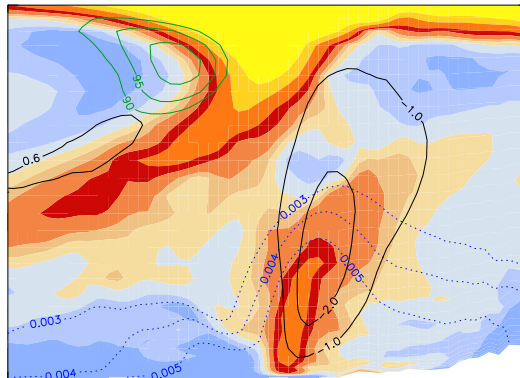


Dynamik und Klimatologie von diabatischen Rossby Wellen



Diplomarbeit
Patricia Kenzelmann

Mainz, 28. September 2005

Das Bild auf der Titelseite zeigt einen Vertikalschnitt durch eine diabatische Rossby Welle, die explosives Zyklonenwachstum anregt. Die Daten stammen aus dem Modelllauf 4 des “rerun” vom EPS (Ensemble Prediction System) des Wintersturms Lothar und zeigen einen Datenausschnitt zum Zeitpunkt 21 UTC 25. Dezember 1999. Erläuterungen zu den im Bild dargestellten Grössen können unter Abbildung 3.8 nachgelesen werden.

Zusammenfassung

Der Wintersturm Lothar zog am 26. Dezember 1999 über Europa und richtete in Frankreich, in Deutschland, in der Schweiz und in Österreich ungewöhnlich hohe Schäden an. Lothar entstand aus einer diabatischen Rossby Welle (DRW) und erreichte erst wenige Stunden vor dem europäischen Kontinent Orkanstärke. DRWs weisen ein interessantes atmosphärisches Strömungsmuster auf. Sie bestehen aus einer positiven PV-Anomalie in der unteren Troposphäre, die sich in einer Region mit starkem meridionalen Temperaturgradient befindet. Die positive PV-Anomalie löst eine zyklonale Strömung aus, dadurch wird östlich der PV-Anomalie warme Luft aus dem Süden herantransportiert. Während des Aufstiegs der warmen Luft finden diabatische Prozesse statt, die zur Bildung einer neuen positiven PV-Anomalie in der unteren Troposphäre (PVA) führen. DRWs entstehen unabhängig von PV-Anomalien an der Tropopause. Falls sie jedoch mit ihnen in Wechselwirkung treten, kann - wie im Falle von Lothar - eine explosive Zyklongenese daraus resultieren.

Diese Diplomarbeit gliedert sich in zwei Teile: im ersten Teil wird die Dynamik einer DRW am Beispiel des Wintersturms Lothar untersucht. Es wird insbesondere auf das Potential einer DRW zur explosiven Zyklongenese eingegangen. Im zweiten Teil wird das Auftreten von DRWs in ECMWF-Vorhersagen untersucht. Es werden Unterschiede zwischen DRWs und anderen PV-Anomalien in der unteren Troposphäre hervorgehoben.

Die Dynamik von DRWs wird mit Hilfe eines ECMWF-“Ensemble Prediction System” (EPS) des Wintersturms Lothar untersucht. Die 50 Modellläufe des EPS starten am 24. Dezember 1999 um 12 UTC und reichen bis zum 26. Dezember 1999 um 12 UTC. Nur 16 der 50 Modellläufe sagen einen ähnlich starken Sturm wie Lothar vorher. 10 Modellläufen sagen am 26. Dezember keine Zyklone mehr vorher. Die Ausprägung der baroklinen Zone, in der sich die DRW befindet, ist ausschlaggebend für die Intensität der DRW. Weitere wichtige Parameter sind der Feuchtegehalt der unteren Troposphäre und der latente Wärmefluss über dem Ozean. Diejenigen DRWs, die sich zu am 25. Dezember um 12 UTC näher als 400 km am Tropopausenjet befinden, entwickeln sich zu einer starken Zyklone. Alle anderen lösen sich auf oder bleiben schwache Zyklonen.

Es ist schwierig, diabatische Prozesse in Wettervorhersagemodellen abzubilden, dementsprechend treten Schwierigkeiten bei der Vorhersage von PVAs auf. In den operationellen ECMWF-Vorhersagen von Juni 2004 bis Mai 2005 werden mit Hilfe eines Tracking-Algorithmus PVAs im Nordpazifik und Nordatlantik bestimmt und in fünf Kategorien eingeteilt. Die fünf Kategorien unterscheiden sich in ihrer Häufigkeit, ihrer Zugbahn und ihrer Gestalt. Im Nordpazifik entstehen doppelt so viele PVAs wie im Nordatlantik. Durchschnittlich werden im Winter weniger PVAs gefunden als im Sommer. Die Baroklinität und die Geschwindigkeit des Tropopausenjets ist in der Nähe von DRWs besonders hoch. Verglichen mit anderen PVAs weisen DRWs eine ähnliche Verteilung des reduzierten Bodendrucks auf. DRWs können in etwa gleich gut vorhergesagt werden wie andere PVAs.

Abstract

Winter storm Lothar reached the north coast of France on 26th of December. Along its track through Europe the storm caused huge damages in France, Germany, Switzerland and Austria. Lothar developed out of a diabatic Rossby Wave (DRW) and its surface low pressure fell below 970 hPa some hours before landfall. DRWs show an interesting atmospheric flow structure. The evolution of a DRWs starts with a PV anomaly in the lower troposphere (PVA), situated in a strong baroclinic environment. The positive PV anomaly induces a cyclonic flow, which transports warm southerly air to the east of the PV anomaly. During the ascent of the warm and often moist air a new positive PV anomaly is produced through diabatic processes. DRWs develop independent of PV anomalies near the tropopause. If however these two PV anomalies interact, explosive cyclogenesis can result, like it happened in the case of Lothar.

