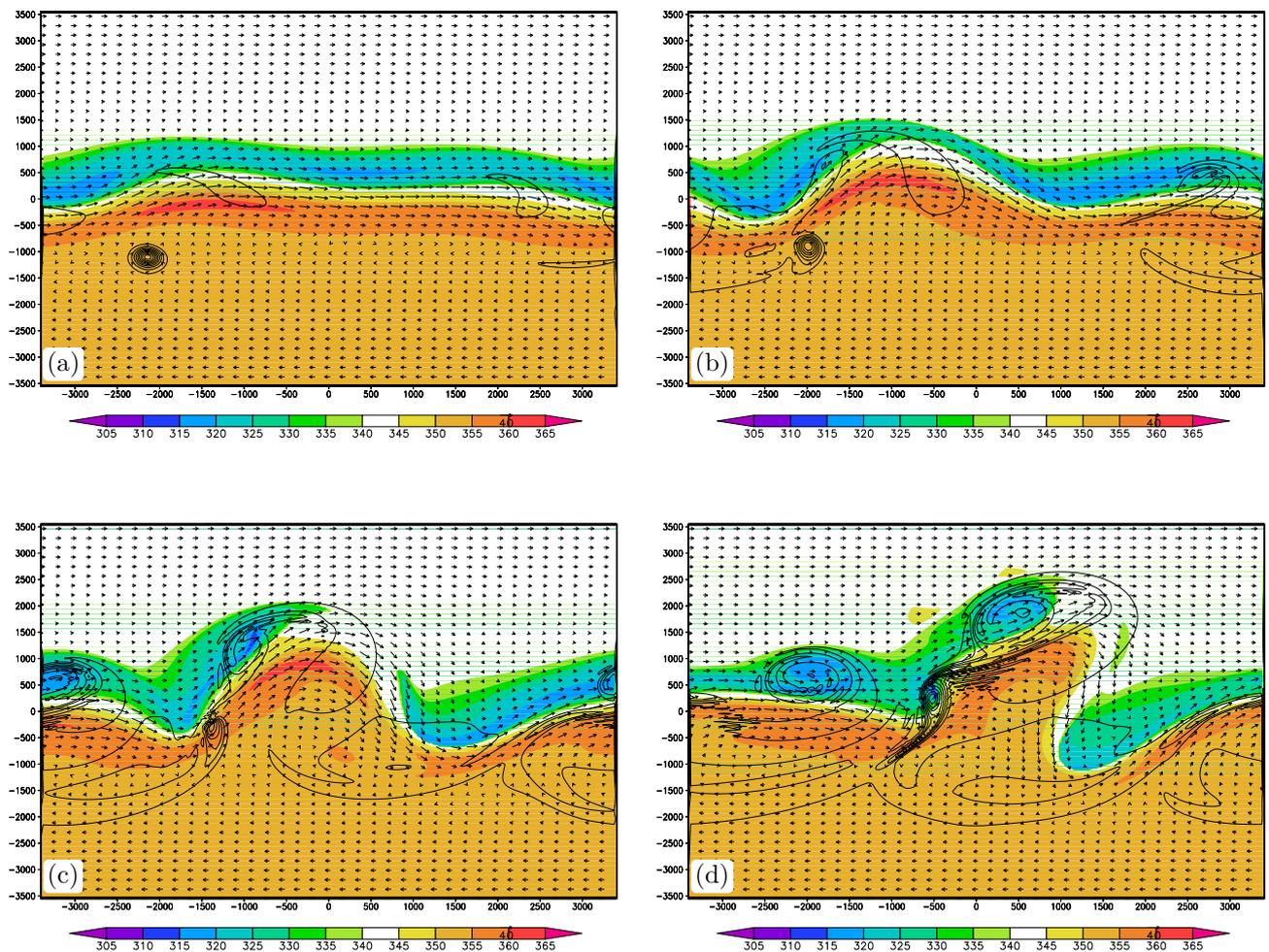
Ein Vergleich zwischen dem Lauf Hurrikan Nord in Abb. 4.15 und dem Lauf mit Hurrikan Süd in Abb. 4.17 bestätigt, dass im Fall Hurrikan Nord die Entwicklung der Welle sehr unterschiedlich zum Referenzlauf, im Fall Hurrikan Süd jedoch sehr ähnlich zum Referenzlauf



**Abbildung 4.17:** Hurrikan Süd für den antizyklonalen Fall nach a.) 4 Tagen, b.) 5 Tagen, c.) 6 Tagen und d.) 7 Tagen Integrationszeit. Darstellung analog zu Abb. 4.1.

ist. Dies soll wie im zyklonalen Fall nochmal durch Läufe ohne Tropopausenstörung sowohl mit Hurrikan Nord als mit Hurrikan Süd belegt werden.

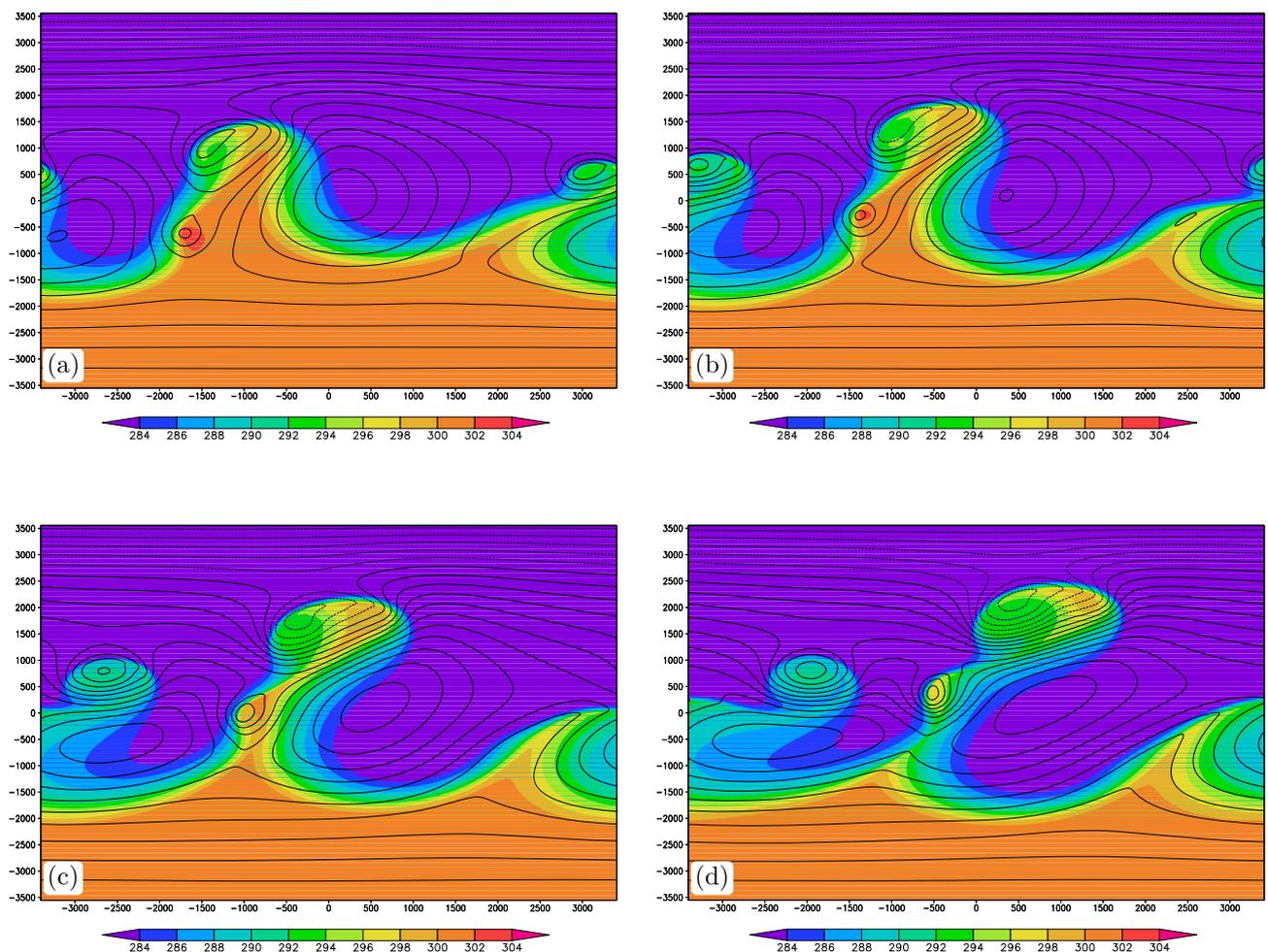
Der Lauf ohne Tropopausenstörung für den Fall Hurrikan Nord ist in Abb. 4.18 dargestellt. Wie wir bereits im zyklonalen Fall festgestellt haben, ist die Entwicklung der Welle ähnlich zu dem Lauf mit Tropopausenstörung (s. Abb. 4.15). Das deutet darauf hin, dass Hurrikan Nord die primäre Störungsquelle ist. Dies soll aber im nächsten Abschnitt eingehend untersucht werden. Der größte Unterschied zum Lauf mit Tropopausenstörung ist die Bahn des Hurrikans. Während nach 3 Tagen Integrationszeit (nicht gezeigt) die Position des Hurrikans in beiden Läufen sich kaum unterscheidet, gibt es 48 h später einen Unterschied von über 300 km (vgl. Abb. 4.15 a.) mit Abb. 4.18 a.)). Der Grund dafür ist, dass im Modellauf ohne Tropopausenstörung



**Abbildung 4.18:** Modellauf mit Hurrikan Nord für den antizyklonalen Fall ohne Störung nach a.) 4 Tagen, b.) 5 Tagen, c.) 6 Tagen und d.) 7 Tagen Integrationszeit. Darstellung analog zu Abb. 4.1.

der Hurrikan sich nicht südlich an der Antizyklone vorbei bewegt, sondern in den südlichen Einflussbereich des Trogas kommt und somit eher Richtung Nordosten advehiert wird (nicht gezeigt). Den Ausschlag für diese Entwicklung gibt die Lage des westlichen Trogas, der nach 4 Tagen Integrationszeit in Abb. 4.15 a.) sich etwas weiter südlicher erstreckt als im Lauf ohne Tropopausenstörung, was in Abb. 4.18 a.) zu sehen ist. Das führt zu einer „Verdrängung“ des tropischen Systems nach Süden im Fall mit Tropopausenstörung. Verstärkt wird dieser Effekt, indem Wind Richtung Osten, welcher von der barotropen Windscherung rührt, nach Süden hin zunimmt und den tropischen Wirbelsturm stärker nach Osten hin beschleunigt. Dies zeigt, wie empfindlich das System auf minimale Vorhersagefehler reagieren kann. In einem Fall findet ET statt, im anderen nicht.

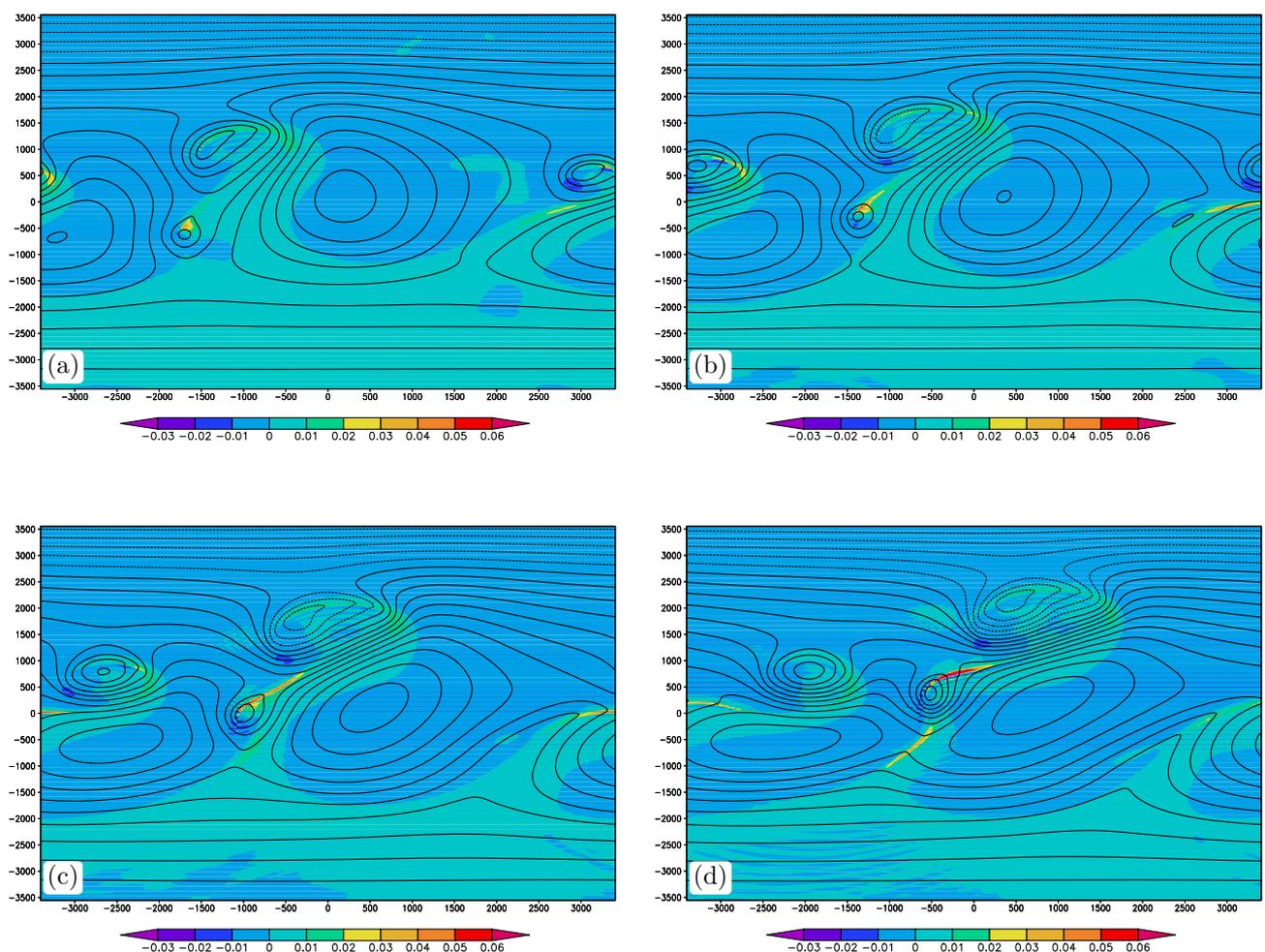
Der Hurrikan im Lauf ohne Tropopausenstörung kommt direkt an die Vorderseite des Trog und hat somit gute Chancen mit dem Trog zu interagieren. In Abb. 4.18 d.) kann man erkennen, dass der Hurrikan mit der Kaltfront in Wechselwirkung tritt, indem er eine kleine, frontale Welle entwickelt. Dies ist vergleichbar mit den Ergebnissen von Thorncroft und Hoskins (1990), bei denen sich aus einer PV-Anomalie an der Tropopause ein Cut-off entwickelt, welcher über einer baroklinen Zone am Boden durch ihre zyklonale Zirkulation, die bis zum Boden durchreicht, eine frontale Welle induziert. Diese Welle wird hier durch die PV - Anomalie des Hurrikans erzeugt.



**Abbildung 4.19:** Modellauf ohne Tropopausenstörung für den antizyklonalen Fall nach a.) 5.5, b.) 6, c.) 6.5 und d.) 7 Tagen Integrationszeit. Darstellung analog zu Abb. 4.2.

In Abb. 4.19 ist die Bildung dieses Tiefdruckgebiets anhand der Temperatur bzw. des Geopotentials am Boden nochmals dargestellt. Der Ex-Hurrikan, der auf die Front trifft, bewirkt

eine kleine nasenförmige Ausbuchtung in der Front (s. Abb. 4.19 b.)). Man kann erkennen, dass sich durch diese Ausbuchtung in Abb. 4.19 c.) ein eigenes Frontsystem an dem kleinskaligen Tiefdruckgebiet entwickelt. Diese Front beginnt allmählich von dem groskaligen Tiefdruckgebiet, an dem es entstanden ist, abzureißen, was auch Thorncroft und Hoskins (1990) in ihren Ergebnissen festgestellt haben. Der warme Kern des durch den Hurrikan entstandenen Tiefdruckgebiets bleibt weiterhin erhalten.



**Abbildung 4.20:** Modellauf von Hurrikan Nord ohne Tropopausenstörung für den antizyklonalen Fall nach a.) 5.5, b.) 6, c.) 6.5 und d.) 7 Tagen Integrationszeit. Farblich dargestellt ist der Vertikalwind [m/s] in der mittleren Atmosphäre ( $z = 4.5$  km), die Konturlinien (Konturintervall 400 gpm) zeigen das bodennahe Geopotential in [qpm] am Boden ( $z = 0.3$  km).