This diploma thesis is divided into two parts: The first part investigates the dynamics of a DRW based on the example of winter storm Lothar. Special attention is turned to the potential of DRWs to experience explosive cyclogenesis. In the second part the appearance of DRWs in ECMWF forecasts is examined. The differences between DRWs and other positive PV anomalies in the lower atmosphere are investigated.

For the analysis of the dynamics of DRWs results from ECMWF Ensemble Prediction System (EPS) of winter storm Lothar is used. The 50 simulations of the EPS start on 24th of December at 12 UTC and end on 26th of December at 12 UTC. Only 16 simulations show a comparable intensive cyclone as Lothar. 10 simulations of the EPS predict no cyclone at all on 26th of December. The strength of the baroclinity, in which the DRW develops, is most important for the intensity of the DRW. The humidity of the air and the surface latent heat flux are other important parameters. On 25th of December at 12 UTC the evolution of the 50 DRW simulations divides into two directions: DRWs that are nearer than 400 km to the tropopause jet develop to an intense cyclone. All other DRWs stay shallow or disperse.

The modelling of diabatic processes in weather forecast models is difficult, hence forecasting PVAs is challenging. Different types of PVAs are investigated in the second part of this work. A tracking algorithm is used to identify PVAs in ECMWF forecasts from June 2004 until May 2005 in the North Atlantic and the North Pacific. The different PVAs are divided into five categories, which differ in their occurrence, track and structure. There are twice as much PVAs in the North Pacific than in the North Atlantic. The number of PVAs varies with season. During wintertime there are less PVAs. The baroclinity and the wind speed of the tropopause jet is higher close to the DRWs compared to other PVAs. The surface low pressure and the forecast quality of DRWs is comparable with other PVAs.

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	vii
1 Einleitung	1
1.1 Theoretische Grundlagen	1
1.1.1 PV-Perspektive	2
1.1.2 Klassisches Eady-Problem	3
1.1.3 Diabatische Rossby Welle	5
1.2 Fragestellung und Ziele	9
1.2.1 Die Vorhersage des Wintersturms Lothar	9
1.2.2 Klassifikation von positiven PV-Anomalien in der unteren Troposphäre	10
2 Methoden	11
2.1 Daten	11
2.2 Wichtige Parameter für die Vorhersage von Lothar	12
2.3 Suche nach positiven PV-Anomalien in der unteren Troposphäre in ECMWF-Vorhersagen	15
3 Untersuchung der EPS-Vorhersage des Wintersturms Lothar	19
3.1 Typische Merkmale einer diabatischen Rossby Welle	19
3.2 Fallbeispiele	23
3.3 Vergleich der 50 Modellläufe des EPS von Lothar	27
3.3.1 Zeitverläufe wichtiger Parameter	27
3.3.2 Interpretation der Zeitverläufe	37
3.3.3 Spezielle DRWs	41
3.3.4 Druckverlauf wichtiger Parameter	42
3.4 Distanz zum Tropopausenjet	43
3.5 Diskussion des “DRW-Trackings” der EPS-Modellläufe	44
4 Klassifikation von positiven PV-Anomalien in der unteren Troposphäre in ECMWF-Vorhersagen	45
4.1 Klimatologie von positiven PV-Anomalien in der unteren Troposphäre	45
4.1.1 Häufigkeiten von PVAs in verschiedenen Kategorien	45
4.1.2 Geografische Verteilung der PVAs	47
4.2 Fallbeispiele	52
4.2.1 Kategorie I: Entstehung von PVAs in der Nähe des Tropopausenjets .	52
4.2.2 Kategorie II: Entstehung von PVAs auf einem Kontinent	53
4.2.3 Kategorie III: Entstehung von PVAs östlich eines Tropopausentrops .	54
4.2.4 Kategorie IV: PVAs, die nicht in einer baroklinen Zone entstehen oder sich sehr langsam fortbewegen	55

4.2.5	Kategorie V: Diabatische Rossby Wellen	55
4.3	Vorhersagbarkeit	56
4.3.1	Atlantik	58
4.3.2	Pazifik	60
4.4	Verteilung wichtiger Parameter der fünf PVA-Kategorien	61
4.5	Diskussion	65
5	Schlussfolgerungen und Ausblick	67
5.1	Erkenntnisse aus der Untersuchung der Lothar-Vorhersage	68
5.2	Erkenntnisse aus der Untersuchung der Klimatologie von positiven PV-Anomalien in der unteren Troposphäre	69
5.3	Ausblick	70
	Literatur	73
A	Untersuchung der Vorhersage des Wintersturms Lothar	77
A.1	Das "Ensemble Prediction System" des Wintersturms Lothar	77
A.2	Korrelationen einzelner Parameter	82
B	Klimatologie der PV-Anomalien in der unteren Troposphäre	87

Kapitel 1

Einleitung

Stürme weisen ein grosses Zerstörungspotential auf. Ein grosser Teil des Schadens kann jedoch durch eine rechtzeitige Vorhersage des Sturms und das Treffen von geeigneten Sicherheitsmassnahmen verhindert werden. Aus diesem Grund ist es wichtig, das Verständnis für atmosphärische Prozesse, die zur Zyklongenese führen, zu verbessern.

Im Dezember 1999 richtete der Wintersturm Lothar in Frankreich, Deutschland, Österreich und der Schweiz volkswirtschaftlichen Schaden in der Höhe von 12 Milliarden USD an. Lothar beschädigte in manchen Gebieten bis zu 80 % der Gebäude und zerstörte Wälder in der Grössenordnung von 300 Millionen m³ Holz. Mehr als 50 Personen mussten ihr Leben lassen. Im Vergleich zu anderen Winterstürmen in Europa verursachte Lothar den bisher grössten Schaden. Lothar ist jedoch kein Einzelfall, die Versicherungsindustrie rechnet alle 10 Jahre mit einem Sturm, der in Europa Schäden in der Grössenordnung von 7 Milliarden USD verursacht [Bresch *et al.*, 2000].