In Abb. 4.20 wird zu den identischen Zeitpunkten von Abb. 4.19 der dazugehörige Vertikalwind gezeigt. Man sieht in Abb. 4.20 a.) im Norden des tropischen Wirbelsturms, einen Bereich in Form eines Dreiecks mit starkem Aufwind, der ein typisches Regendelta produzieren

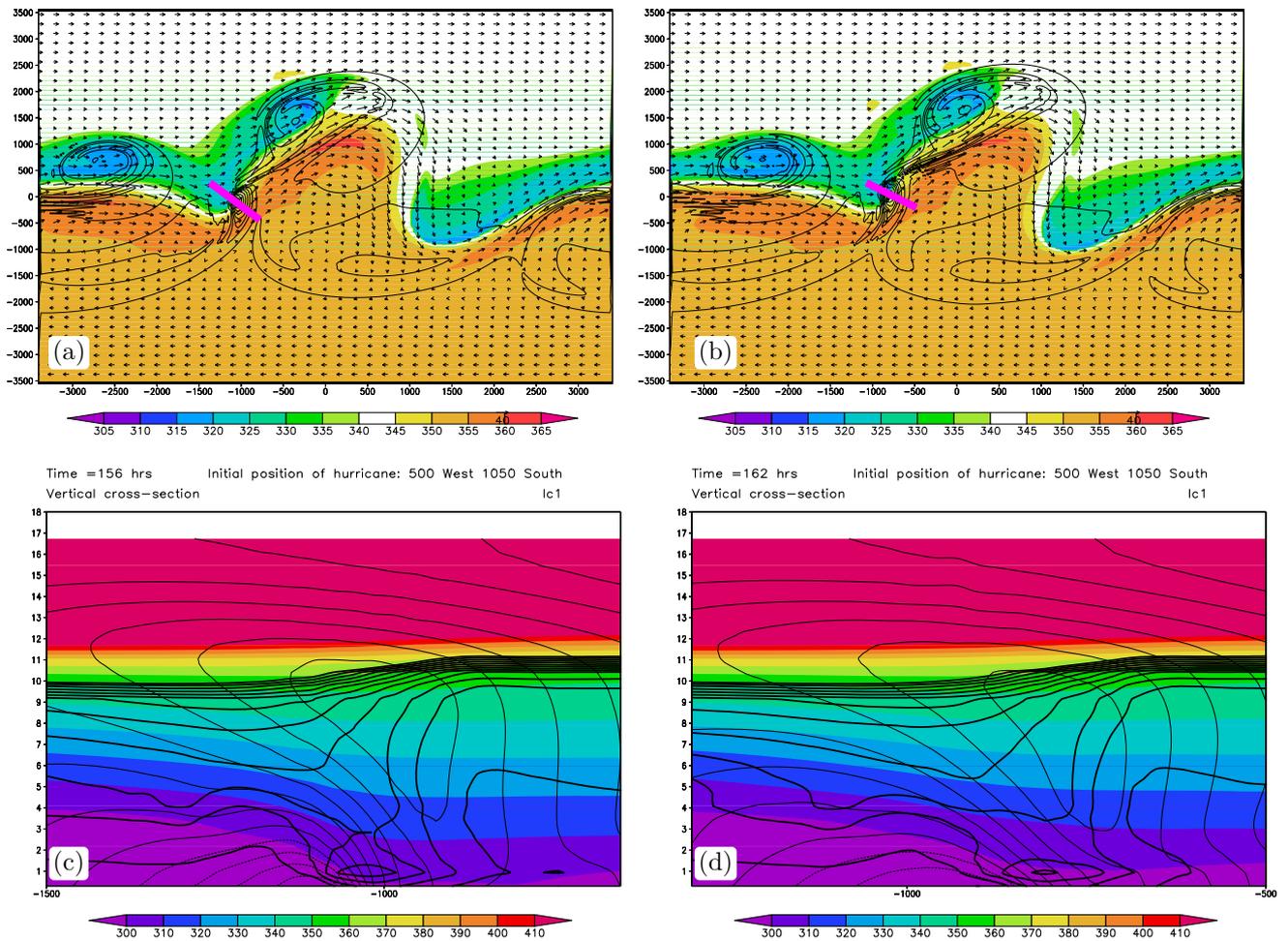
könnte, wie Shimazu (1998) bereits bei Taifunen rund um Japan entdeckt hat und wie Ritchie und Elsberry (2001) in ihren numerischen Studien zur Transformationsphase auch nachweisen konnten. In den Abbildungen 4.20 b.) und 4.20 c.) entsteht das typische Aufgleiten der Zirkulation nördlich des Zentrums des Wirbels an den Isentropen des großskaligen Tiefdrucksystems. Dementsprechend entsteht ein Absinken südlich vom Zentrum. In Abb. 4.20 d.) ist an dem kleinskaligen Tiefdruckgebiet, das sich aus dem Hurrikan entwickelt hat, ein neues Frontensystem entstanden, was an dem Aufsteigen an seiner Warmfront nördlich des Zentrums und an seinem Absinken hinter der Kaltfront südlich des Zentrums zu sehen ist.

Das aus ET entstandene Tiefdruckgebiet ist dabei etwa 3000 km von der Endposition des Hurrikans im Modellauf mit Tropopausenstörung entfernt. Der Vergleich dieser beiden Läufe mit und ohne Tropopausenstörung macht deutlich, wie sensibel das System auf kleinste Unterschiede reagiert. Während nach drei Tagen Integrationszeit die Positionen des Hurrikans und der Welle noch fast identisch sind, hat sich nach sieben Tagen ein komplett unterschiedliches System entwickelt.

Man sieht anhand der geschlossenen Konturlinien beim Geopotential in Abb. 4.19 d.), dass sich das Tief, das aus dem Ex-Hurrikan entstanden ist, nochmals verstärkt. Um den Grund für diese Verstärkung näher zu untersuchen, wurden zwei vertikale Querschnitte durch den Ex-Hurrikan und den Trog angefertigt, die in Abb. 4.21 gezeigt sind.

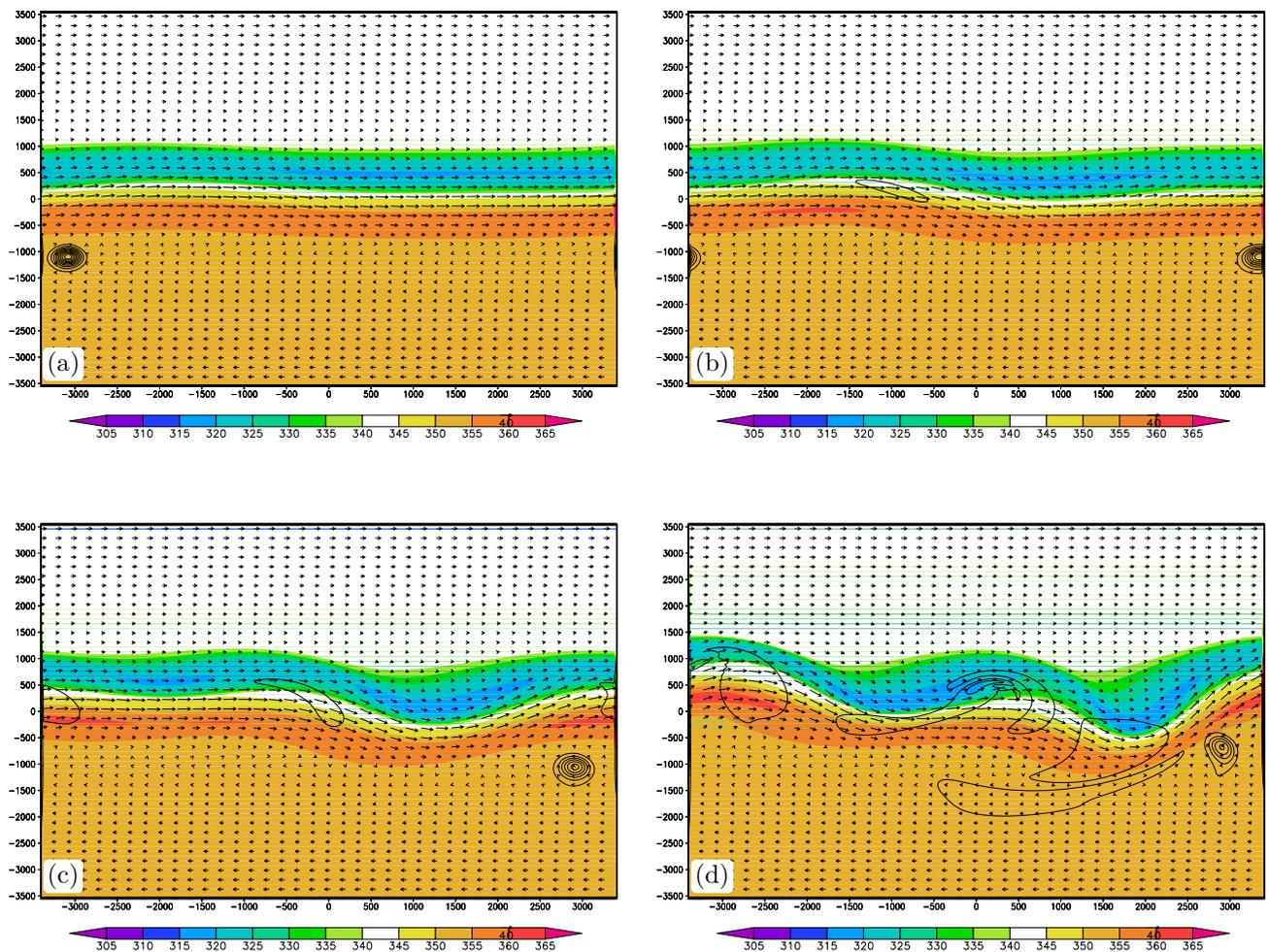
In dem vertikalen Querschnitt ist deutlich die obere PV-Anomalie in der oberen Troposphäre in Zusammenhang mit dem Trog erkennbar. Nahe des Bodens ist jeweils in der Mitte des Bildes die positive PV-Anomalie in Zusammenhang mit dem Ex-Hurrikan zu sehen. Der warme Kern des Hurrikans ist durch das Absinken der Isolinien der potentiellen Temperatur zu erkennen. Damit wird eine untere PV-Anomalie verbunden mit dem Hurrikan durch eine obere PV-Anomalie in Zusammenhang mit dem Trog überlagert. Diese können sich gegenseitig verstärken (Hoskins *et al.*, 1985) und somit zu einer Intensivierung des Tiefs führen. Aus Abb. 4.20 läßt sich keine Verstärkung durch die Vertikalgeschwindigkeit des Wirbelsturms erkennen, d.h. die im Geopotential in Abb. 4.19 d.) deutlich gewordene Verstärkung kann man auf die Überlagerung der PV-Anomalien in der Höhe und am Boden zurückführen.

In Abb. 4.22 wird der Modellauf im Fall Hurrikan Süd ohne Tropopausenstörung gezeigt. Ähnlich wie im zyklonalen Fall entwickelt sich die Welle viel zögerlicher. Erst nach sechs Tagen



**Abbildung 4.21:** Hurrikan Nord ohne Störung für den antizyklonalen Fall nach a.) und c.) 6.5 und b.) und d.) 6.75 Tagen Integrationszeit. c.) und d.) geben vertikale Querschnitte durch Hurrikan mit Trog, wobei der Ort des vertikalen Querschnitts durch die magentafarbenen Balken in a.) für c.) und in b.) für d.) gezeigt ist. Dicke Konturlinien zeigen die PV in [PVU] (Konturintervall 0.5 PVU, maximale PV = 6 PVU), dünne Konturlinien zeigen die Isotachen der Windgeschwindigkeit senkrecht zum Querschnitt in [m/s] (Konturintervall 5 m/s). Farbiger dargestellt ist die potentielle Temperatur in [K].

ist in Abb. 4.22 eine deutliche barokline Welle zu sehen. Nach sieben Tagen ist die Bildung der baroklinen Welle immer noch nicht über das Anfangsstadium hinaus. Auch hier muss der Wirbel, der als einziger Auslöser für die Welle in Frage kommt, erst in Reichweite der Frontalzone gelangen und somit wird die barokline Welle verspätet ausgelöst. Ein Vergleich mit der Entwicklung der Welle im Modellauf mit Tropopausenstörung in Abb. 4.17 zeigt, dass die Tropopausenstörung dort den Hauptanteil an der Wellenbildung hat, da hier die Entwicklung der Welle später beginnt und langsamer ist. Dies stimmt auch mit den Erkenntnissen beim Vergleich der Entwicklung der Welle im zyklonalen Fall überein.



**Abbildung 4.22:** Modellauf mit Hurrikan Süd für den antizyklonalen Fall ohne Störung nach a.) 4 Tagen, b.) 5 Tagen, c.) 6 Tagen und d.) 7 Tagen Integrationszeit. Darstellung analog zu Abb. 4.2.

Die Modellläufe, die in diesem Kapitel gezeigt wurden, deuten darauf hin, dass der eingesetzte Hurrikan zumindest im Falle von Hurrikan Nord wesentlich mehr zur Entwicklung der Welle beiträgt als die Störung. Dies soll aber im nächsten Abschnitt genauer untersucht werden. Im Gegensatz dazu hat Hurrikan Süd sowohl im zyklonalen als auch im antizyklonalen Fall kaum einen Einfluss auf die Bildung der baroklinen Welle. Dies ist auf den größeren Abstand zur Frontalzone zurückzuführen. Im Fall von Hurrikan Nord bei den antizyklonalen Läufen wurde deutlich, wie unterschiedlich die Entwicklung sein kann, selbst wenn nur kleinste Unterschiede vorliegen. Dies zeigt nochmals die Schwierigkeiten der Vorhersage von „Extratropical Transition“, da weder die Position des Hurrikans genau genug vorhergesagt werden kann, noch die Entwicklung der Tröge. Eine absolut korrekte Bestimmung beider ist jedoch nötig, um

vorhersagen zu können, ob eine Verstärkung bei ET stattfindet.

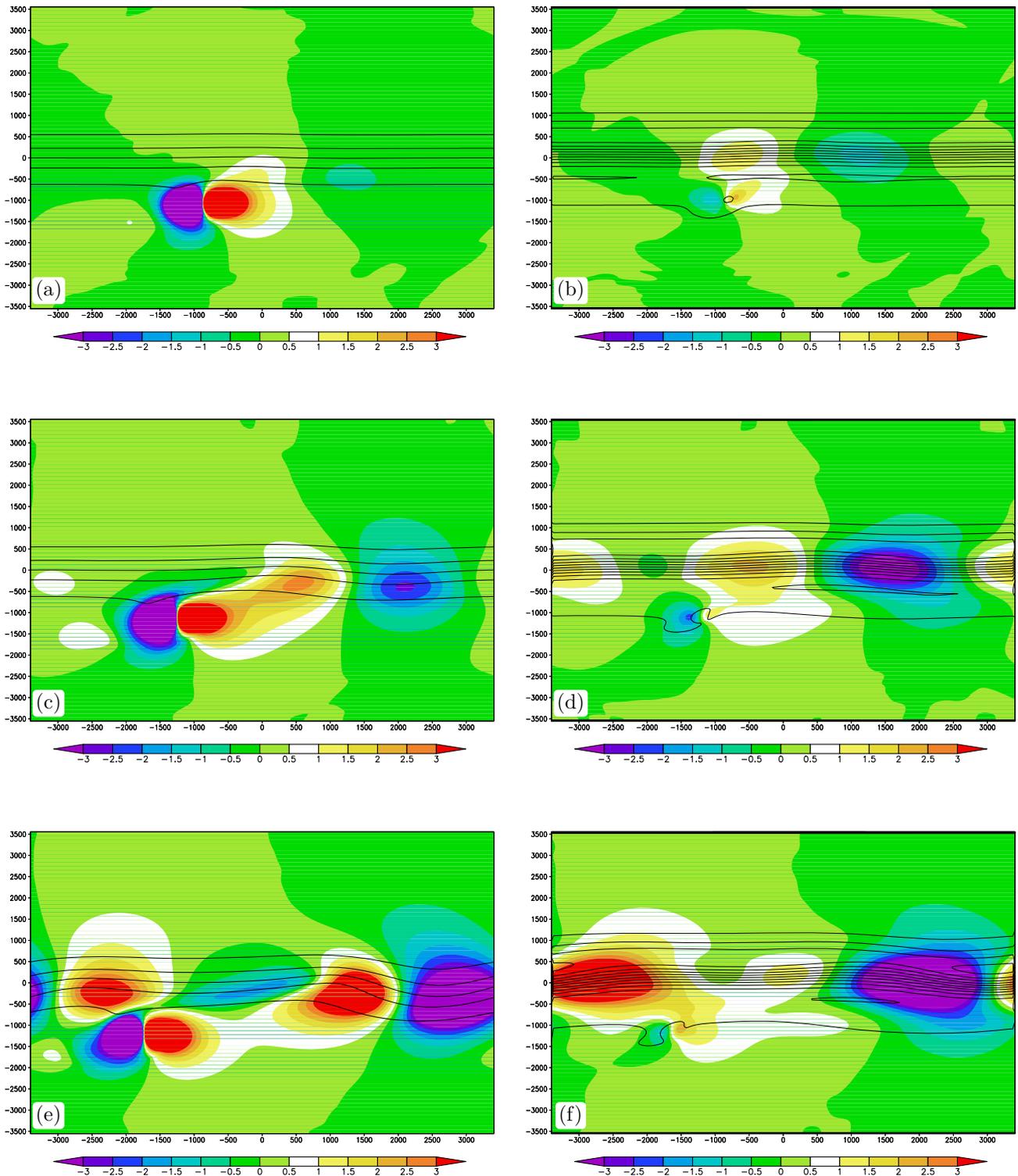
### 4.2.3 Entwicklung der baroklinen Welle durch die verschiedenen Störungen

Wie man in den Abbildungen 4.15 und 4.22 sehen konnte, war die Entwicklung der baroklinen Welle im Falle von Hurrikan Nord in den Läufen mit und ohne Tropopausenstörung sehr ähnlich. Das legt die Vermutung nahe, dass die Tropopausenstörung keinen oder nur einen geringen Einfluss auf die Entwicklung der Welle hat. In diesem Kapitel soll näher darauf eingegangen werden.

Abb. 4.23 zeigt die Meridionalgeschwindigkeit am Boden und in der Höhe von dem Lauf mit Hurrikan Nord ohne Tropopausenstörung. In Abb. 4.23 a.) sieht man deutlich den Hurrikan in der Meridionalgeschwindigkeit mit Winden Richtung Norden im Osten und Winden Richtung Süden im Westen. Der tropische Sturm befindet sich außerdem nahe dem stärksten Temperaturgradienten am Boden mit warmer Luft im Süden und kalter Luft im Norden. Nach Bretherton (1966a und b) kann man die Temperatur am Boden mit PV gleichsetzen. Der Wirbel induziert aufgrund des Temperaturgradienten eine positive PV-Anomalie östlich des Zentrums des Wirbels und eine negative PV-Anomalie westlich seines Zentrums. Diese PV-Anomalien am Boden bewirken die Bildung einer Welle, die sich nach Osten ausbreitet und in Abb. 4.23 a.) anhand einer verstärkten, positiven Meridionalgeschwindigkeit östlich des Hurrikans und eines isolierten, negativen Meridionalwindes weiter im Osten innerhalb der Frontalzone sichtbar ist. Die Ausbreitung nach Osten kann man ebenso daran erkennen, dass die Grenze bei den nördlichen und südlichen Winden in Zusammenhang mit dem Hurrikan von Südwesten nach Nordosten geneigt ist.

In der Höhe zu sehen in Abb. 4.23 b.) existiert zum selben Zeitpunkt ein PV-Gradient an der Tropopause, bei welchem infolge der Zirkulation durch den Hurrikan auch eine Welle induziert wird (Bishop und Thorpe, 1994a und b). Hier wird eine negative PV-Anomalie im Osten des tropischen Systems induziert und eine positive PV-Anomalie im Westen, was eine Welle bewirkt, die sich relativ zum Grundstrom nach Westen ausbreitet.

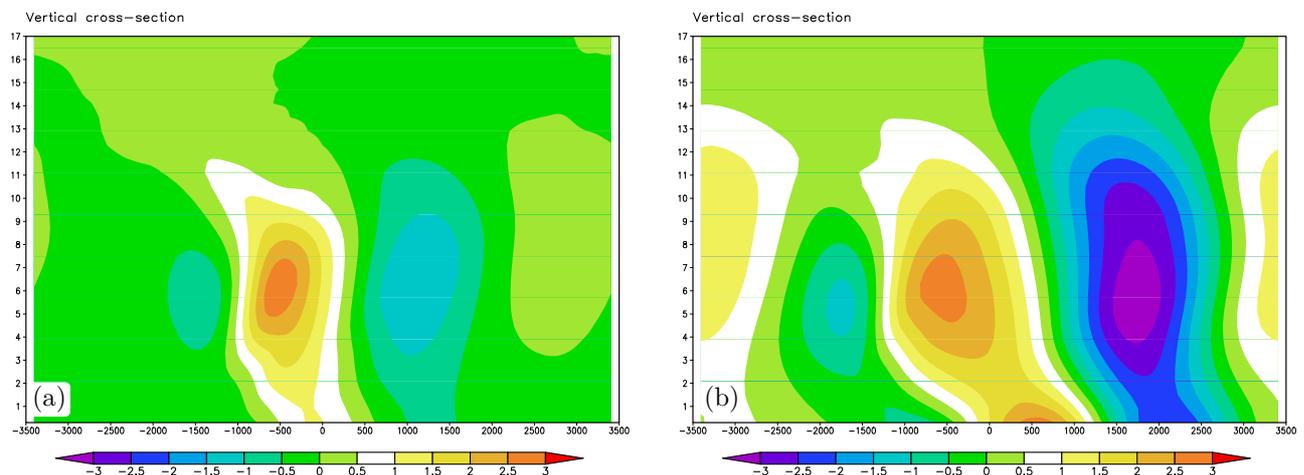
In der klassischen Theorie von Simmons und Hoskins (1979), Thorncroft und Hoskins (1990) und Wernli *et al.* (1999) beschreiben sie in ihren Ergebnissen eine Rossby-Welle, die sich am Boden stromabwärts und in der Höhe stromaufwärts relativ zum Grundstrom ausbreitet.



**Abbildung 4.23:** Lauf mit Hurrikan Nord ohne Tropopausenstörung für den antizyklonalen Fall nach a.) und b.) 1, c.) und d.) 2, e.) und f.) 3 Tagen Integrationszeit. Farbiger dargestellt ist die Meridionalgeschwindigkeit auf  $z = 0.3$  km (linke Spalte) und  $z = 9.9$  km (rechte Spalte) in [m/s]. Konturlinien zeigen am Boden ( $z = 0.3$  km) die pot. Temperatur im Abstand 5 K und in der Höhe die PV im Abstand 0.5 PVU.

Da der Grundstrom in der Höhe jedoch Richtung Osten verläuft, erfolgt die Ausbreitung in der Höhe auch Richtung Osten, also stromabwärts. Im Gegensatz zur oben angesprochenen klassischen Theorie bleibt der Auslöser der Welle, nämlich der Hurrikan, während der gesamten Zeit nahezu ortsfest, es ist sogar eine leichte Bewegung nach Westen erkennbar, wohingegen das Tief, das in den oben genannten Veröffentlichungen die Störung verursacht, sich mit der Strömung der mittleren Troposphäre weiterbewegt. Für den vorliegenden Fall verursachen die durch den Hurrikan erzeugten PV-Anomalien in der Höhe als auch am Boden eine Rossby-Welle, die sich in beiden Fällen stromabwärts ausbreitet (s. Abb. 4.23 c.) und d.)).

Im weiteren Verlauf in Abb. 4.23 e.) und f.) reißt die Daueranregung durch den Hurrikan ab. Dies ist besonders in der Höhe zu sehen, da sich hier die Ausgangswelle besonders abschwächt, während der Wellenberg stromabwärts, v.a. in Abb. 4.23 f.) (dieser Wellenberg ist aufgrund der periodischen Randbedingungen ganz im Westen zu sehen!) sich besonders verstärkt. Diese Verstärkung ist vermutlich auf die gegenseitige Intensivierung in der Höhe und am Boden zurückzuführen, da beide Wellen einen Phasenunterschied von ca.  $1/4$  Wellenlänge haben und somit optimale Lage für die Verstärkung besitzen.



**Abbildung 4.24:** West-Ost Querschnitt bei  $x=-300\text{km}$  für Hurrikan Nord ohne Störung nach a.) 1 und b.) 2 Tagen Integrationszeit. Farblich dargestellt ist die Meridionalgeschwindigkeit in [m/s].

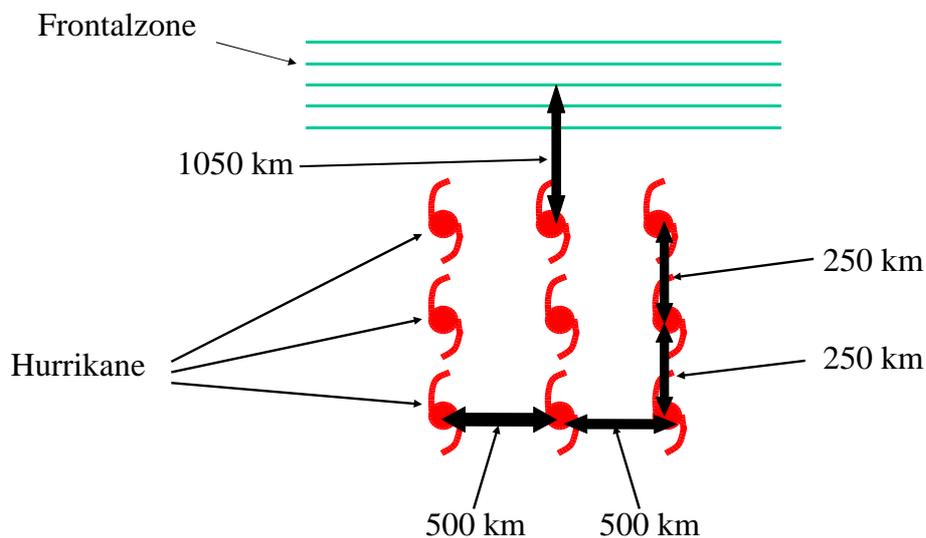
In Abb. 4.24 werden Querschnitte durch das Zentrum der Wellenbildung gezeigt. Man sieht gut die Neigung der entstehenden Welle nach einem Tag. Die Anomalie am Boden ist dabei weiter im Osten, die Anomalie in der Höhe ist weiter im Westen. Dies liegt daran, dass die Temperaturanomalie am Boden mit der Störungsquelle, dem Hurrikan, so wechselwirkt, dass

die maximale Verstärkung östlich des Hurrikans liegt. Dies ist in der Höhe umgekehrt. Somit schaffen sie die optimale Ausgangslage, um sich gegenseitig zu verstärken. In Abb. 4.24 b.) sieht man bereits die Auswirkung dieser Verstärkung am Boden und in der Höhe. Die maximale Auslenkung der entstehenden Rossby-Welle ist bei 6 - 7 km Höhe, denn hier ist der Wirbel, der als Störung dient noch relativ stark und der PV-Gradient ist bereits stark genug.

In dem Modellauf von Hurrikan Nord mit Tropopausenstörung am Anfang geschieht die Bildung der baroklinen Welle auf eine ähnliche Weise wie im Fall von Hurrikan Nord ohne Störung. Die eingesetzte Tropopausenstörung braucht viel längere Integrationszeit, um eine Welle hervorzurufen als der eingesetzte Wirbel. Dies könnte an der unterschiedlichen Größe und Intensität der beiden Störungen liegen.

## 4.3 Die Wechselwirkung mit einer bereits entwickelten Welle

In diesem Kapitel werden die Modellläufe beschrieben, in denen der hurrikan-ähnliche Wirbel zum Integrationszeitpunkt  $t = 72$  h eingesetzt wird. Die barokline Welle entwickelt sich gerade zu diesem Zeitpunkt. Bis der Hurrikan auf die Welle trifft, hat sie bereits ein nichtlineares Stadium erreicht. Wie wir bereits im letzten Kapitel gesehen haben, hatte die Anfangsposition des Hurrikans einen erheblichen Einfluss auf die Entwicklung der baroklinen Welle. Daher soll hier, wenn der Hurrikan zu einem späteren Zeitpunkt eingesetzt wird, auch unterschiedliche Anfangspositionen des Hurrikans untersucht werden. Wichtiger ist aber hier die Frage, inwieweit die Welle einen Einfluss auf die Zugbahn des Hurrikans hat. Es wird analysiert, unter welchen Umständen der Hurrikan mit den außertropischen Trögen interagiert und wann es zu einer Verstärkung nach der „Extratropical Transition“ kommt und wann nicht. Der zyklonale Fall wird in Kap. 4.3.1 und der antizyklonale Fall wird in Kap. 4.3.2 beschrieben.



**Abbildung 4.25:** Schematische Darstellung der verschiedenen Anfangspositionen der Hurrikane relativ zum Zentrum der Frontalzone bei Einsetzung des Wirbels nach  $t = 72$  h Integrationszeit.

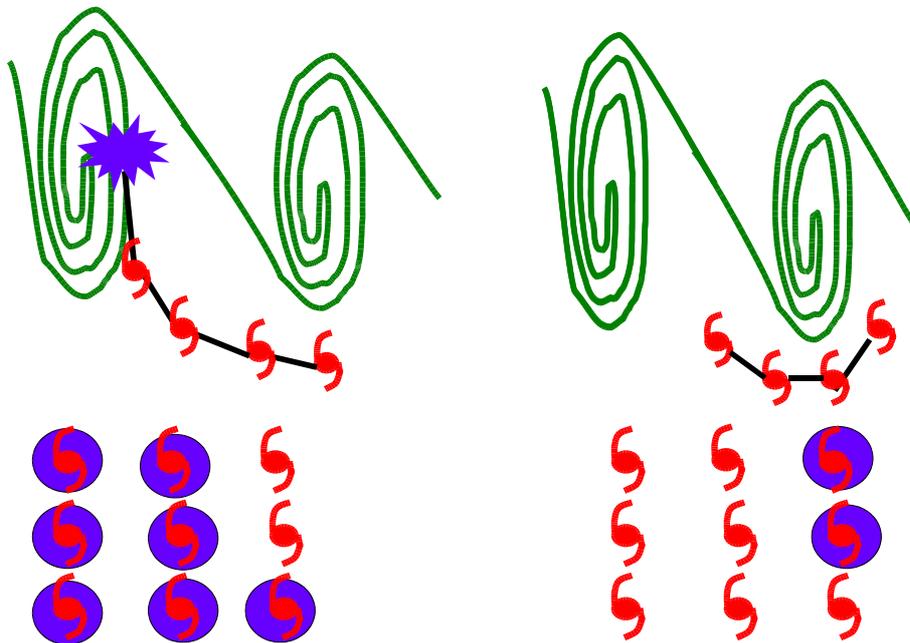
In Abb. 4.25 sind die verschiedenen Anfangspositionen der hurrikan-ähnlichen Wirbel für dieses Kapitel gezeigt. Wie in den letzten Experimenten wird auch diesmal in jedem Modelllauf ein Hurrikan an eine von den oben gezeigten Positionen gesetzt. Es wurden folglich neun

verschiedene Modellläufe sowohl für den zyklonalen Fall als auch für den antizyklonalen Fall durchgeführt. Die nördlichsten Anfangspositionen der Wirbel liegen nach Abb. 4.25 1000 km vom Zentrum der Frontalzone entfernt, die südlichsten 1550 km. Die westlichen Wirbel haben eine Anfangsposition, die 500 km westlich der Mitte des Integrationsgebiets liegt bzw. die östlichen Wirbel eine, die sich 500 km östlich der Mitte befindet. Die Versetzung der Positionen liegt bewußt etwas unterhalb der Positionsfehler bei der 72h-Vorhersage der Lage von Hurrikanen im Atlantik bei typischen Zugbahnvorhersagemodellen, z.B. das Regionalmodell von Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) hatte in den Jahren 1996 - 2000 in den Modellvorhersagen einen mittleren Positionsfehler pro Saison zwischen 330 km und 398 km und das Globalmodell von U.K. Met Office (UKMO) einen mittleren Positionsfehler zwischen 328 - 425 km (s. Weber, 2003).

Das folgende Kapitel beschreibt analog zu den vorherigen Kapiteln die unterschiedlichen Zugbahnen der Hurrikane aufgrund der unterschiedlichen Anfangspositionen und die unterschiedliche Entwicklungsart der baroklinen Welle.

### 4.3.1 Der zyklonale Fall

Zuerst werden die verschiedenen Zugbahnen der Hurrikane im zyklonalen Fall betrachtet. Diese sind schematisch in Abb. 4.26 gezeigt. Wie man daraus erkennen kann, lassen sich die verschiedenen Zugbahnen grob in zwei Klassen einteilen.

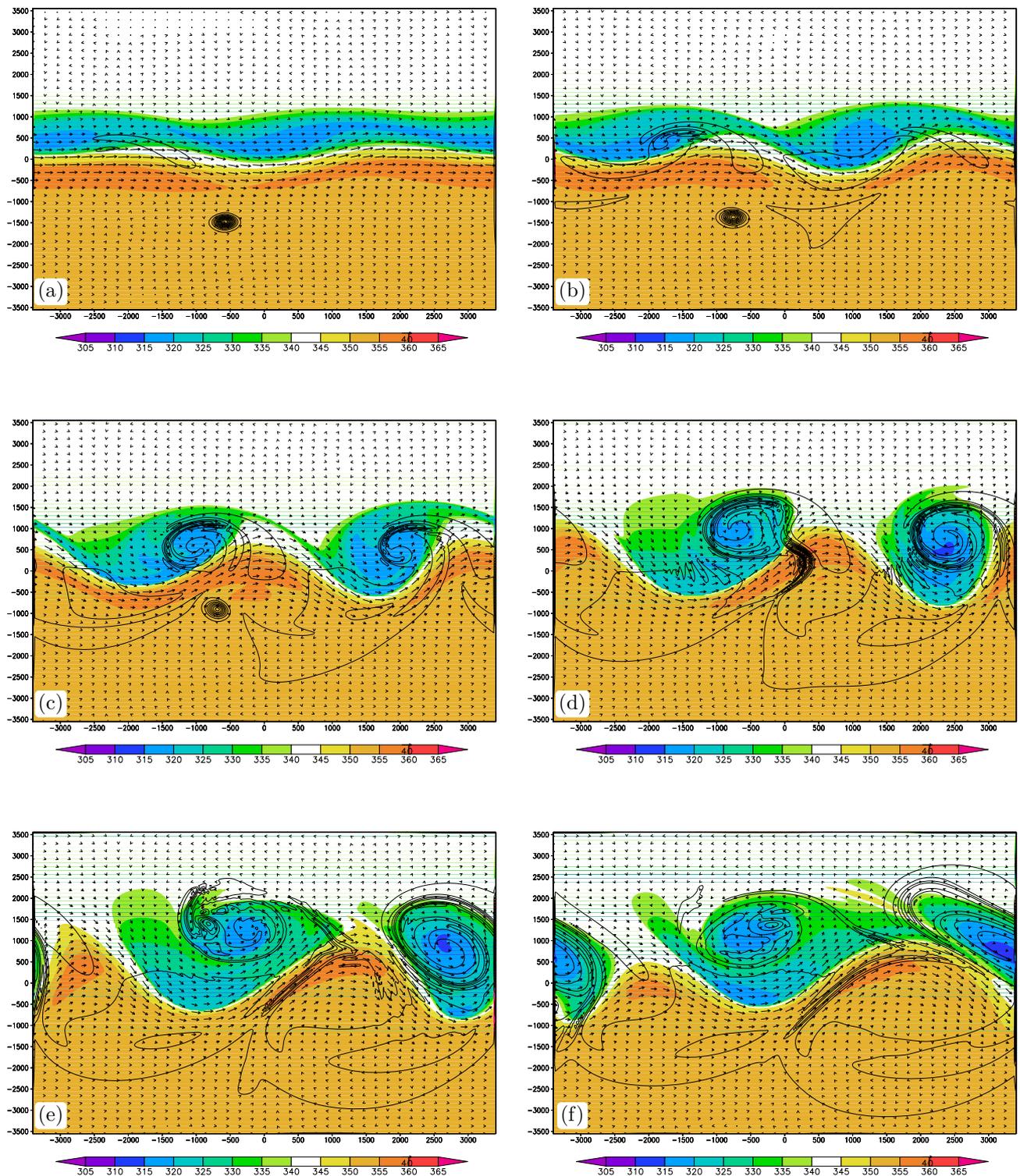


**Abbildung 4.26:** Schematische Darstellung der verschiedenen Zugbahnen der Hurrikane im zyklonalen Fall. Die blau unterlegten Hurrikansymbole zeigen dabei die Anfangspositionen der Hurrikane, aus denen die darüber dargestellte Zugbahn resultiert. Die Modellläufe, die dem linken schematischen Bild entsprechen, werden mit Klasse 1 bezeichnet. Diejenigen, die dem rechten entsprechen, mit Klasse 2.