Noch sind nicht alle Prozesse verstanden, die zu diesem Sturm führten. Es ist jedoch wahrscheinlich, dass Lothar aus einer diabatischen Rossby Welle entstanden ist [Wernli *et al.*, 2002]. Eine diabatische Rossby Welle ist ein atmosphärisches Strömungselement, das aus einer positiven Anomalie der potentiellen Vorticity (PV) in der unteren Troposphäre besteht und ständig durch Kondensationsprozesse neugebildet wird. Diabatische Rossby Wellen haben das Potential, explosives Zyklonenwachstum anzuregen [Wernli *et al.*, 2002; Moore and Montgomery, 2004; Wernli, 2005]. Aus diesem Grund und wegen der Schwierigkeiten sie vorherzusagen ist das Interesse an diabatischen Rossby Wellen gestiegen.

1.1 Theoretische Grundlagen

Zyklonen sind Tiefdruckgebiete, die mit einem zyklonalen Windfeld verbunden sind. Auf der Nordhemisphäre bedeutet das eine Zirkulation im Gegenuhrzeigersinn und auf der Südhemisphäre im Uhrzeigersinn. In dieser Arbeit wird nur die Nordhemisphäre betrachtet. Extratropische Zyklonen sind verantwortlich für einen grossen Teil des Wetters in den mittleren Breiten. Oft sind sie bestimmend für Bewölkung und Niederschlag. Ausserdem spielen sie eine grosse Rolle für den Temperatenausgleich zwischen Pol und Äquator [Hakim, 2003]. Der Begriff “Zyklongenese” wurde von der norwegischen Schule (Bergen Schule) im Zusammenhang mit der Polarfronttheorie geprägt [Bjerknes, 1919; Bjerknes and Solberg, 1922]. Heute versteht man darunter die Neubildung eines Tiefdruckgebietes (Zyklone). Das berühmte Modell

der norwegischen Schule skizziert den Lebenszyklus einer Zyklone in den mittleren Breiten. Er startet mit einer Instabilität an der Polarfront, es folgt das Stadium der frontalen Welle mit Kalt- und Warmfront und endet mit einer Okklusion (die Kaltfront “holt” die Warmfront ein).

Während den letzten hundert Jahren wurde das Verständnis für die Physik der Atmosphäre kontinuierlich verbessert und es wurden verschiedene, realistische Theorien (sogenannte Strukturmodelle) entwickelt, um die Zyklogese zu erklären. Die Zyklogese kann von verschiedenen Perspektiven aus betrachtet werden:

- Eine Zyklone kann zu verschiedenen Zeitpunkten im Raum (Euler’sche Sichtweise) oder relativ zu ihrer Bewegung betrachtet werden (Lagrange’sche Sichtweise).
- Eine Zyklone kann als Einzelereignis oder spektral (als Welle) untersucht werden.

Ein Überblick über verschiedene Strukturmodelle kann in *Bergeron* [1959] nachgelesen werden. Das Lagrange’sche Konzept, das Luftströme bzw. Luftpakete verfolgt, hat viel zum meteorologischen Verständnis beigetragen [*Wernli*, 1995]. In der mathematisch einfacheren Euler’schen Betrachtungsweise wurden viele wichtige Modelle entwickelt: Barokline Instabilität [*Charney*, 1947; *Eady*, 1949], quasigeostrophe Strömung [*Charney*, 1948; *Holton*, 1992] und die Potentielle-Vorticity-Dynamik [*Eliassen and Kleinschmidt*, 1957; *Hoskins et al.*, 1985]. Zwei für diese Arbeit wichtige Konzepte werden im nächsten Abschnitt genauer erklärt: die PV-Perspektive und das klassische Eady-Problem.

1.1.1 PV-Perspektive

Die potentielle Vorticity (PV) hat sich als Schlüsselgrösse der Dynamik der Atmosphäre etabliert. Mit ihrer Hilfe können dynamische Prozesse verständlich und gut beschrieben werden. In einigen Fallstudien von echten Zyklonen wird die PV-Perspektive benutzt [*Whitaker et al.*, 1988; *Reed et al.*, 1992]. Es hat sich herausgestellt, dass PV- θ -Karten¹ sehr hilfreich für die Untersuchung von synoptischen Strukturen sind. Die Definition dieser Grösse lautet [*Holton*, 2003]:

$$P = \frac{1}{\rho} \cdot \boldsymbol{\eta} \cdot \nabla \theta \quad (1.1)$$

wobei ρ die Dichte, $\boldsymbol{\eta} = \nabla \times \mathbf{u} + 2 \boldsymbol{\Omega}$ die absolute Vorticity, θ die potentielle Temperatur und $\boldsymbol{\Omega}$ die Erdrotation bezeichnet.

Folgende Eigenschaften der PV machen sie zu einer physikalisch sehr aussagekräftigen Grösse:

1. In einer adiabatischen, reibungsfreien Strömung bleibt die PV erhalten. Deshalb gibt die PV auf isentropen Flächen (Flächen mit konstanter potentieller Temperatur) Aufschluss über die adiabatische Strömung [*Hoskins et al.*, 1985].
2. Ist die PV-Verteilung der Atmosphäre und die Verteilung der potentiellen Temperatur am Boden bekannt, können Druck-, Temperatur- und Windfeld der schwerewellenfreien quasi-horizontalen Strömung bestimmt werden [*Eliassen and Kleinschmidt*, 1957]. Positive PV-Anomalien im Innern der Atmosphäre sind mit einem zyklonalen Windfeld verbunden und negative PV-Anomalien mit einem antizyklonalen Windfeld [*Davis*, 1992].

¹ θ bezeichnet die potentielle Temperatur.