Auf den ersten Blick lässt sich erkennen, dass die Hurrikane mit Anfangspositionen weiter westlich bzw. südlich auf den westlichen Trog treffen. Die Hurrikane mit einer nordöstlichen Anfangsposition kommen nicht soweit und befinden sich am Ende der Integrationszeit eher südlicher zwischen den beiden Trögen.

Im Folgenden soll nun jeweils ein typisches Beispiel für die zwei unterschiedlichen Zugbahnen herausgegriffen und näher analysiert werden.

Die Abb. 4.27 zeigt einen Lauf mit Hurrikan, wobei die Bahn des Hurrikans dem linken, schematischen Bild in Abb. 4.26 entspricht. Abb. 4.27 a.) zeigt den Hurrikan und die barokline Welle zwei Tage nachdem dieser eingesetzt wurde. Die Anfangsposition des Hurrikans ist in



**Abbildung 4.27:** Lauf mit Hurrikan für den zyklonalen Fall nach a.) 5 Tagen, b.) 6 Tagen, c.) 7 Tagen, d.) 8 Tagen e.) 9 Tagen und f.) 10 Tagen Integrationszeit. Der Hurrikan wurde dabei 1550 km südlich der Front und 500 westlich des Zentrums eingesetzt. Darstellung analog zu Abb. 4.1.

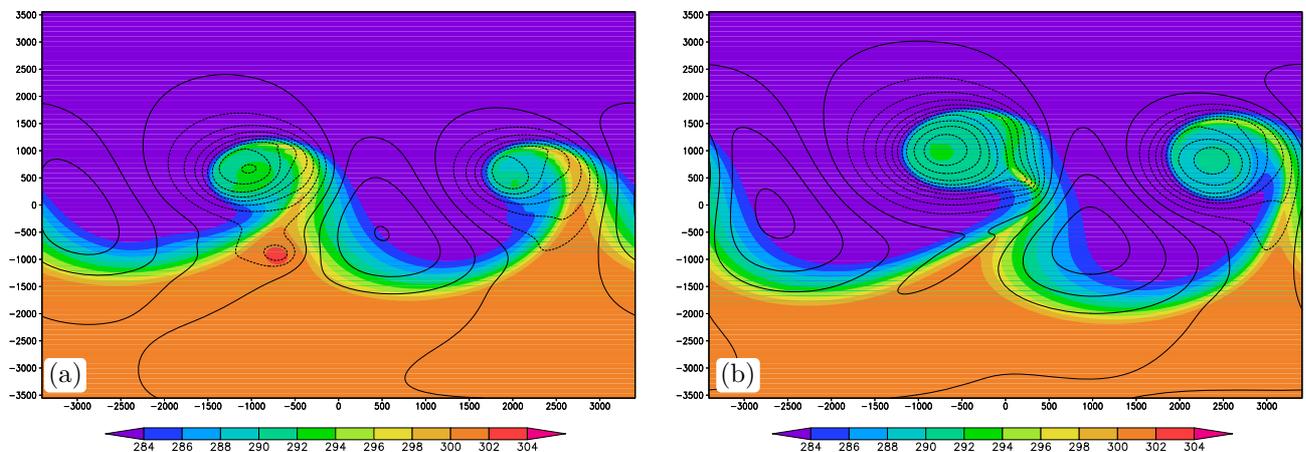
diesem Lauf 1550 km südlich des Zentrums und 500 km westlich der Länge  $y = 0$ , was in Abb. 4.25 der westlichsten und südlichsten Hurrikanposition entspricht.

Wir können in Abb. 4.27 a.) erkennen, dass sich die Lage des Hurrikans im Vergleich zu seiner Anfangsposition kaum geändert hat. Lediglich eine leichte Bewegung Richtung Nordwesten ist zu erkennen, was man aufgrund der Betadrift des Hurrikans auch erwartet. Diese Bewegung ist in Abb. 4.27 b.) zu sehen. Im weiteren Verlauf dargestellt in Abb. 4.27 c.) sieht man, wie sich der Hurrikan auf das westliche Tief, welches auf dieser Höhenkarte durch den Trog dargestellt ist, zubewegt. Sobald der hurrikan-ähnliche Wirbel in die starken Nordwestwinde auf der Vorderseite des Trogs gerät, beschleunigt dieser einerseits Richtung Nordwesten, andererseits wird der Hurrikan aufgrund der horizontalen Windscherung an der Vorderseite des Trogs verzerrt. Für manche Fälle der Klasse 1 wird ein Teil der PV des Hurrikans durch die Windscherung abgerissen und auf die Nordseite der Antizyklone advehiert.

Der Hauptanteil der PV des Wirbels wird jedoch wie in Abb. 4.27 e.) gezeigt direkt ins Zentrum des Tiefdruckgebiets advehiert. Der Hurrikan ist durch die kreisförmigen Linien der PV der untersten Schichten innerhalb des Tiefdruckgebiets im Westen zu erkennen. Im darauffolgenden Bild, also in Abb. 4.27 f.), ist der Hurrikan anhand der geschlossenen PV-Linien bereits im Nordosten des Zentrums des Tiefdruckgebiets zu sehen. Eine feinere, zeitliche Auflösung, zu sehen in Abb. 4.29 und Abb. 4.30 zeigt, dass der Wirbel regelrecht um das Zentrum des Tiefdruckgebiets herum advehiert wird. Auffällig sind auch die unterschiedlichen Größenverhältnisse der beiden aufeinandertreffenden Systeme.

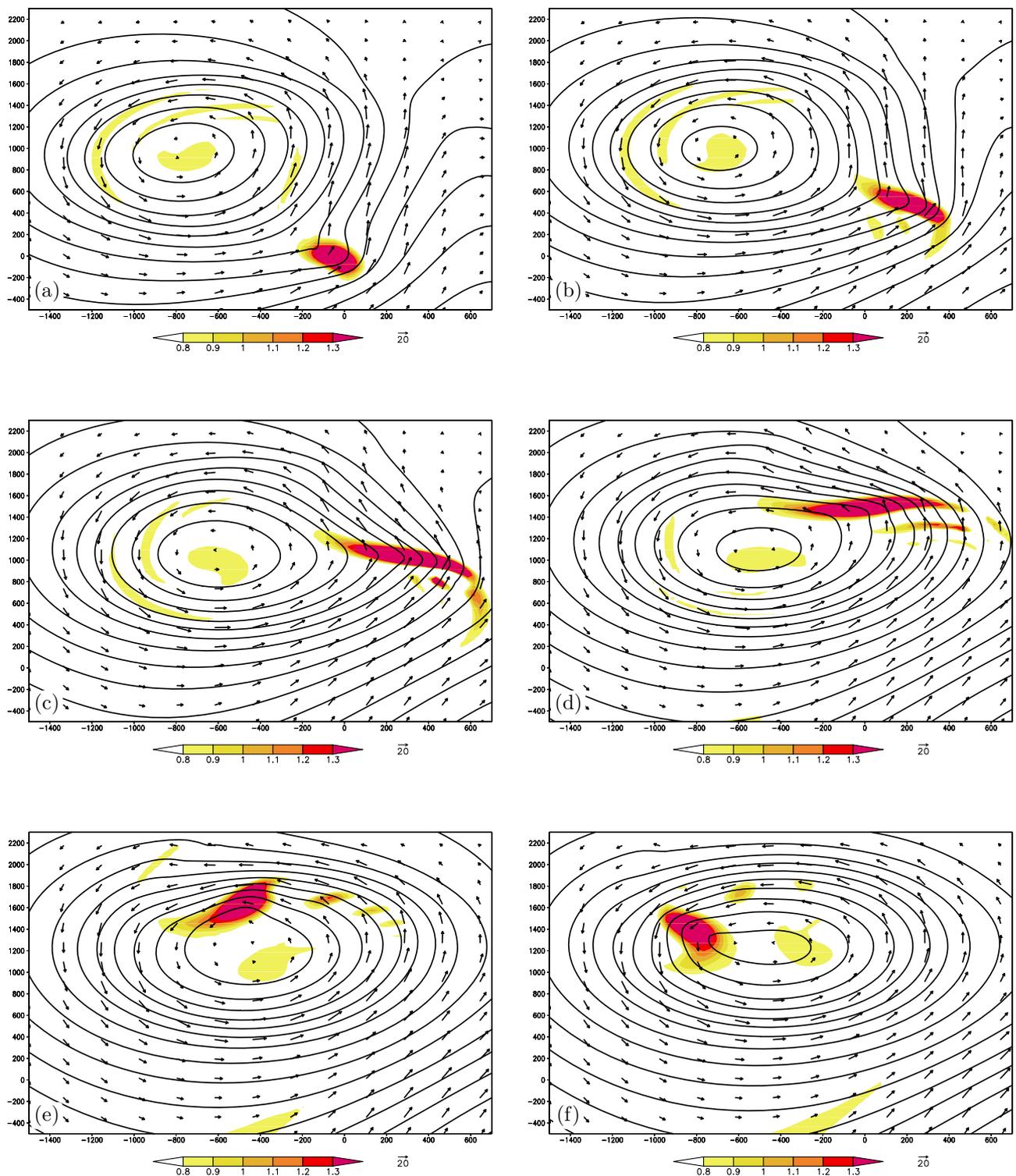
Bis zum letzten Bild sind sowohl der Hurrikan als auch das Tiefdruckgebiet als getrennte Objekte zu erkennen. Man sieht aber, dass der ehemalige Hurrikan durchaus zum Kern des Tiefdruckzentrums vordringt.

In Abb. 4.28 a.) und b.) ist das bodennahe Geopotential sowie die potentielle Temperatur in den untersten Schichten für den Lauf mit der obengenannten Anfangsposition des Hurrikans gezeigt. In Abb. 4.28 a.) befindet sich der Hurrikan nach 7 Tagen im Warmsektor des Tiefdruckgebiets. Noch ist der Hurrikan noch relativ unbeeinflusst vom Trog. Der Wirbel wird anschließend zum Okklusionspunkt des Frontensystems des Tiefdruckgebiets advehiert. In 4.28 b.) ist der ehemalige Hurrikan nur noch versteckt anhand eines stärkeren Temperaturgradienten östlich des Tiefs, an dem er später hinein advehiert wurde, zu finden.

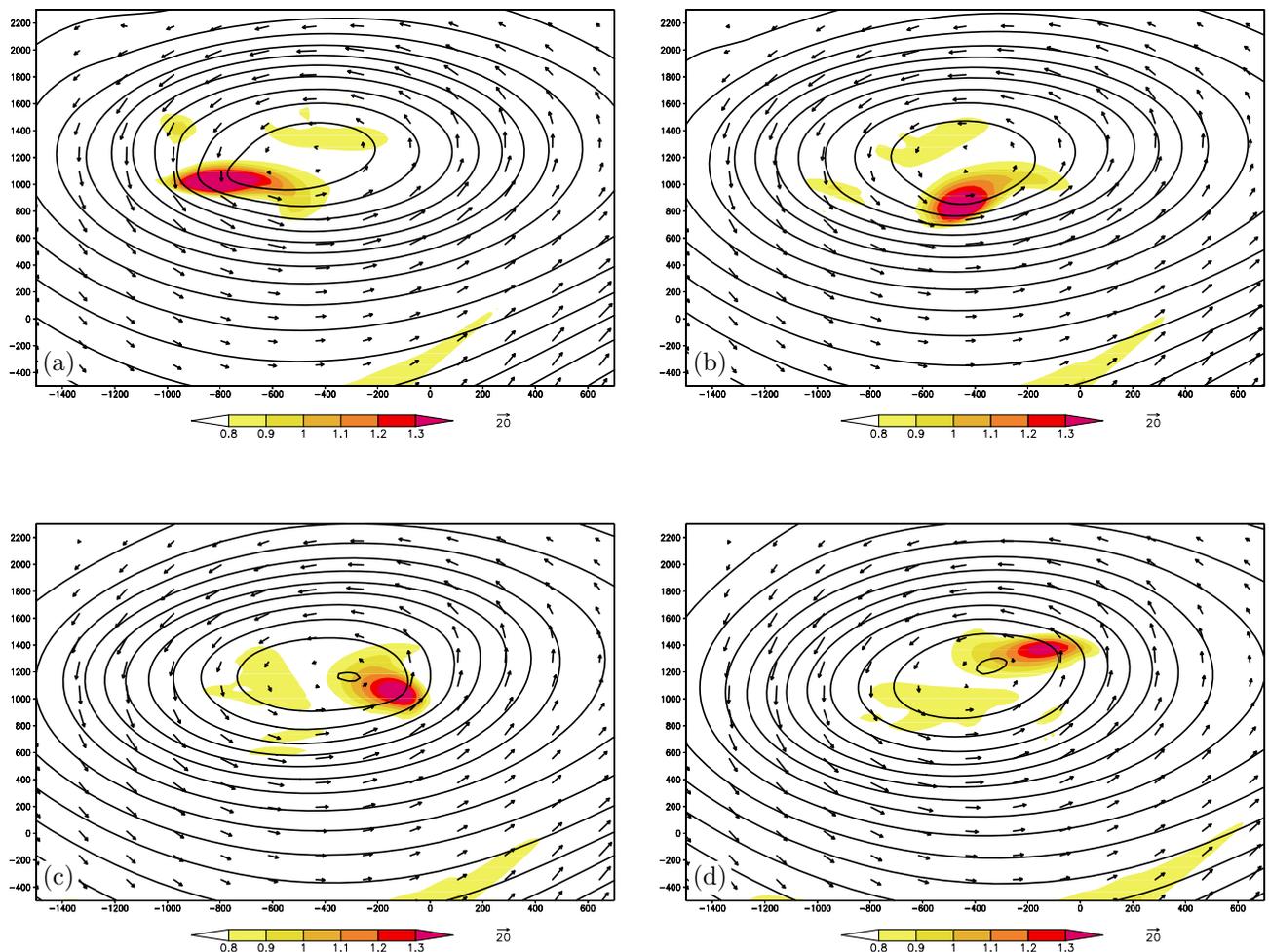


**Abbildung 4.28:** Lauf mit Hurrikan für den zyklonalen Fall nach a.) 7 Tagen, b.) 8 Tagen Integrationszeit. Anfangsposition des Hurrikans ist analog zu Abb. 4.27. Darstellung analog zu Abb. 4.2.

Der Hauptteil des Wirbels wandert in den Kern des Tiefdruckgebiets. Dies ist v.a. in der feineren, zeitlichen Auflösung in Abb. 4.29 und Abb. 4.30 zu erkennen. Diese Bilder zeigen einen Ausschnitt um das Tiefdruckgebiet, in das der Hurrikan hineinadvehiert wurde. Der Wirbel ist dabei anhand der farbig dargestellten PV zu erkennen. In Abb. 4.29 a.) ist der Wirbel noch als relativ symmetrische PV-Anomalie südöstlich des Tiefdruckzentrums vorhanden. Eine Änderung erfolgt bereits in Abb. 4.29 b.), im weiteren Verlauf aber auch in Abb. 4.29 c.) und d.). Der Hurrikan wird aufgrund der Windscherung am Boden verzerrt und streckt sich fast zonal von Westen nach Osten. Der östlichste Teil der PV, der die Struktur eines Kommas besitzt, reißt ab und wird nördlich der Antizyklone advehiert. In den Abb. 4.29 e.) und f.) wird diese PV-Anomalie wieder achsensymmetrischer (s. Melander et al., 1987). Es ist auch zu erkennen, dass die PV-Anomalie in Zusammenhang mit dem Hurrikan nicht nur um das Tief herum advehiert wird, sondern auch Richtung Zentrum sich bewegt. Mit den bodennahen Winden ist dies nicht zu erklären. Der Grund dafür ist, dass sich das Tiefdruckgebiet zu dem Zeitpunkt, an dem der Hurrikan hineinadvehiert wird, also nach ca. 8 Tagen, immer noch ausbreitet und intensiviert. Zu erkennen ist dies in dem Ausschnitt in Abb. 4.29 und Abb. 4.30. Gegen Ende hin in Abb. 4.30 c.) und d.) schwächt sich der Hurrikan ab. Eine Verstärkung der lokalen Winde durch die Superposition der PV-Anomalie des Hurrikans mit der PV-Anomalie des Tiefs ist zu erwarten, auch wenn im Geopotential verglichen mit dem Referenzlauf keine Intensivierung erkennbar ist. Die Lage des Tiefdruckgebiets ist gegenüber dem Referenzlauf in Abb. 4.1 kaum verändert.



**Abbildung 4.29:** Modellauf wie in Abb. 4.27 nach a.) 7.75, b.) 8.0, c.) 8.25, d.) 8.5, e.) 8.75 und f.) 9 Tagen Integrationszeit. Farblich dargestellt ist die PV in [PVU] in einer Höhe von  $z = 2$  km, die Konturlinien zeigen das Geopotential in [gpm] (Konturintervall = 400 gpm) in einer Höhe von  $z = 2$  km, Windpfeile zeigen den bodennahen Horizontalwind bei  $z = 2.0$  km in  $[m s^{-1}]$ .



**Abbildung 4.30:** Modellauf wie in Abb. 4.27 nach a.) 9.25, b.) 9.5, c.) 9.75, d.) 10 Tagen Integrationszeit. Darstellung analog zu Abb. 4.29.

Offensichtlich wird die PV-Anomalie des kleinskaligen Hurrikans um das großskalige Tiefdruckgebiet nur zyklonal herumadvehiert, ohne dass jedoch beide Systeme sich gegenseitig verstärken. Dies ist in etwa zu vergleichen mit einem steuernden Hoch, das oft monatelang für die gleiche Wetterlage sorgt, während die relativ kleinskaligen ankommenden Tiefdruckgebiete aussen herum advehiert werden.

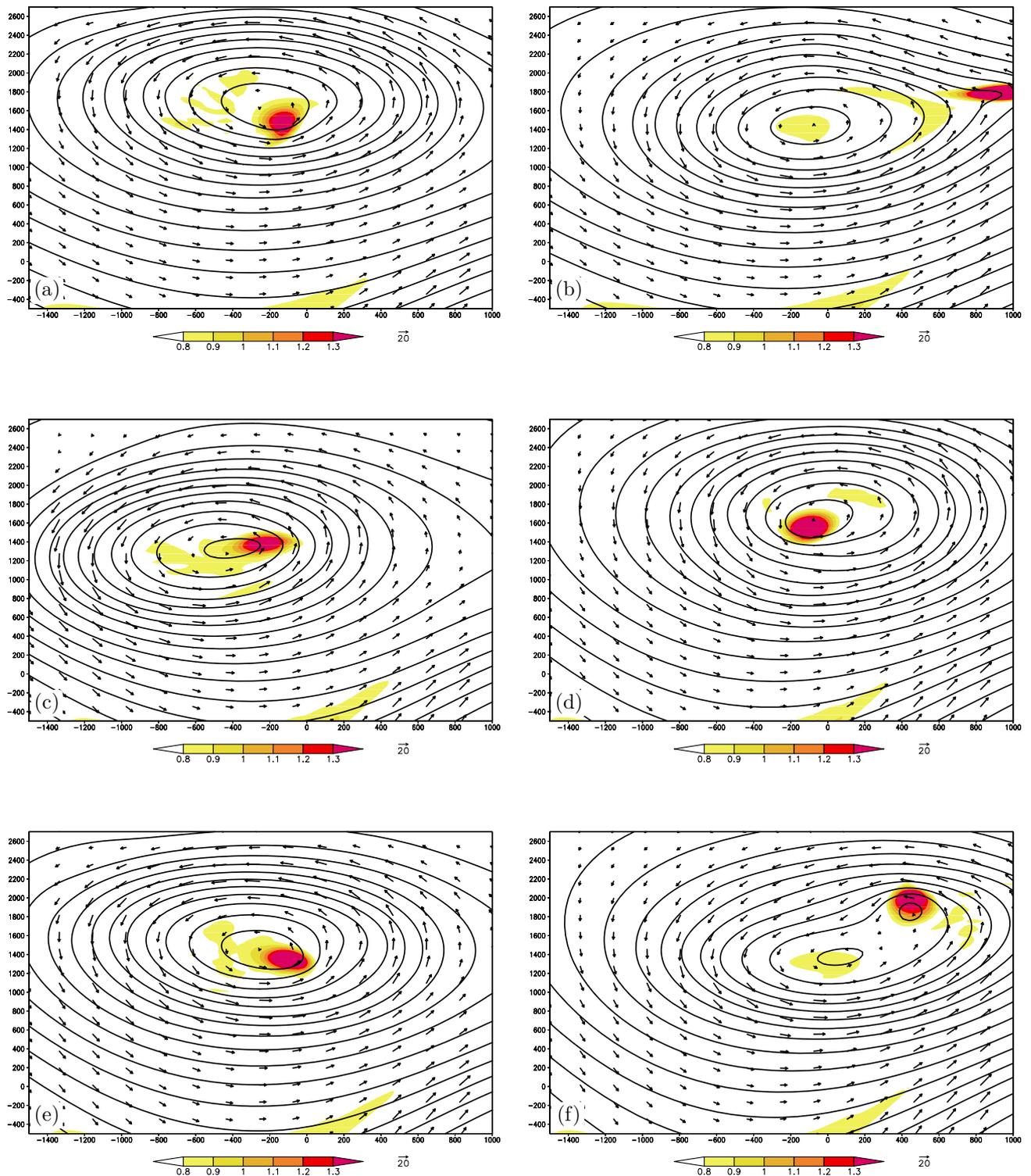
Diese Ergebnisse lassen vermuten, dass der Hurrikan hier trotz seiner hohen PV kaum Einfluss auf die Entwicklung der baroklinen Welle hat. Der Modellauf erinnert an die Experimente von Ritchie und Elsberry (2000), die die Wechselwirkung zwischen Tropischen Wirbelsturm und einem mesoskaligen, konvektiven System (MCS) untersuchten. Der Unterschied liegt darin, dass ihr Tropischer Wirbelsturm großskalig war und eine dominante PV besaß, während das

kleinskalige MCS eine schwache PV hatte. Das MCS wurde vollständig im Wirbel absorbiert und verschmiert. Im Gegensatz dazu liegt im vorliegenden Fall eine kleinskalige, dominante PV-Anomalie verbunden mit dem tropischen Wirbelsturm vor, während das Tief großskalig ist und eine schwache PV hat.

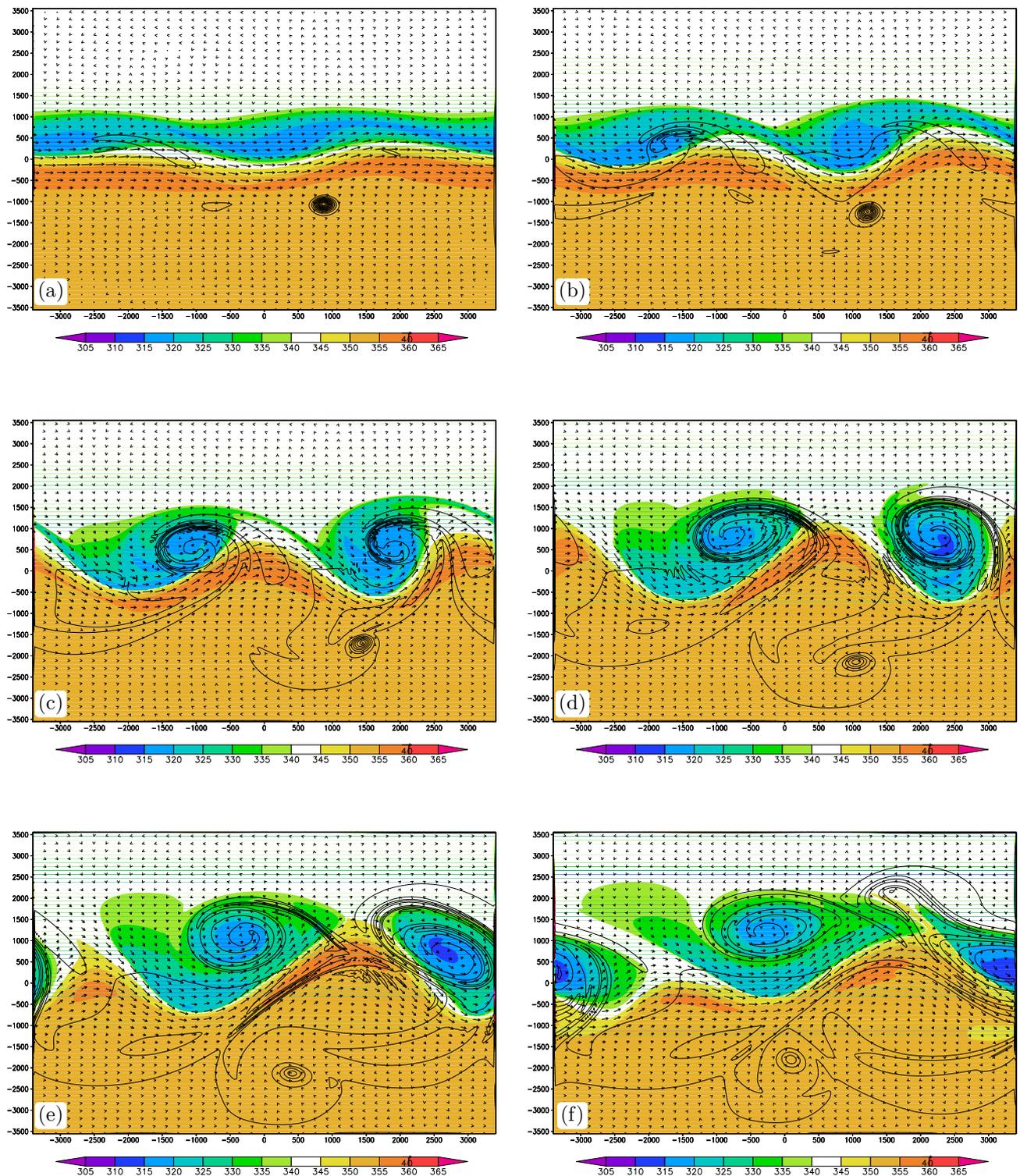
Die oben vorgestellte Zugbahn ist ein typisches Beispiel für eine Zugbahn innerhalb des zyklonalen Falls, in dem beide Systeme aufeinandertreffen. Der Verlauf ist typisch für diese Klasse von Zugbahnen, in ähnlicher Form verlaufen alle Zugbahnen dieser Klasse im zyklonalen Fall. In Abb. 4.31 werden die Endpunkte der Zugbahnen aus Klasse 1, also nach 10 Tagen Laufzeit des Modells, dargestellt. Man kann erkennen, dass die meisten Endpunkte im Zentrum des Tiefs liegen, abgesehen von dem Modellauf, in dem der Hurrikan bei  $y = -1050$  km und  $x = 0$  km und ein Modellauf, in dem der Hurrikan bei  $y = -1550$  km und  $x = 500$  km eingesetzt wurde. Bei diesen Modellläufen ist zu vermuten, dass bei einer Weiterführung der Integrationszeit die PV-Anomalien in Zusammenhang mit den Hurrikanen auch in das Zentrum advehiert werden. Die meisten werden in das Zentrum advehiert, was der Größenänderung des Tiefs während der Laufzeit zuzuschreiben ist.

Im folgenden wird ein Fall für die Klasse vorgestellt werden, in dem kein Aufeinandertreffen stattfindet. Natürlich kann man dann nicht erwarten, dass hier eine Interaktion der beiden Systeme stattfindet, jedoch ist es doch von Interesse, wie es zu diesem Verlauf kommt.

Für die zweite Klasse im zyklonalen Fall ist die Bewegung des tropischen Wirbelsturms in Abb. 4.32 gezeigt. In diesem Fall ist der Hurrikan zu Anfang 1050 km südlich des Zentrums und 500 km östlich eingesetzt. Entscheidend für die Bahn des Hurrikans ist der relativ östliche Anfangspunkt des Hurrikans. Durch die Entwicklung der östlichen baroklinen Welle in Abb. 4.32 b.) und c.) wird der Hurrikan erst ca. 1000 km nach Osten „mitgenommen“. Im weiteren Verlauf, da sich der hurrikan-ähnliche Wirbel genau im Süden des sich entwickelnden Trogos befindet, wird der Wirbel nach Süden abgedrängt. Der Hurrikan, dessen Ausgangsposition sich nach der Umschiffung des östlichen Trogos in Abb. 4.32 d.) relativ weit im Süden befindet, trifft bis zum Ende der Integrationszeit in Abb. 4.32 f.) nicht mehr auf den westlichen Trog der mittleren Breiten und es kommt somit auch zu keiner Interaktion. Bei den anderen (nicht gezeigten) Zugbahnen verläuft dies sehr ähnlich, wobei sie bei dem Weg um die Entwicklung des östlichen Trogos herum nicht ebenso weit nach Süden abgedrängt werden. Am Ende der



**Abbildung 4.31:** Endpositionen verschiedener Modellläufe aus Klasse 1 mit verschiedenen Anfangsposition des Hurrikans in a.)  $y = -1050$  km und  $x = -500$  km, b.)  $y = -1050$  km und  $x = 0$  km, c.)  $y = -1300$  km und  $x = -500$  km, d.)  $y = -1300$  km und  $x = 0$  km, e.)  $y = -1550$  km und  $x = 0$  km, f.)  $y = -1550$  km und  $x = 500$  km. Darstellung analog zu Abb. 4.29.



**Abbildung 4.32:** Lauf mit Hurrikan für den zyklonalen Fall nach a.) 5 Tagen, b.) 6 Tagen, c.) 7 Tagen, d.) 8 Tagen e.) 9 Tagen und f.) 10 Tagen Integrationszeit. Anfangsposition des Hurrikans ist  $y = -1050$  km und  $x = 500$  km. Darstellung analog zu Abb. 4.1.

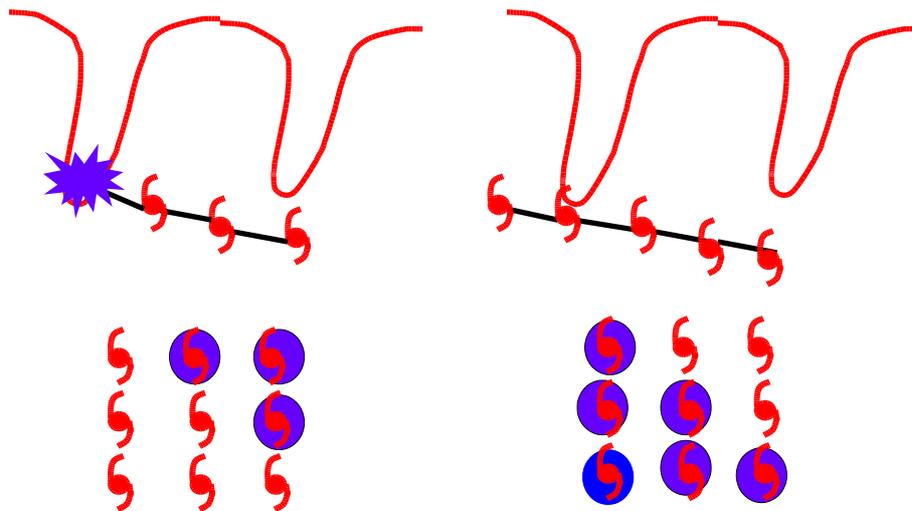
Integrationszeit befinden sich die ehemaligen tropischen Wirbelstürme dann südlich des westlichen Trops und deren Bahn wird von dessen Entwicklung stark beeinflusst. Es kommt jedoch zu keiner Interaktion.

In diesem Abschnitt wurden also zwei typische Fälle für den Verlauf von Zugbahnen vorgestellt. Im ersten Fall trafen zwar der Hurrikan und der Trog der mittleren Breiten aufeinander und es kam zu stärkeren Bodenwinden aufgrund der Superposition der PV-Anomalien. Beide Systeme konnte man bis zum Ende der Modellläufe getrennt beobachten. Es scheint, als ob der Hurrikan innerhalb des weit ausgedehnten Tiefdruckgebiets als kleine Asymmetrie nur mitadvehiert wurde, jedoch aufgrund der sehr unterschiedlichen Größenverhältnisse keinen Einfluß auf die Entwicklung nehmen konnte. Im zweiten Fall war die Ausgangsposition des Hurrikans so ungünstig, so dass es nie zu einem Aufeinandertreffen bzw. zu einer Interaktion der beiden Systeme kommen konnte.

In beiden Fällen hat die Ausgangsposition des Hurrikans relativ zu der sich in der Entwicklung befindlichen baroklinen Welle seine Bahn stark beeinflusst. Vergleicht man jedoch Abb. 4.27 mit Abb. 4.32 in Bezug auf die Entwicklung der baroklinen Wellen, so erkennt man, dass hier die Unterschiede sehr gering sind. Die Anfangsposition des Hurrikans hat in diesen Fällen weniger einen Einfluß auf die Entwicklung der baroklinen Welle als im Kapitel 4.2. Der hurrikan-ähnliche Wirbel fungiert hier in viel geringerem Maße als Störung als in Kapitel 4.2, weil der Wirbel hier erst nach  $t = 72$  h eingesetzt wurde, folglich erst nachdem das Wachstum der baroklinen Welle bereits initiiert wurde (s. Kap. 4.2.3).

### 4.3.2 Der antizyklonale Fall

In diesem Kapitel wird der antizyklonale Fall analysiert. Man kann eine vereinfachte Einteilung der Zugbahnen in zwei Klassen vornehmen, welche schematisch in Abb. 4.33 dargestellt sind.