3. Kondensation und Reibung verändern den PV-Gehalt der Atmosphäre. In Druckkoordinaten lautet die materielle Ableitung der PV wie folgt:

$$\frac{D(P)}{DT} = -g \boldsymbol{\eta} \cdot \nabla_p \dot{\theta} - g \nabla_p \theta \cdot (\nabla_p \times \mathbf{F}) \quad (1.2)$$

wobei $P = -g \boldsymbol{\eta} \cdot \nabla_p \theta$, $\boldsymbol{\eta} = f \mathbf{k} + \nabla_p \times \mathbf{v}$ die absolute Vortizität, $\dot{\theta}$ die materielle Änderung der potentiellen Temperatur, \mathbf{F} nicht-konservative Kräfte und f den Coriolis Parameter darstellen. \mathbf{v} ist der horizontale Wind und \mathbf{k} ist der Einheitsvektor in vertikaler Richtung.

Der erste Term zeigt den Einfluss des diabatischen Heizens auf die PV. In gesättigten Aufstiegsregionen in der unteren und mittleren Troposphäre führt der Ausstoss von latenter Wärme zur Bildung von positiven PV-Anomalien. Der zweite Term der Gleichung 1.2 zeigt den Einfluss der Reibung und anderer nicht-konservativen Kräfte auf die PV.

4. In der Troposphäre können drei Arten von PV- θ -Anomalien (Abweichungen vom klimatologischen Mittel für diese Region), gemäss ihrer Position in der Atmosphäre, unterschieden werden. Anomalien auf der Höhe der Tropopause, Anomalien in der unteren Troposphäre und Anomalien der potentiellen Temperatur am Boden.

Viele dynamische Prozesse können durch die unter 4. beschriebenen PV- θ -Elemente verstanden werden [*Eliassen and Kleinschmidt, 1957; Reed et al., 1992; Wernli, 2003*]. Zyklonen entstehen bevorzugt, wenn ein ausgeprägter Höhentrog (PV-Anomalie auf der Höhe der Tropopause) über einer Zone mit einem starken Temperaturgradienten liegt (Anomalie am Boden). Der Höhentrog (positive PV-Anomalie) löst eine zyklonale Zirkulation aus, die bis zum Boden führen kann. Diabatische Prozesse führen zur Bildung einer positiven PV-Anomalie in der unteren Troposphäre. Die maximale Intensität einer Zyklone wird erreicht, wenn alle drei PV- θ -Anomalien übereinander liegen. Diese Anordnung wird "PV-Tower" genannt und ist mit einem ausgeprägten zyklonalen Windfeld verbunden [*Rossa et al., 2000*].

In dieser Studie ist die PV-Anomalie in der unteren Troposphäre von besonderem Interesse. Diese PV-Anomalie nimmt typischerweise Werte von 1-2 pvu ($1 \text{ pvu} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$) an und entsteht meist durch diabatische Prozesse. In verschiedenen Studien wurden solche PV-Anomalien in Zusammenhang mit explosiver Zyklogenese gefunden, typischerweise in der Warmfront-Region und deren Verlängerung [*Reed et al., 1992; Davis et al., 1993; Wernli, 1995*].

1.1.2 Klassisches Eady-Problem

Der grösste Teil der kinetischen Energie in der Atmosphäre ist im zonalen Mittel der zonalen Komponente der Windströmung enthalten. Trägt man die typische kinetische Energie² der Atmosphäre für verschiedene Skalen auf, so ist eine Spitze bei der Wellenzahl 10^{-6} m^{-1} zu erkennen, dies entspricht einer Wellenlänge von etwa 6'000 km oder einer Zeitspanne von einer Woche. Die Energie der Wellenzahl 10^{-1} bis 10^{-3} m^{-1} ist in "langsamen" Wellen enthalten, die den idealisierten Rossby-Wellen entsprechen. Die Energie der Wellenzahl 10^{-3} bis 10^{-12} m^{-1} ist in den Wettersystemen (Tiefdrucksysteme) der mittleren Breite enthalten [*Green, 1999*].

²E = $\frac{1}{\rho} \cdot u^2$, ρ ist die mittlere normalisierte Dichte auf Meereshöhe.

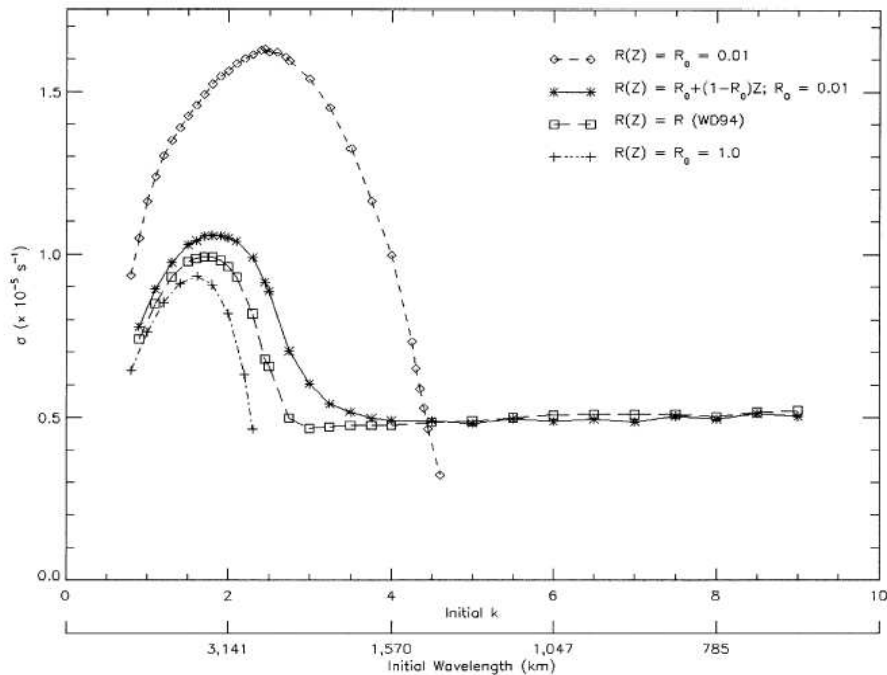


Abbildung 1.1: Wachstumsrate ($\sigma \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) als Funktion der dimensionslosen Wellenzahl und der Wellenlänge (km) der Anfangsstörung für verschiedene Feuchteparametrisierungen: 1. kleiner und konstanter Feuchteparameter [$R(Z) = R_0 = 0.01$; \diamond], 2. ein vertikal variierender Feuchteparameter [$R(Z) = R_0 + (1 - R_0)Z$; $R_0 = 0.01$; $*$], 3. das trockene System [$R(Z) = R_0 = 1.0$; $+$], 4. ein qualitativ ähnliches System wie das von *Whitaker and Davis* [1994] (\square) (von *Moore and Montgomery* [2004]).

Das klassische Eady-Problem bedient sich eines vereinfachten Modells der Atmosphäre, um die Zyklonogenese zu erklären. Es wird angenommen, dass die Atmosphäre trocken und stabil geschichtet ist und eine uniforme Baroklinität (N-S Temperaturgradient) aufweist, dass sich eine starre Tropopause zum Beispiel auf 9 km befindet und dass der Coriolisparameter konstant ist. Eine solche Atmosphäre ist instabil. Das bedeutet, dass kleine Störungen exponentiell wachsen können. Das Eady-Problem kann analytisch gelöst werden [*Eady*, 1949]. Durch das Lösen des Eigenwertproblems findet man die sogenannten schnellsten Normalmoden. Diese entsprechen der optimalen Struktur, die eine Störung haben muss, damit sie sich fortpflanzen kann. In Abbildung 1.1 sind Wachstumsraten verschiedener Normalmoden dargestellt, (+) entspricht dem (trockenen) Eady-Modell.

Das Eady-Modell hat sehr viel zum Verständnis der Zyklonogenese beigetragen. Es zeigt, dass Tiefdrucksysteme aus einer Instabilität in der baroklinen Atmosphäre hervorgehen können, wobei Wellenzüge von Hoch- und Tiefdruckgebieten mit einer Wellenlänge von etwa 3'000-4'000 km entstehen.

Eady [1949] definierte zwei Wachstumsregimes für Zyklonen: das "longwave" und das "cyclone wave" Regime. Die beiden Regimes unterscheiden sich durch die Wachstumsgeschwindigkeit und die Wellenlänge, die eine typische Störung aufweist. Eady vermutete, dass im Gegensatz zum langwelligen Bereich im "cyclone-wave" Regime Feuchteprozesse entscheidend sind. Die reale Atmosphäre unterscheidet sich stark von der idealisierten Atmosphäre des Eady-Modells. Diabatische (feuchte) Prozesse spielen eine grosse Rolle bei der Zyklonogenese. Es ist jedoch schwierig diabatische Prozesse in Modelle einzubeziehen, da sie komplex und kleinskalig sind.

Einige Prozesse in der Atmosphäre können jedoch nur verstanden werden, wenn diabatische

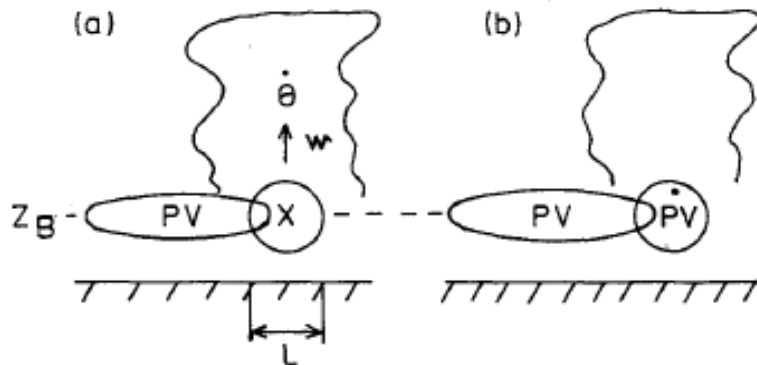


Abbildung 1.2: Schematische Darstellung der Dynamik einer diabatischen Rossby Welle nach *Parker and Thorpe* [1995]. L ist die Länge des Luftstroms östlich der PVA (PV-Anomalie in der unteren Troposphäre) auf Höhe z_b . (a) Der polwärtsgerichtete Luftstrom (mit \times markiert) führt zu einer Aufwärtsbewegung (w) und zu diabatischem Heizen ($\dot{\theta}$). (b) Das diabatische Heizen führt zur PV-Produktion ($\dot{P}V$) östlich der PVA.

Prozesse miteinbezogen werden. Ein Beispiel ist die diabatische Rossby Welle.

1.1.3 Diabatische Rossby Welle

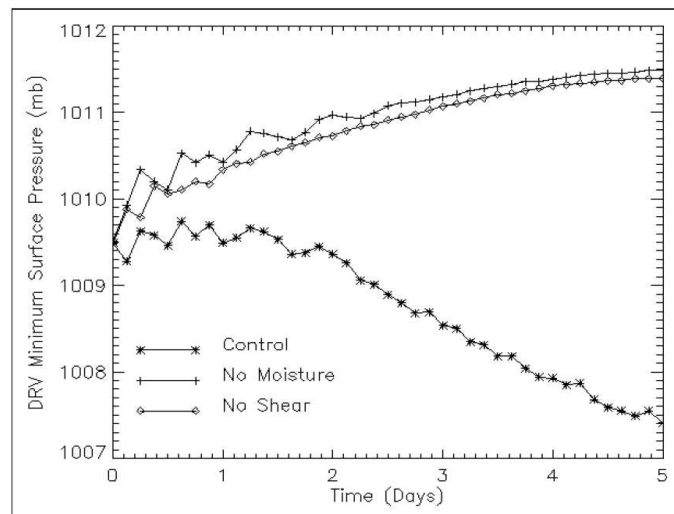
Snyder and Lindzen [1991] beschrieben als eine der Ersten das Prinzip einer diabatischen Rossby Welle. Sie betonten die Wichtigkeit diabatischer Prozesse für die Zyklonogenese und zeigten anhand einer Minimalversion einer baroklinen quasi-geostrophischen CISK-Welle, dass diabatisches Heizen für grossskalige PV-Gradienten verantwortlich sein kann. Diabatisches Heizen kann feuchte barokline Instabilitäten produzieren, auch in Situationen in denen eine trockene Atmosphäre stabil wäre. Oft weist die Intensivierung von Zyklonen sowohl baroklinen als auch diabatischen Charakter auf.