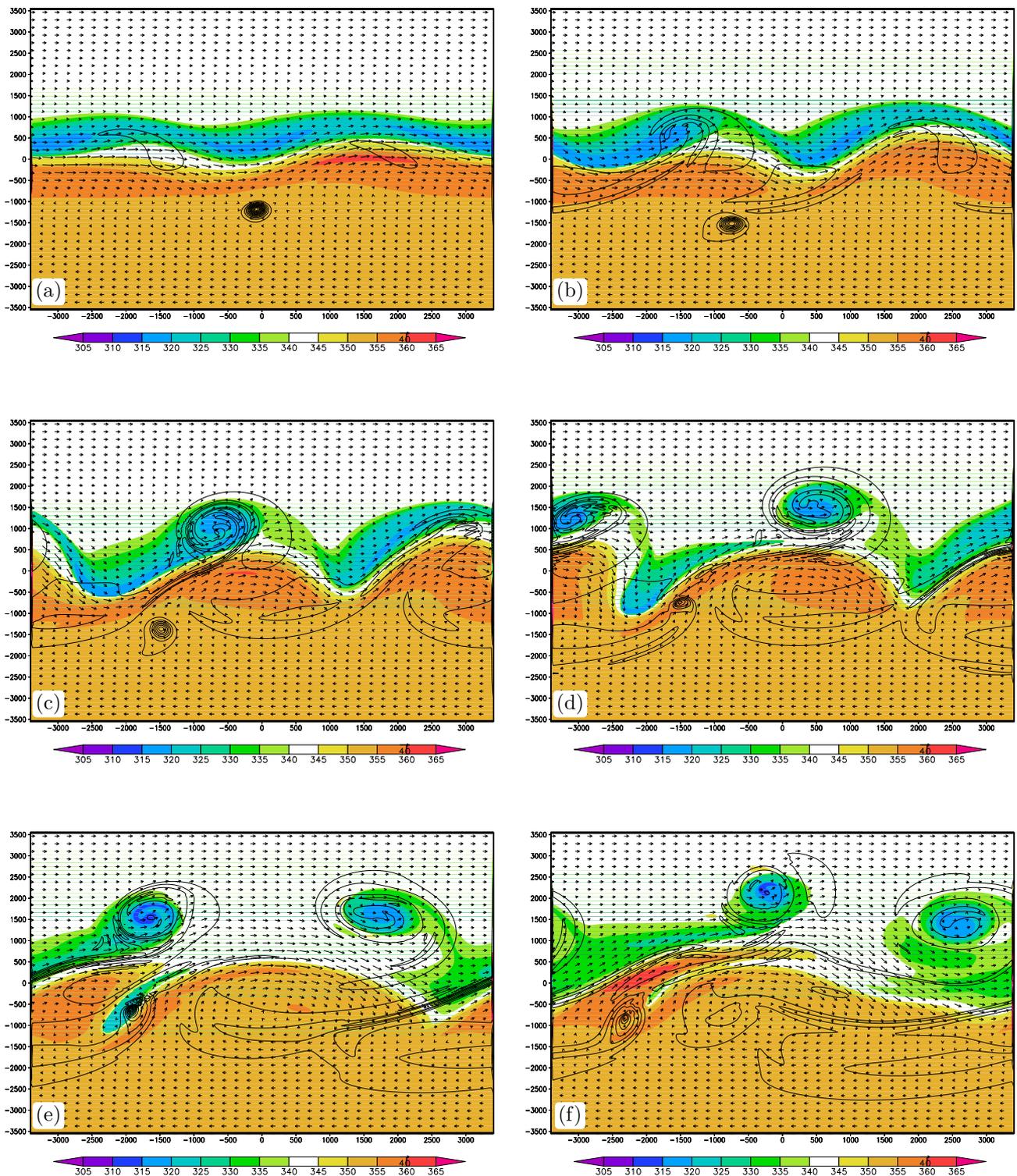


**Abbildung 4.33:** Schematische Darstellung der verschiedenen Zugbahnen der Hurrikane im antizyklonalen Fall. Die blau unterlegten Hurrikansymbole zeigen dabei die Anfangspositionen der Hurrikane, aus denen die darüber dargestellte Zugbahn resultiert. Der Abstand der Positionen ist wie in Abb. 4.25 gezeigt. Die Modellläufe, die dem linken schematischen Bild entsprechen, werden zu Klasse 1 gezählt. Diejenigen, die dem rechten entsprechen, zu Klasse 2.

Die Modellläufe von Hurrikane mit den nordöstlichsten Anfangspositionen treffen dabei auf den westlichen Trog. Haben jedoch die Wirbel eine Anfangsposition, die weiter im Westen oder Süden liegt, dann verpassen sie den Trog knapp und ziehen an ihm vorbei. In der Natur besteht die Möglichkeit, dass der Hurrikan an dem ersten Trog vorbeizieht und von dem zweiten mitgenommen wird. In vorliegenden Modellauf ist eine Interaktion des hurrikan-ähnlichen Wirbels mit dem Trog der mittleren Breiten nur in der ersten Klasse von Zugbahnen zu erwarten. Im Folgenden werden wieder typische Vertreter der beiden Zugbahnen herausgegriffen und detaillierter untersucht.

In Abb. 4.34 wird die Entwicklung des Modellaufs gezeigt, in dem der Hurrikan 1050 km südlich und 500 km östlich des Zentrums des Integrationsgebiets eingesetzt wurde. Das entspricht der oberen, rechten Position in Abb. 4.25 in dem linken schematischen Bild.

Wie in den Abb. 4.34 a.), b.) und c.) zu erkennen ist, hat die Bahn des hurrikan-ähnlichen

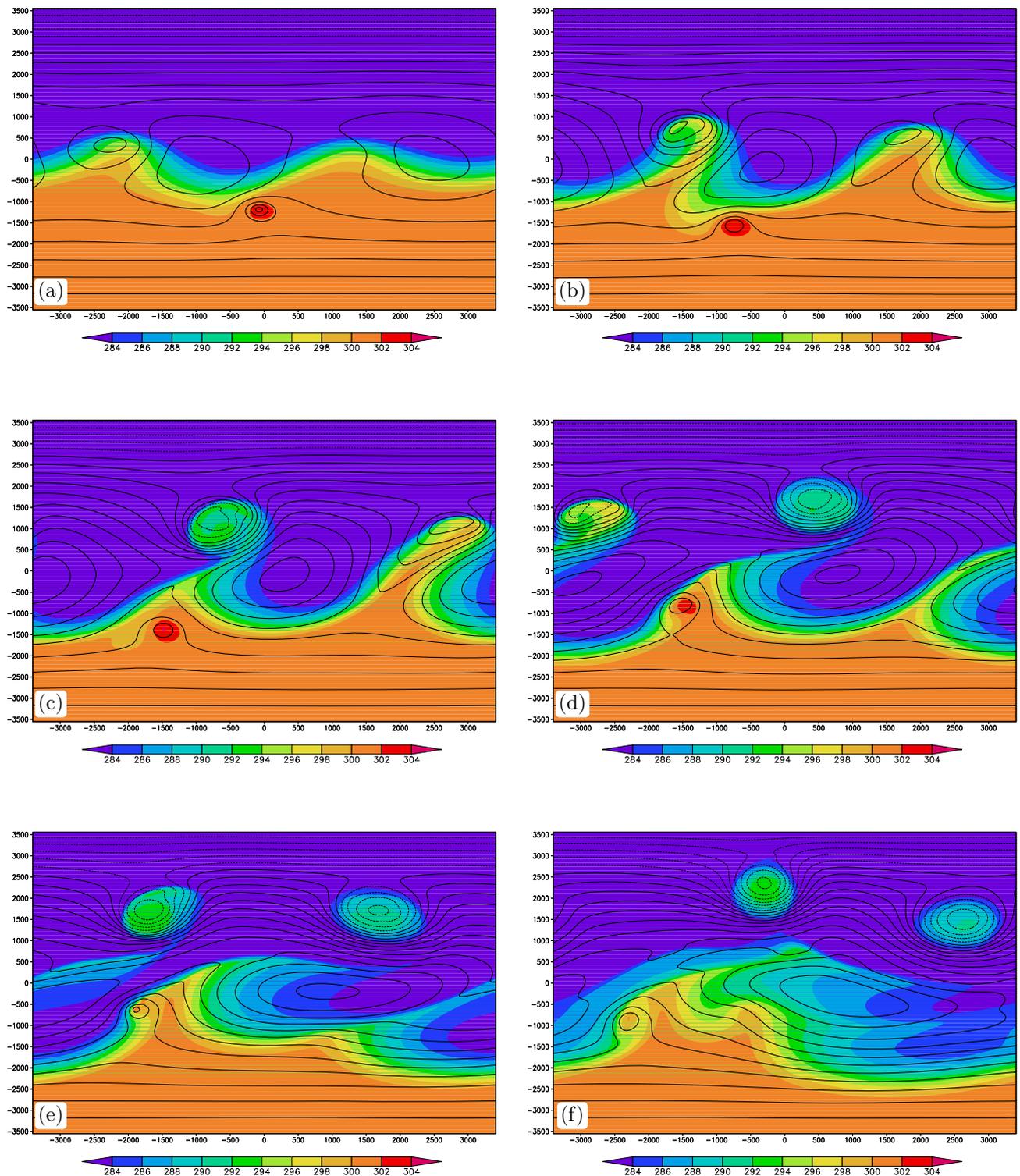


**Abbildung 4.34:** Lauf mit Hurrikan für den antizyklonalen Fall nach a.) 5 Tagen, b.) 6 Tagen, c.) 7 Tagen, d.) 8 Tagen e.) 9 Tagen und f.) 10 Tagen Integrationszeit. Der Hurrikan wurde dabei 1050 km südlich der Front und 500 östlich des Zentrums eingesetzt. Die Darstellung ist analog zu Abb. 4.1.

Wirbels fast nur eine Komponente Richtung Osten, was auf die im antizyklonalen Fall vorhandene Hintergrundströmung zurückzuführen ist. Der Wirbel wird leicht nach Süden gedrängt, v.a. wegen der meridionalen Ausdehnung des östlichen Troges in Abb. 4.34 b.). In Abb. 4.34 c.) gelangt der Hurrikan dann in die Strömung Richtung Nordosten an der Vorderseite des westlichen Troges, welche daraufhin die Bahn des Hurrikans in Richtung Nordosten ändert. In Abb. 4.34 d.), d.h. nach 8 Tagen Integrationszeit, befindet sich der Wirbel direkt vor dem Trog. Der Trog erreicht in Abb. 4.34 d.) langsam die für den antizyklonalen Fall typische kommaartige Form und dünnt sich dabei in meridionaler Richtung aus.

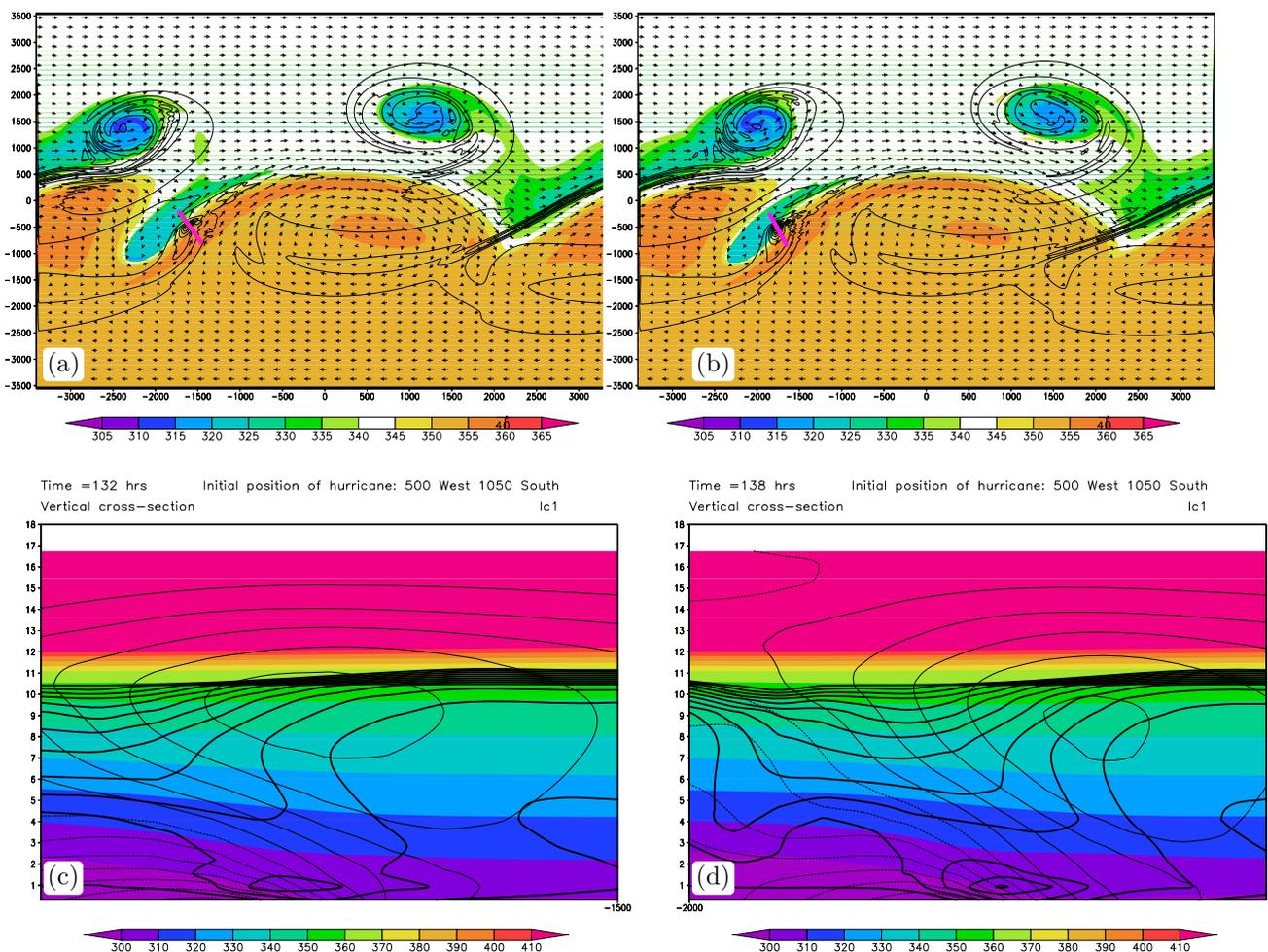
Der Hurrikan trifft nach 9 Tagen Integrationszeit in Abb. 4.34 e.) auf den nun bereits sehr schlanken und meridional in die Länge gezogenen Trog. Damit haben beide Systeme etwa die gleichen Größenverhältnisse. In der Beschreibung eines Modellaufs im zyklonalen Fall traf der Hurrikan zwar auf den Trog, eine Verstärkung der beiden Systeme fand jedoch nicht statt. Es wurde die Theorie aufgestellt, dass diese Verstärkung aufgrund der sehr unterschiedlichen Größenverhältnisse der beiden Systeme nicht passierte. Da hier der „Cut-Off“ und der Hurrikan dieselben Größenordnungen besitzen, müssten der Hypothese zufolge die beiden Systeme im vorliegenden Fall eine Verstärkung hervorrufen. Man sieht in Abb. 4.34 f.), dass sich das System vergrößert. Es kann in Abb. 4.34 noch nicht auf eine Verstärkung geschlossen werden, da hier das bodennahe Geopotential nicht gezeigt ist. Es ist jedoch zu sehen, dass sich die gemittelte PV der untersten Schichten deutlich verstärkt. Molinari *et al.* (1995) haben gezeigt, dass in einem Modell, das Feuchteprozesse beinhaltet, bei einem Aufeinandertreffen eines Troges mit einem Tropischen Wirbelsturm mit ähnlichen Größenverhältnisse beider Systeme sich der Wirbelsturm als Tropischer Wirbelsturm wieder verstärkt. Folglich findet keine „Extratropical Transition“ statt. Dies ist im vorliegenden Modell nicht möglich, da keine Feuchteprozesse vorhanden sind. In diesem Modell kann sich der Wirbelsturm nur verstärken, indem er mit dem Trog der mittleren Breiten interagiert.

In Abb. 4.35 wird für den oben genannten Modellauf die Entwicklung am Boden gezeigt. Kurz vor der Interaktion in Abb. 4.35 a.) und b.) wird der hurrikan-ähnliche Wirbel durch die Annäherung an die Front leicht deformiert und in Richtung der Front gedehnt. Das Kleinerwerden der geschlossenen Kreise der Isolinien des Geopotentials in Abb. 4.35 b.) läßt darauf schließen, dass sich hier der Wirbel tendenziell abschwächt. In Abb. 4.35 e.) läßt sich jedoch



**Abbildung 4.35:** Lauf mit Hurrikan für den zyklonalen Fall nach a.) 5 Tagen, b.) 6 Tagen, c.) 7 Tagen, d.) 8 Tagen e.) 9 Tagen und f.) 10 Tagen Integrationszeit. Anfangsposition des Hurrikans analog zu Abb. 4.34 Darstellung analog zu Abb. 4.2

die Bildung einer zweiten geschlossenen Isolinie erkennen, was eine Verstärkung des aus dem Trog und dem Ex-Hurrikan gebildeten Systems bedeutet. Diese zweite, geschlossene Isolinie ist in Abb. 4.35 f.) nicht mehr zu sehen, d.h. die Verstärkung hat nur kurze Zeit angedauert. Gegenüber den Tiefdruckgebieten, die aus der baroklinen Welle entstanden sind, bleibt dieses Tiefdruckgebiet relativ klein und kompakt. Eine Verstärkung, wenn auch nur schwacher Form, ist deutlich zu erkennen. Dieses Ergebnis bestätigt die Hypothese, die bereits im zyklonalen Fall aufgestellt wurde, dass die beiden Systeme etwa die gleiche Größenordnung haben müssen, um eine Wechselwirkung zu zeigen.