Der grundlegende Mechanismus einer DRW wurde von *Parker and Thorpe* [1995] aufgezeigt (siehe Abbildung 1.2). Die Entwicklung beginnt mit einer positiven PV-Anomalie in der unteren Troposphäre (von hier an PVA genannt). Sie befindet sich in einer stark baroklinen Zone. Das heisst es besteht ein starker N-S Temperaturgradient in den mittleren Breiten, der durch den Temperaturunterschied zwischen dem Äquator und den Polen entstanden ist. Die PVA löst eine zyklonale Zirkulation aus. Dadurch strömt östlich der PVA warme und feuchte Luft von Süden heran. Wegen der geringeren Dichte von warmer Luft schiebt sich der Luftstrom über die kalte Luft im Norden und steigt rasch entlang den Isentropen auf. Beim Aufstieg kühlt sich die feuchte Luft ab und Wasserdampf kondensiert. Durch Kondensation wird mehr positive PV generiert (siehe Formel 1.2). Dieser Mechanismus führt dazu, dass fortlaufend östlich der bestehenden PVA "neue" PV produziert wird und dadurch eine neue PVA gebildet wird. Die gesamte Struktur propagiert nach Osten, in Richtung des thermischen Windes [*Parker and Thorpe*, 1995; *Moore and Montgomery*, 2005].

Ein geeignetes Modell um feuchte Zyklonogenese abzubilden, ist das 2-dimensionale Eady Modell, das feuchte Prozesse miteinbezieht [*Mak*, 1994]. Mit einem solchen Modell konnte *Mak* [1994] zeigen, dass diabatisches Heizen zu signifikanten lokalen positiven und negativen PV-Anomalien führen kann an Orten mit steilem vertikalen Gradient in der Heizrate.

Moore and Montgomery [2004] untersuchten mit einem 2-dimensionalen semigeostrophem Modell mit Standardparametrisierung des latenten Wärmeflusses die diabatischen Normalmoden in einer baroklinen Atmosphäre. Sie betonten die Wichtigkeit von diabatischen Prozessen für

Abbildung 1.3: Zeitlicher Verlauf des Minimum-Bodendrucks für eine DRW-Simulation mit dem PSU/NCAR mesoscale modelling system von *Moore and Montgomery* [2005]. (*) ist der Kontroll-Modelllauf, (+) ist ein Modelllauf ohne Feuchte und (\diamond) ist ein Modelllauf ohne Scherung (nach *Moore and Montgomery* [2005]).



das Wellenwachstum von Zyklonen in der baroklinen Atmosphäre. Sie konnten zeigen, dass es, im Vergleich zum trockenen Eady Problem, auch für kurze Wellenlängen instabile Moden gibt (siehe Abbildung 1.1). Das bedeutet, dass Wellen mit einer kleineren Wellenlänge als 1900 km auch exponentiell anwachsen können. Diese Wellen fallen ins “cyclone wave” Regime. Ausserdem sind die Wachstumsraten in der feuchten Atmosphäre grösser als in der trockenen. Der Einfluss von Feuchte auf instabile Wellen in einer baroklinen Atmosphäre wurde auch in verschiedenen anderen Studien untersucht [*Emanuel*, 1985; *Thorpe and Emanuel*, 1985]. Feuchte barokline Instabilität im Bereich von 500 bis 1500 km liefert damit eine theoretische Grundlage für DRWs.

In einer Sensitivitätsstudie mit einem 3-dimensionalen Modell (PSU/NCAR mesoscale model) untersuchten *Moore and Montgomery* [2005], welche Parameter für das Bestehen einer DRW wichtig sind. Sie fanden zwei Schlüsselparameter: Einerseits die Feuchte und andererseits die Baroklinität. Der Kontrolllauf einer DRW-Simulation weist einen Abfall des reduzierten Bodendrucks von 1010 hPa auf 1007 hPa auf. Ohne Feuchte oder ohne Baroklinität findet keine Intensivierung statt, der Bodendruck steigt auf 1011 hPa (siehe Abbildung 1.3). *Wernli et al.* [2002] betonen die Wichtigkeit von diabatischen Prozessen für die Intensivierung des Wintersturms Lothar. Mit einer HRM-Simulation konnten sie zeigen, dass ohne Feuchte keine Intensivierung von Lothar stattgefunden hätte.

Moore and Montgomery [2005] vermuten, dass sowohl die absolute Feuchte als auch die vertikale Verteilung der Feuchte entscheidend ist. Die Amplitude der Feuchte sorgt für schnelles Wachstum und grössere Fortpflanzungsgeschwindigkeiten. Das Feuchteprofil gibt Aufschluss über die Mächtigkeit der feuchten Schicht und damit über die Tiefe der DRW. Die Tiefe der DRW ist wiederum bestimmend für ihre Dynamik [*Moore and Montgomery*, 2004].

Eine DRW weist meist zusätzlich zur positiven PV-Anomalie in der unteren Troposphäre (PVA) und eine negative PV-Anomalie in der mittleren Troposphäre auf. *Moore and Montgomery* [2005] vermuten, dass durch die Dipolwirkung der positiven und negativen PV-Anomalie die DRW eine Norddrift erhält. Falls keine Phasenverbindung auftritt, wird die DRW auseinandergerissen und die Zyklone intensiviert sich nicht. Ausserdem soll die Grösse und die Amplitude der anfänglichen PVA einen Einfluss auf die Intensität und die Zugbahn der DRW haben.

DRWs bewegen sich im Allgemeinen schneller als mit der mittleren Fliessgeschwindigkeit

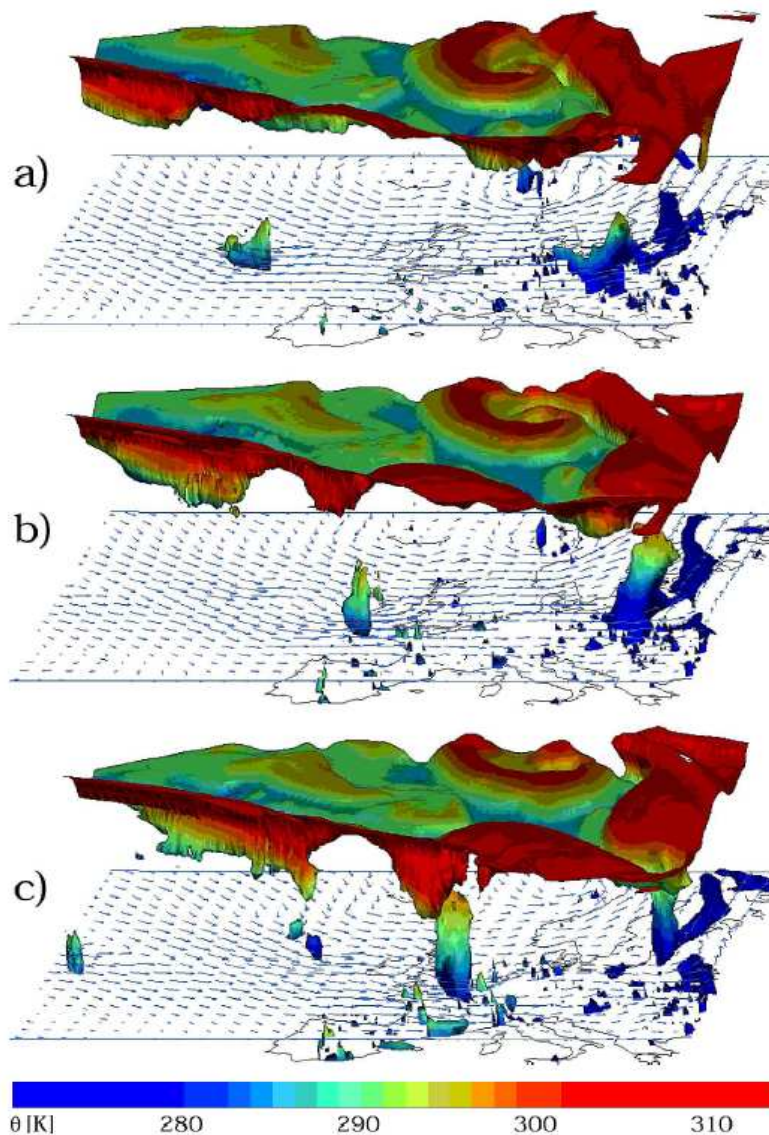


Abbildung 1.4: Die 2 pvu Isofläche der feuchten HRM-Simulation des Wintersturms Lothar um (a) 18 UTC 25. Dezember, (b) 00 UTC 26. Dezember und (c) 06 UTC 26. Dezember 1999. Die Oberflächen sind mit den Werten der potentiellen Temperatur eingefärbt. Die Pfeile zeigen die horizontalen Windvektoren auf 850 hPa. Die Länge des Maximalwindvektors entspricht 43.5 m/s (Nach Wernli et al. [2002]).

[Snyder and Lindzen, 1991; Parker and Thorpe, 1995; Wernli et al., 2002]. Bei der DRW übernimmt, im Gegensatz zur klassischen Rossby Welle, die diabatische Produktion von PV die Rolle der meridionalen Advektion von PV. Mit Hilfe von Trajektorienrechnungen konnte Wernli [2005] den nichtmateriellen Charakter einer DRW aufzeigen. Die 12-Stunden Rückwärts-Trajektorien, die mit der DRW (Lothar) um 00 UTC am 25. Dezember 1999 assoziiert sind, starten südlich der DRW-Position um 12 UTC am 24. Dezember.

Im Gegensatz zu vielen anderen Zyklonen entstehen DRWs unabhängig von PV-Anomalien in der Tropopausenregion [Whitaker and Davis, 1994]. Findet jedoch (zu einem späteren Zeitpunkt) eine Wechselwirkung zwischen einer DRW und einer Tropopausenanomalie statt, so kann das eine explosive Intensivierung³ der Zyklone zur Folge haben (siehe Abbildung 1.4). Explosive Zyklonogenese wurde in verschiedenen Fallstudien untersucht [Uccellini, 1986; Reed et al., 1993]. Reed et al. [1993] fanden in einem Sensitivitätsexperiment, dass diabatische

³Von einer explosiven Entwicklung einer Zyklone wird gesprochen, wenn der reduzierte Bodendruck innerhalb von 24 Stunden um 24 hPa sinkt [Sanders and Gyakum, 1980].

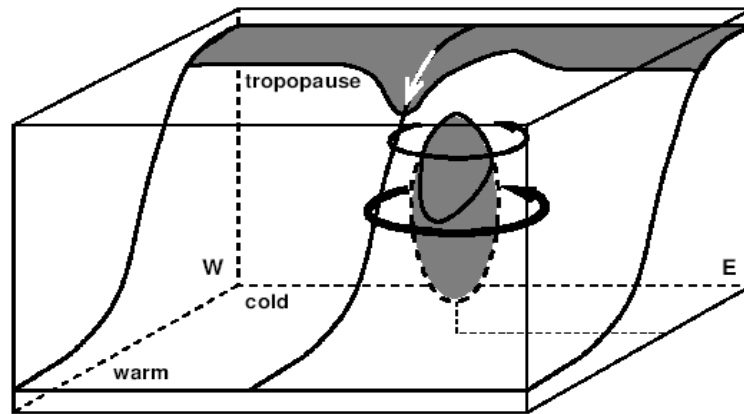


Abbildung 1.5: Schematische Darstellung der Induzierung einer positiven PV-Anomalie in Tropopausenhöhe durch das Nähern einer PV-Anomalie in der unteren Troposphäre an die Tropopausenjet-Region. Grau schattiert sind Isoflächen mit hohen PV-Werten (2 pvu). Die durch den PV-Vortex (Ellipse) ausgelöste Zirkulation (schwarze Pfeile) führt zu einer Advektion von Tropopausenluft nach Norden und von Stratosphärenluft (weisse Pfeile) nach Süden (nach *Wernli et al.* [2002]).