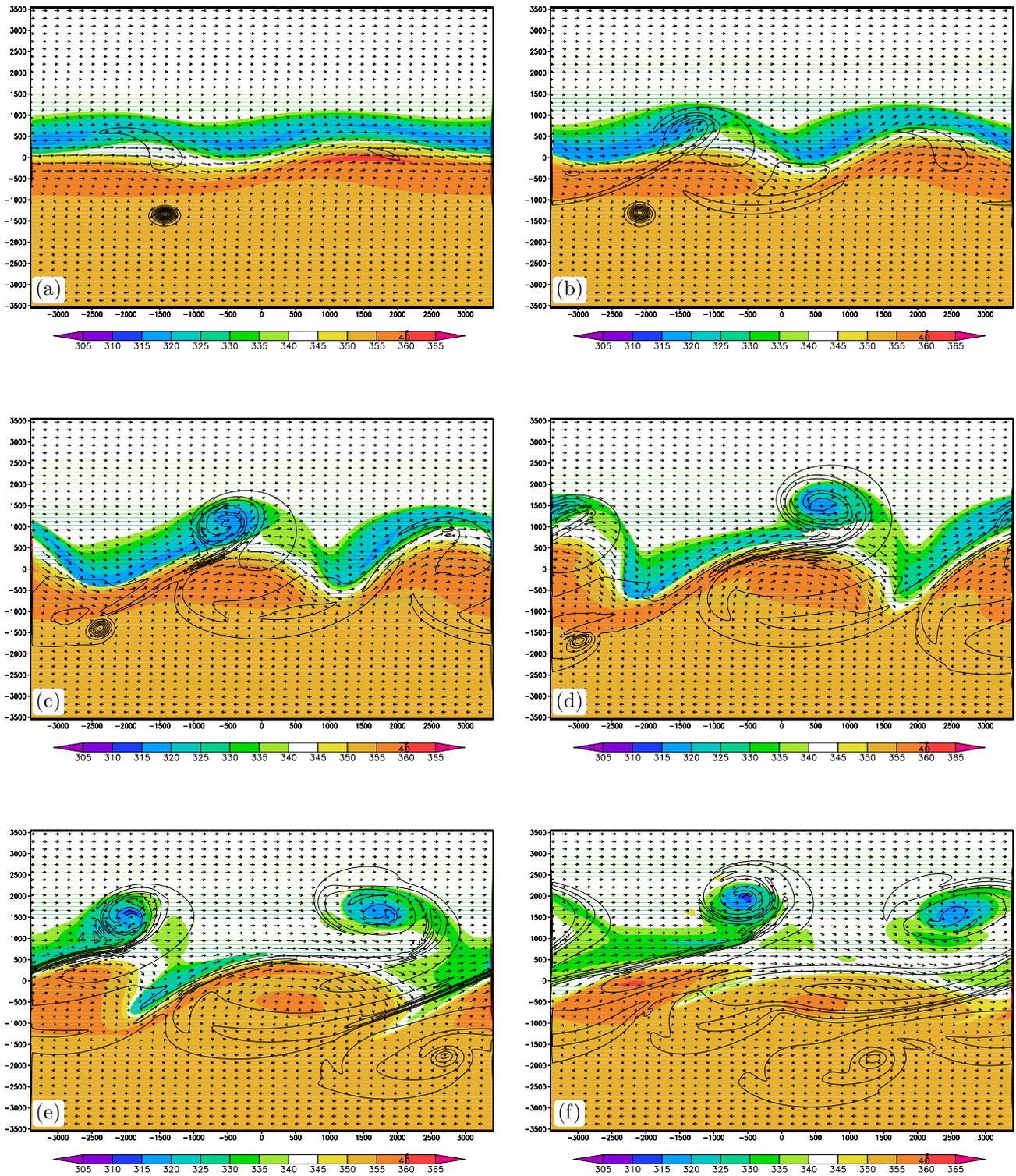
**Abbildung 4.36:** Modellauf analog zu Abb. 4.34 nach a.) und c.) 8.5, c.) und d.) 8.75 Tagen Integrationszeit. (Zu angegebenen Zeiten über den Bildern  $t = 72$  h addieren!) c.) und d.) geben vertikale Querschnitte durch Hurrikan mit Trog, wobei der Ort des vertikalen Querschnitts durch die magentafarbenen Balken in a.) für c.) und in b.) für d.) gezeigt ist. Dicke Konturlinien zeigen die PV in [PVU] (Konturintervall 0.5 PVU, maximale PV = 6 PVU), dünne Konturlinien zeigen die Isotachen der Windgeschwindigkeit senkrecht zum Querschnitt in [m/s] (Konturintervall 5 m/s). Farbige dargestellt ist die potentielle Temperatur in [K].

In Abb. 4.36 ist ein Querschnitt durch die beiden Systeme c.) nach 8,5 Tagen Integrationszeit und d.) sechs Stunden später gezeigt. Diese Zeiten entsprechen den Zeiten in den Abb. 4.35 b.) und c.), also kurz vor und kurz nach der ersten Verstärkung des sich aus dem Hurrikan gebildeten Tiefdrucksystems. Die erhöhten Werte für die PV am Boden charakterisieren dabei den Ex-Hurrikan. Die weit von der Troposphäre nach unten gezogene PV-Anomalie kennzeichnet den Trog, der sich aus der baroklinen Welle gebildet hat. In Abb. 4.36 c.) ist der Ex-Hurrikan knapp vor der PV-Falte bzw. teilweise bereits direkt unter ihr. In Abb. 4.36 d.) befindet sich die bodennahe PV-Anomalie im Zusammenhang mit dem hurrikan-ähnlichen Wirbel direkt unterhalb der PV-Falte des Troges. Wir haben hier also eine untere und eine obere PV-Anomalie vorliegen, die sich gegenseitig verstärken (siehe Hoskins *et al.*, 1985).

Die Verstärkung ist jedoch relativ schwach ausgebildet. Der Grund hierfür ist v.a. in dem sich mit der Zeit stark verdünnenden Trog zu suchen. Dieser streckt sich gegen Ende der Integrationszeit stark in die meridionale Richtung und wird dabei dünner (s. Abb. 4.34 d.) e.) und f.)), so dass zu einem gewissen Zeitpunkt keine obere PV-Anomalie mehr vorhanden ist, mit der der Ex-Hurrikan wechselwirken könnte.

Hier wurde ein typischer Modellauf vorgestellt, bei dem der Hurrikan auf einen antizyklonalen Trog der mittleren Breiten trifft. Der Vollständigkeit halber erfolgt nun entsprechend dem schematischen Überblick in Abb. 4.33 die Beschreibung eines typischen Modellaufs im antizyklonalen Fall, bei dem der Hurrikan den Trog verpasst. Dieser ist in Abb. 4.37 dargestellt.

Die Anfangsposition des Hurrikans in diesem Lauf befindet sich 500 km westlich und 1050 km südlich vom Zentrum des Integrationsgebietes. Der Hurrikan startet also bereits 1000 km weiter im Westen als der in Abb. 4.34 gezeigte Lauf. In Abb. 4.37 a.) und b.) ist zu sehen, dass sich der Hurrikan in Richtung Osten bewegt v.a. wegen der vorhandenen Hintergrundströmung im antizyklonalen Fall. Da der Startpunkt dieses Modellaufs bereits etwas weiter westlich liegt, befindet sich der Hurrikan, wie in Abb. 4.37 c.) zu erkennen ist, nach 7 Tagen Integrationszeit bereits südlich des Troges. Zum Vergleich: In Abb. 4.34 c.) war der Hurrikan zum selben Zeitpunkt ca. 1000 km weiter östlich und an der Vorderseite des Troges. In diesem Fall kommt der hurrikan-ähnliche Wirbel nicht in die nordöstliche Strömung heran, sondern setzt seine Bahn Richtung Osten fort. Aufgrund der meridionalen Ausdehnung des westlichen Troges wird der Hurrikan dabei nach Süden abgedrängt (s. Abb. 4.37 c.)). In Abb. 4.37 d.) verläßt der Hurri-



**Abbildung 4.37:** Lauf mit Hurrikan für den antizyklonalen Fall nach a.) 5 Tagen, b.) 6 Tagen, c.) 7 Tagen, d.) 8 Tag en e.) 9 T agen und f.) 10 Tagen Integrationszeit. Der Hurrikan wurde dabei 1050 km südlich der Front und 500 östlich des Zentrums eingesetzt. Darstellung analog zu 4.1.

kan am linken Rand das Integrationsgebiet und aufgrund der periodischen Randbedingungen in zonaler Richtung ist der Wirbel in Abb. 4.37 e.) am rechten Rand wieder zu sehen. Der Ex-Hurrikan schwächt sich kontinuierlich ab und trifft während der gesamten Integrationszeit auf keinen Trog. In der Realität wurde häufig beobachtet, dass ein Tropischer Wirbelsturm an dem ersten Trog vorbeizieht und erst von dem nächsten Trog oder auch von dem übernächsten mitgenommen wird, wie z.B. in Fall von Hurricane Erin (2001; Röbbcke *et al.*, 2004) oder auch Hurrikan Alberto (2000; Beven, 2000).

Dies sind zwei typische Beispiele für den Verlauf der Hurrikan-Bahn, wenn der Wirbel keine Interaktion mit einem Trog der mittleren Breiten erfährt oder wenn er auf einen trifft und sich verstärkt entsprechend dem Schema in Abb. 4.33. Wie in der schematischen Übersicht in Abb. 4.33 gezeigt und in obigen Einzelfällen nachgewiesen, hängt die Bahn des hurrikanähnlichen Wirbels von seiner Anfangsposition ab. Der Unterschied in den Anfangspositionen in meridionaler Richtung beträgt nur 250 km, welche entscheidend sein können für die zukünftige Entwicklung der Bahn des Hurrikans und auch entscheidend, ob es zu einer ET, vielleicht sogar zu einer Verstärkung in Zusammenhang mit einem Tiefdruckgebiet kommt. 250 km ist deshalb eine geringe Entfernung, da der mittlere Positionsfehler in der Bahnvorhersage von Hurrikanen bei der 72 h Vorhersage sogar von qualitativ hoch eingeschätzten, numerischen Modellen wie das Modell von "Geophysical Fluid Dynamics Laboratory" (GFDL) für die Jahre 1996 - 2000 zwischen 330 km und 398 km variierte (s. Weber, 2003), also weit mehr als die oben genannte Kilometerzahl. Dies bedeutet, dass nach derzeitiger Modellgenauigkeit es nicht möglich ist, 72 h im voraus die Position des Hurrikans mit einer Präzision vorherzusagen, die eine qualitativ verlässliche Vorhersage von „Extratropical Transition“ erlaubt.

In diesem Kapitel wurde v.a. auf die Variation der Bahn des Hurrikans aufgrund der unterschiedlichen Anfangspositionen in den verschiedenen Modellläufen eingegangen. Für die in diesem Kapitel vorgestellten Experimente, war das sicherlich das auffälligste Kriterium. Die Entwicklung der baroklinen Welle mit der Entstehung der zwei Tiefdruckgebiete ändert sich aufgrund der verschiedenen Anfangspositionen der Hurrikane kaum. Dies liegt v.a. daran, dass, der Hurrikan zu einem Zeitpunkt eingesetzt wird, an dem das Wachstum der baroklinen Welle bereits initiiert ist. In diesen Läufen hat der Hurrikan wenig bis gar keinen Einfluss auf die Welle, deshalb auch die geringen Unterschiede auf deren Entwicklung aufgrund der unterschiedlichen

Hurrikanpositionen beim Neustart.

# Kapitel 5

## Zusammenfassung und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wurden numerische Experimente zur Untersuchung von „Extratropical Transition“ durchgeführt. Die Experimente zielten darauf ab die dynamischen Prozesse während der Wechselwirkung einer Tropischen Zyklone mit einem außertropischen Tiefdruckgebiet zu analysieren. Zu diesem Zweck wurden die zwei dominanten Entwicklungsarten von baroklinen Wellen simuliert. Zudem wurden jeweils zu verschiedenen Zeitpunkten, nämlich am Anfang des Entwicklungsstadiums der Welle und zu einem Zeitpunkt, an dem die Welle bereits initiiert war, hurrikan-ähnliche Wirbel eingesetzt, um herauszufinden, welchen Einfluß die Hurrikane selber auf die Bildung der baroklinen Welle haben. Außerdem wurden die relative Lage der Hurrikane zur baroklinen Welle variiert, um zu untersuchen, wie entscheidend die Position des Hurrikans relativ zur Welle bei der Wechselwirkung ist. Ziel war es zu untersuchen, welche Positionen ET begünstigen und vielleicht sogar zu einer Reintensivierung als außertropisches Tiefdruckgebiet führen.

Im ersten Teil der Arbeit wurde der hurrikan-ähnliche Wirbel zu Beginn der Wellenbildung eingesetzt. In diesen Modellläufen wurde gezeigt, dass, vorausgesetzt der Hurrikan befindet sich nahe genug an der Frontalzone, er die dominierende Rolle bei der Wellenbildung spielt. Die eingesetzte Tropopausenstörung ist nur dann der auslösende Faktor bei der Wellenbildung, wenn der Hurrikan zu Beginn an eine Position gesetzt wurde, die zu weit entfernt ist um als Initiator für die Welle in Frage zu kommen. Dies gilt sowohl für die zyklonale als auch für die antizyklonale Wellenbrechung und wurde in beiden Fällen durch Modellläufe ohne Tropopausenstörung

bestätigt. In Kap. 4.2.3 wurde nachgewiesen, wie der Hurrikan die Welle initiiert. Der Hurrikan verhält sich hier wie ein sich langsam nach Westen bewogender Auslöser der Welle. Die steht im Gegensatz zu früheren Studien, bei denen sich die Störung mit dem Strahlstrom stromabwärts bewegt. Damit konnte hier gezeigt werden, dass der Hurrikan als Auslöser für die Entwicklung von Tiefdruckgebieten dienen kann. Auch wenn es sich hier um eine sehr idealistische Situation handelt, gibt sie doch Aufschluß über die Rolle des Hurrikans bei der Störung von realistischeren Strömungsmustern der mittleren Breiten.

Bei der antizyklonalen Wellenbrechung konnte im Fall von Hurrikan Nord verdeutlicht werden, wie sensibel das Modell bei relativ kleinen Änderungen in den Anfangsbedingungen reagiert. In dem Modellauf ohne Tropopausenstörung kam der Ex-Hurrikan in die für ET günstige Position an der Vorderseite eines Troges, im Modellauf mit Tropopausenstörung nicht. Im ersteren Fall entstand durch die Wechselwirkung des Ex-Hurrikans mit der Frontalzone ein drittes Tiefdruckgebiet, das sich sogar durch die Überlagerung der unteren und oberen PV-Anomalien nochmal verstärkt hat.

Der zweite Schwerpunkt der Arbeit war die Wechselwirkung einer Tropischen Zyklone mit einer reifen baroklinen Welle. Bei all den Modellläufen, bei denen der Hurrikan zu einem Zeitpunkt eingesetzt wurde, an dem die Wellenbildung bereits initiiert war, hatte der tropische Wirbelsturm geringen bis gar keinen Anteil an der Wellenbildung. Primäres Ziel dieser Experimente war es, wann und bei welchen Anfangspositionen des hurrikan-ähnlichen Wirbels es zu Wechselwirkung mit dem außertropischen Tief kommt und ob daraus eine Reintensivierung von dem durch die Wechselwirkung entstandenen System erfolgt. Dazu wurden für die zyklonale und antizyklonale Entwicklungsart der baroklinen Welle jeweils neun verschiedenen Modellläufe durchgeführt, die sich nur durch die Anfangsposition des Hurrikans unterschieden.

Bei den Ergebnissen derjeniger Modellläufe, bei denen eine Wechselwirkung zwischen Tropischer Zyklone und außertropischen Tiefdruckgebiet stattfand, liegt die Vermutung nahe, dass die Größenverhältnisse eine wichtige Rolle spielen, ob es bei dieser Wechselwirkung zu einer Intensivierung kommt oder nicht. Im zyklonalen Fall hat sich ein großskaliges Tiefdruckgebiet entwickelt, das mit dem relativ kleinskaligen Hurrikan in Wechselwirkung trat. Es kam lediglich zu einer Superposition der PV-Anomalien und damit zu einer Verstärkung der Bodenwinde. Der Ex-Hurrikan wurde innerhalb des Zentrums des Tiefdruckgebiets mitadvehiert, es kam aber

zu keiner gegenseitigen Verstärkung im Geopotential. Im antizyklonalen Fall hatten beide Systeme, das außertropische Tief und das tropische System zum Zeitpunkt der Wechselwirkung etwa die gleichen Größenverhältnisse und es kam zu Intensivierung bei ET. Um den Einfluß der Größenverhältnisse nachweisen zu können, sind jedoch weitere numerischen Experimente notwendig, z.B. indem man gezielt die Größe von Trog bzw. Hurrikan ändert.

Ein weiteres Ergebnis war die Tatsache, dass in einigen Modellläufen ein Unterschied von 250 km in der Anfangsposition des Hurrikans gereicht hat, um den Verlauf der Zugbahn und ob ET stattfindet oder nicht vollständig zu verändern. Ein ähnliches Bild zeigte sich bei den Modellläufen, bei denen der tropische Wirbelsturm bereits bei der Bildung der Welle eingesetzt wurde. Der einzigste Unterschied war die vorhandene bzw. nicht vorhandene Tropopausenstörung, welche jedoch kaum einen Einfluß auf die Wellenbildung hatte. Die kleinen Unterschiede reichen aus, um die Vorhersage zu ändern.

Derzeit ist jedoch die durchschnittliche Genauigkeit der 72 h-Zugbahnvorhersage selbst bei qualitativ hochwertigen Modellen noch über dem Wert von 250 km. Daraus kann man schließen, dass mit den derzeit verfügbaren Mitteln die Position der Tropischen Zyklone nicht präzise genug vorhergesagt werden kann, damit man mit großer Wahrscheinlichkeit eine richtige Vorhersage bei ET machen kann. Dasselbe gilt für die Lage des Troges, wie wir in Kap. 4.2.2 gesehen haben. Eine hinreichend korrekte Bestimmung beider ist nötig, um vorherzusagen zu können, ob ET stattfindet oder nicht. Dies ist auch einer der Gründe, warum die Vorhersagbarkeit bei „Extratropical Transition“ von hochwertigen Modellen deutlich herabgesetzt ist. Aus den vorliegenden Ergebnissen erscheint es sinnvoll, statistische Mittel in die Vorhersagen einzubeziehen. Eine Möglichkeit sind die Ensemble-Vorhersagen z.B. vom ECMWF, aus deren Streuung man eine Aussage bezüglich der Vorhersageunsicherheit machen kann.

In der vorliegenden Arbeit wurde bewußt ein rein dynamisches Modell verwendet, um sozusagen als ersten Schritt die dynamischen Vorgänge bei ET besser analysieren zu können. Es steht jedoch außer Frage, dass z.B. die Feuchte ein wichtiger Prozess bei ET darstellt. In einer weiterführenden wissenschaftlichen Arbeit wäre es interessant, obige Experimente zu wiederholen mit einem Modell, das Feuchteparameterisierung beinhaltet.



# Anhang A

## Nachweis der Erhaltung der kinetischen Energie der verwendeten Gleichungen

Dieser Nachweis wird nötig, da die für dieses Modell verwendeten Gl. 3.4, Gl.3.5 und Gl. 3.7 hydrostatisch sind, d.h.  $|w| \ll |u|, |v|$ . Die Energieerhaltung ist dann gegeben, wenn die Energie durch Terme für die Corioliskraft und geometrische Ausdrücke nicht verändert werden kann. Um dies nachzuweisen multiplizieren wir Gl. 3.4 mit  $u$  und Gl. 3.5 mit  $v$  und addieren diese dann miteinander. In der hydrostatischen Gl. 3.7 kommen diese Terme sowieso nicht vor.

$$\frac{Du}{Dt} = fv - \frac{\partial\phi}{\partial x} + F_u \quad | \cdot u \quad (\text{A.1})$$

$$\frac{Dv}{Dt} = -fu - \frac{\partial\phi}{\partial y} + F_v \quad | \cdot v \quad (\text{A.2})$$

Gleichung für die Energieerhaltung:

$$\frac{1}{2} \frac{D}{Dt} (u^2 + v^2) = - \left( u \frac{\partial\phi}{\partial x} + v \frac{\partial\phi}{\partial y} \right) + F_u + F_v \quad (\text{A.3})$$

In der Gleichung zur Energieerhaltung kommen keine geometrischen Terme und Terme, die von der Corioliskraft kommen vor. Das ist genau so, wie es sein sollte, da diese Terme nur daher kommen, da hier nicht in einem Inertialsystem gerechnet wird. Indes würden die Terme nicht entstehen, wenn man in einem Inertialsystem rechnet und dürfen deshalb auch nicht Ursache für eine Energieänderung sein (Smith, 2003).

# Literaturverzeichnis

- [1] AGUSTI-PANAREDA, A., C. D. THORNCROFT, G. C. CRAIG UND S. L. GRAY, 2004: The extratropical transition of hurricane Irene (1999): A potential vorticity perspective. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1047-1074.
- [2] AGUSTI-PANAREDA, A., S. L. GRAY, G. C. CRAIG UND C. D. THORNCROFT, 2005: The extratropical transition of Tropical Cyclone Lili (1996) and its crucial contribution to a moderate extratropical development. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1562-1573.
- [3] ANDREWS, D. G., J. R. HOLTON UND C. B. LEOVY, 1987: *Middle atmosphere dynamics*. Academic Press, Orlando.
- [4] ARAKAWA, A. UND V. R. LAMB, 1977: Computational design of the basic process of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, **17**, Academic Press, 173-265.
- [5] ASSELIN, R., 1972: Frequency filter for time integrations. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 487-490.
- [6] BALASUBRAMANIAN, G. UND S. T. GARNER, 1997: The Role of momentum fluxes in shaping the life cycle of a baroclinic wave. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 510-532.
- [7] BEVEN, J., 2000: Tropical cyclone report, Hurricane Alberto, 3. - 23. August 2000. *National Hurricane Center*, <http://www.nhc.noaa.gov/2000alberto.html>.
- [8] BISHOP, C. H. UND A. J. THORPE, 1994a: Frontal wave stability during moist deformation frontogenesis. Part I: Linear wave dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 852-873.
- [9] BISHOP, C. H. UND A. J. THORPE, 1994b: Frontal wave stability during moist deformation frontogenesis. Part II: The suppression of nonlinear wave development. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 874-888.
- [10] BLAKE, E. S., J. D. JARELL, E. N. RAPPAPORT UND C. W. LANDSEA, 2006: The deadliest, costliest, and most intense United States tropical cyclones from 1851 to 2005 (and other frequently requested hurricane facts). *NOAA Technical Memorandum*, [http://www.nhc.noaa.gov/Deadliest\\_Costliest.shtml](http://www.nhc.noaa.gov/Deadliest_Costliest.shtml).
- [11] BOSART, L. F. UND D. B. DEAN, 1991: The Agnes rainstorm of June 1972: Surface feature evolution culminating in inland storm redevelopment. *Wea. Forecasting*, **6**, 515-537.

- [12] BOSART, L. F. UND G. M. LACKMANN, 1995: Postlandfall tropical cyclone reintensification in a weakly baroclinic environment: A case study of Hurricane David (September 1979). *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3268-3291.
- [13] BRETHERTON, F. P., 1966a: Critical layer instability in baroclinic flows. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **92**, 325-334.
- [14] BRETHERTON, F. P., 1966b: Baroclinic instability and the short wavelength cut-off in terms of potential vorticity. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **92**, 335-345.
- [15] BROWNING, K. A, G. VAUGHAN UND P. PANAGI, 1998: Analysis of an ex-tropical cyclone after reintensifying as a warm-core extratropical cyclone. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 2329-2356.
- [16] BROWNING, K. A, A. J. THORPE, A. MONTANI, D. PARSONS, M. GRIFFITHS, P. PANAGI UND E. M. DICKS, 2000: Interactions of tropopause depressions with an extratropical cyclone and sensitivity of forecasts to analysis errors. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2734-2755.
- [17] CHARNEY, J. G., 1955: The use of primitive equations of motion in numerical prediction. *Tellus*, **7**, 22-26.
- [18] DALU, G. A., 1978: A parameterization of heat convection for a numerical sea breeze model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**, 797-807.
- [19] DAVIS, C. A UND K. A. EMANUEL, 1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1929-1953.
- [20] DICKINSON, M., L. BOSART, K. CORBOSIERO, S. HOPSCH, K. LOMBARDO, M. NOVAK, B. SMITH UND A. WASULA, 2004: The extratropical transitions of eastern Pacific Hurricane Lester (1992) and Atlantic Hurricane Andrew (1992): A comparison. „*Proceedings of the 26th Conf. On Hurricanes and Tropical Meteorology*“, Miami, Fl, Amer. Meteor. Soc., 680.
- [21] DIMEGO, G. J. UND L. F. BOSART, 1982a: The transformation of Tropical Storm Agnes into an extratropical cyclone. Part I: The observed fields and vertical motions computations. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 385-411.
- [22] DIMEGO, G. J. UND L. F. BOSART, 1982b: The transformation of Tropical Storm Agnes into an extratropical cyclone. Part II: Moisture, vorticity, and kinetic energy budgets. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 412-433.
- [23] ERTEL, H., 1942: Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. *Meteorolog. Zeitschrift*, **59**, 271-281.
- [24] EVANS, J. L. UND R. E. HART, 2003: Objective indicators of the lifecycle evolution of extratropical transition for Atlantic tropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**, 797-807.
- [25] FIORINO M. UND R. L. ELSBERRY, 1989: Some aspects of vortex structure related to tropical cyclone motion. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 975-990.

- [26] FOLEY, G. R. UND B. N. HANSTRUM, 1994: The capture of tropical cyclones by cold fronts off the west coast of Australia. *Wea. Forecasting*, **9**, 577-592.
- [27] GRØNÅS, S., 1995: The seclusion intensification of the New Year's Day storm 1992. *Tellus*, **47A**, 733-746.
- [28] HARR, P. A. UND R. L. ELSBERRY, 2000: Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part I: Evolution of structural characteristics during the transition process. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2613-2633.
- [29] HARR, P. A., R. L. ELSBERRY UND T. F. HOGAN, 2000: Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part II: The impact of midlatitude circulation characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2634-2653.
- [30] HART, R. E. UND J. L. EVANS, 2001: A climatology of extratropical transition of Atlantic tropical cyclones. *J. Clim.*, **14**, 546-564.
- [31] HART, R. E., 2003: A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 585-616.
- [32] HILL, H. W., 1970: The precipitation in New Zealand associated with the cyclone of early April 1968. *New Zealand J. Sci.*, **13**, 641-662.
- [33] HOLTON, J. R., (1992). *An introduction to dynamic meteorology*. Academic Press, New York.
- [34] HOSKINS, B. J., 1971: Atmospheric frontogenesis models: Some solutions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **97**, 139-153.
- [35] HOSKINS, B. J. UND N. V. WEST, 1979: Baroclinic waves and frontogenesis. Part II: Uniform potential vorticity jet flows - cold and warm fronts. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1663-1680.
- [36] HOSKINS, B. J., M. E. MCINTYRE UND A. W. ROBERTSON, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **111**, 877-946.
- [37] JONES, S. C. UND A. J. THORPE, 1992: The three-dimensional nature of „symmetric“ instability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **118**, 227-258.
- [38] JONES, S. C., 1995: The evolution of vortices in vertical shear. I: Initially barotropic vortices. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 821-851.
- [39] JONES, S. C., 2000: The evolution of vortices in vertical shear. III: Baroclinic vortices. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3161-3185.
- [40] 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. LALAURETTE, M. R. SINCLAIR, R. K. SMITH UND C. THORNCROFT, 2003: The extratropical transition of tropical cyclones: forecast challenges, current understanding and future directions. *Wea. Forecasting*, **18**, 1052-1092.

- 
- [41] JTWC, 1995: Annual tropical cyclone report. Joint Typhoon Warning Center, Guam, Mariana Islands, 289 ff.
- [42] 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**, 373-396.
- [43] KLEIN, P. M., P. A. HARR UND R. L. ELSBERRY, 2002: Extratropical transition of western north pacific tropical cyclones: Midlatitude and tropical cyclone contributions to reintensification. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2240-2259.
- [44] McTAGGART-COWAN, R., J. R. GYAKUM UND M. K. YAU, 2001: Sensitivity testing of extratropical transition using potential vorticity inversions to modify initial conditions: Hurricane Earl case study. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1617-1636.
- [45] McTAGGART-COWAN, R., J. R. GYAKUM UND M. K. YAU, 2003: The influence of the downstream state on extratropical transition: Hurricane Earl (1998) case study. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1910-1929.
- [46] MELANDER, M. V., J. C. McWILLIAMS UND N. J. ZABUSKY, 1987: Axisymmetrization and vorticity-gradient intensification of an isolated two-dimensional vortex through filamentation. *J. Fluid Mech.*, **178**, 137-159.
- [47] MOLINARI, J., S. SKUBIS UND D. VOLLARO, 1995: External influences on hurricane intensity: Part III. Potential vorticity structure. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3593-3606.
- [48] MORGAN, M. C. UND J. W. NIELSEN-GAMMON, 1998: Using tropopause maps to diagnose midlatitude weather systems. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2555-2579.
- [49] MÜNCHENER RÜCKVERSICHERUNG, 2007. *NatCatSERVICE*.
- [50] MURAMATSU, T., 1985: A study on the changes of the three-dimensional structure and movement speed of the typhoon through its lifetime. *Tech. Rep.*, **14**, Meteor. Res. Inst. (Japan), 117 ff.
- [51] PALMÉN, E., 1958: Vertical circulation and release of kinetic energy during the development of hurricane Hazel into an extratropical storm. *Tellus*, **10**, 1-23.
- [52] PETTERSEN, S. UND S. J. SMEBYE, 1971: On the development of extratropical storms. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **97**, 457-482.
- [53] RITCHIE, E. A. UND R. L. ELSBERRY, 2000: Simulated impacts of a mesoscale convective system on the track of Typhoon Robyn during TCM-93. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2232-2251.
- [54] RITCHIE, E. A. UND R. L. ELSBERRY, 2001: Simulations of the transformation stage of the extratropical transition of tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1462-1480.
- [55] RITCHIE, E. A. UND R. L. ELSBERRY, 2003: Simulations of the extratropical transition of tropical cyclones: contributions by the midlatitude upper-level trough to reintensification. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2112-2128.

- [56] ROBERT, A. J., 1966: The integration of a low order spectral form of the primitive meteorological equations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 237-245.
- [57] RÖBCKE, M., S. C. JONES UND D. MAJEWSKI, 2004: The extratropical transition of Hurricane Erin (2001): a potential vorticity perspective. *Meteorolog. Zeitschrift*, **13**, 511-525.
- [58] SHAPIRO, L. J. UND J. L. FRANKLIN, 1995: Potential vorticity in Hurricane Gloria. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1465-1475.
- [59] SHAPIRO, M. A. UND D. A. KEYSER, 1990: Fronts, jet streams and the tropopause. *Extratropical Cyclones. The Erik Palmén Memorial Volume*, Eds. C. Newton und E. O. Holopainen. American Meteorological Society, Boston, 129-154.
- [60] SHIMAZU, Y., 1998: Classification of precipitation systems in mature and early weakening stages of typhoons around Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 437-445.
- [61] SIMMONS, A. J. UND B. J. HOSKINS, 1979: The downstream and upstream development of unstable baroclinic waves. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1239-1254.
- [62] SINCLAIR, M. R., 1993a: Synoptic-scale diagnosis of the extratropical transition of a southwest Pacific extratropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 941-960.
- [63] SINCLAIR, M. R., 1993b: A diagnostic study of the extratropical precipitation resulting from Cyclone Bola. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2690-2707.
- [64] SINCLAIR, M. R., 2002: Extratropical transition of southwest Pacific tropical cyclones. Part I: Climatology and mean structure changes. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 941-960.
- [65] SMITH, R. K., 2003: Lectures on tropical meteorology *Meteorolog. Institut, LMU München*, 38-42.
- [66] SMITH, R. K. UND W. ULRICH, 1990: An analytical theory of tropical cyclone motion using a barotropic model. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1973-1986.
- [67] SMITH, R. K., W. ULRICH UND G. DIETACHMAYER, 1990: A numerical study of tropical cyclone motion using a barotropic model. Part I: The role of vortex asymmetries. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 337-362.
- [68] THORNCROFT, C. UND B. J. HOSKINS, 1990: Frontal Cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2317-2336.
- [69] THORNCROFT, C., B. J. HOSKINS UND M. E. MCINTYRE, 1993: Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behaviour. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **119**, 17-55.
- [70] THORNCROFT, C. UND S. C. JONES, 2000: The Extratropical Transitions of Hurricanes Felix and Iris in 1995. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 947-972.
- [71] WEBER, H. C., 2003: Hurricane Track Prediction Using a Statistical Ensemble of Numerical Models. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 750-770.
- [72] WERNLI, H., M. A. SHAPIRO UND J. SCHMIDLI, 1999: Upstream Development in idealized baroclinic wave experiments. *Tellus*, **51A**, 574-587.

# Danksagung

Ganz besonders herzlich möchte ich mich bei Prof. Dr. Sarah Jones bedanken. Sie hat mir die Themenstellung gegeben und ist mir während der Durchführung mit Rat und Tat zur Seite gestanden. Darüber hinaus hat sie mich immer wieder ermuntert die Arbeit fertig zu stellen, als ich schon bei der Münchener Rück gearbeitet habe. Ich bekam die Gelegenheit für zwei Wochen in Karlsruhe am Institut zu arbeiten, um mich ganz der Fertigstellung der Arbeit zu widmen. Ohne sie hätte ich das nicht geschafft. Mein Dank gilt auch Ihrer Familie, bei der ich wohnen durfte und mir praktisch jeder Wunsch von den Augen abgelesen wurde.

Ich möchte mich auch bei Prof. Dr. Roger Smith bedanken. Er hat mir die Gelegenheit geboten als akademischer Mitarbeiter am Meteorolog. Institut in München Erfahrungen zu sammeln. Ohne diese Stelle wäre für mich die Durchführung der Doktorarbeit nicht möglich gewesen. Außerdem konnte ich mich mit fachlichen Fragen immer an ihn wenden.

Natürlich möchte ich mich bei meinen ehemaligen Kolleginnen und Kollegen am Meteorolog. Institut bedanken. Sie haben mir nicht nur durch wertvolle Tipps bei der Doktorarbeit geholfen, sondern auch durch ihre Freundschaft zu mir für den nötigen Ausgleich gesorgt. Ausdrücklich dankbar bin ich unserem Systembetreuer Dipl. Met. Heinz Lößlein, da er sehr viel Geduld aufbringen musste, wenn ich einen Großteil des Speicherplatzes mit meinen Ergebnissen aufbrauchte und das für einen langen Zeitraum.

Ein besonderer Dank gilt meinen Korrekturlesern der Arbeit Dipl. Buwi. Christine Schlötterer und Sabine Moser (M.A.). Mit ihrem Einsatz haben sie es geschafft aus meinen verqueren Sätzen ein annehmbares Deutsch zu formen.

Nicht zuletzt möchte ich mich bei meiner Familie, insbesondere meinen Eltern bedanken. Nur dadurch, dass sie immer hinter mir gestanden sind, konnte ich es überhaupt erst soweit

bringen.



# Lebenslauf

## Helga Weindl

- Geburtsdatum, - ort: 03.02.1974 in Vilsbiburg
- 1980 - 1984: Besuch der Grundschule St. Martin in Geisenhausen
- 1984 - 1993: Besuch des Staatl. Gymnasiums Vilsbiburg
- Juli 1993: Allgemeine Hochschulreife (Abitur)
- 1993 - 1999: Studium der Meteorologie an der LMU München
- 1998: Auslandssemester an der University of Reading, England
- Diplomarbeit: Detection of Hurricane Asymmetries from Simulated Dropwindsonde Soundings
- Sept. 1999: Abschluß des Studiums mit dem Diplom in Meteorologie
- Okt., Nov. 1999: Mitarbeit bei MAP (Mesoscale Alpine Programme)
- Feb. 2000 - Feb. 2005: wissenschaftl. Mitarbeiter am Meteorolog. Institut, LMU München
- seit März 2005: Mitarbeiter bei der Münchener Rückversicherungsgesellschaft in der Abteilung GeoRisikoForschung
- Okt. 2007: voraussichtlicher Abschluß der Promotion