Prozesse (auf 850 hPa) einen grossen Einfluss auf die explosive Entwicklung von Zyklonen haben.

Wernli et al. [2002] zeigten am Fallbeispiel Lothar verschiedene Entwicklungsstadien einer DRW, die sich nach etwa zwei Tagen zu einem Orkan intensiviert. Abbildung 1.4 zeigt eine HRM-Simulation von Lothar. Um 18 UTC am 25. Dezember 1999 ist eine unabhängige positive PV-Anomalie in der unteren Troposphäre (PVA) sichtbar, die sich Richtung Osten bewegt. Dabei handelt es sich um die DRW, die sich später zur Zyklone Lothar entwickelt. Sie befindet sich unter einer relativ ungestörten Tropopause. Weiter östlich ist die spiralförmige PV-Anomalie an der Tropopause sichtbar, die mit der langsam zerfallenden Zyklone Kurt assoziiert ist. Um 00 UTC am 26. Dezember entsteht stromaufwärts der DRW eine kleine Faltung in der Tropopause. Sechs Stunden später hat sich die Faltung verstärkt und befindet sich oberhalb der PVA. Es hat sich ein PV-Tower gebildet, der ein starkes Windfeld induziert. Die Zyklone erreichte zu diesem Zeitpunkt ihre maximale Intensität.

Lothar weist eine aussergewöhnliche Art der Intensivierung auf: die sogenannte “bottom-up”-Entwicklung (siehe Abbildung 1.5). Diabatisches Heizen führt direkt zur Bildung einer positiven PV-Anomalie in der unteren Troposphäre und indirekt zu einer positiven PV-Anomalie an der Tropopause (durch balancierte Zirkulation). Das Fallbeispiel Lothar zeigt, wie eine anfangs harmlos wirkende Struktur in sehr kurzer Zeit zerstörerische Ausmasse annehmen kann.

1.2 Fragestellung und Ziele

DRWs wurden bis jetzt mit idealisierten Modellsimulationen [*Moore and Montgomery, 2004, 2005*] oder anhand eines einzelnen starken Wintersturms [*Wernli et al., 2002*] untersucht. In beiden Gebieten lohnt es sich noch weitere Untersuchungen durchzuführen. Bis heute fehlen ausgedehnte Fallstudien oder Klimatologien von DRWs. Heutige Wettervorhersagemodelle können DRWs schlecht vorhersagen. Der Vergleich von verschiedenen Vorhersagen vom selben Zeitpunkt könnte Aufschluss über die Vorhersagbarkeit von DRWs geben.

In dieser Diplomarbeit werden zwei Hauptfragestellungen untersucht:

1. Die 50 Modellläufe des “Ensemble Prediction System” des Sturms Lothar werden qualitativ und quantitativ untersucht. Es sollen die wichtigsten Parameter und Prozesse bestimmt und beschrieben werden, die eine diabatische Rossby Welle unterstützen. Insbesondere soll untersucht werden, wie aus einer schwachen PV-Anomalie in der unteren Troposphäre ein starker Sturm entstehen kann (siehe Abschnitt 1.2.1).
2. Es soll ein Algorithmus entwickelt werden, der PVAs (positive PV-Anomalien in der unteren Troposphäre) in ECMWF-Vorhersagen automatisch erkennt. Das Ziel ist, diabatische Rossby Wellen von diesen verschiedenen PVAs zu unterscheiden und typische Entstehungsorte zu identifizieren (siehe Abschnitt 1.2.2).

1.2.1 Die Vorhersage des Wintersturms Lothar

Einige der Modellläufe des EPS sagen einen starken Sturm Lothar vorher, andere bilden schwache DRWs ab, die sich nach einem Tag auflösen. Was sind die Gründe, dass manchmal eine Intensivierung stattfindet und manchmal keine? Folgende Hypothesen sollen untersucht werden um diesen Mechanismus zu erklären:

1. Die Anfangsanomalie der PV muss genügend gross sein [*Wernli, 2005*].
2. Die barokline Zone muss genügend ausgeprägt sein.
3. Der Jet in Tropopausenhöhe muss genügend stark sein.
4. Der Tropopausenjet muss genügend nah an die PV-Anomalie der Tropopausenregion herankommen.
5. Es muss genügend Feuchtigkeit vorhanden sein [*Moore and Montgomery, 2004*].
6. Die feuchte Schicht in der unteren bis mittleren Troposphäre muss genügend mächtig sein [*Moore and Montgomery, 2005*].
7. Die negative PV-Anomalie in der mittleren Troposphäre tritt in Phase mit der positiven PV-Anomalie in der unteren Troposphäre [*Moore and Montgomery, 2005*].

Einige oben genannte Hypothesen stehen miteinander in Verbindung. Zum Beispiel hängt die Stärke des Tropopausenjets mit der Stärke der Baroklinität zusammen.

Grundsätzlich soll mit Hilfe des Fallbeispiels Lothar (bzw. den 50 Modellläufen des EPS) das Verständnis für diabatische Rossby Wellen verbessert werden.

1.2.2 Klassifikation von positiven PV-Anomalien in der unteren Troposphäre

Es soll untersucht werden, wie oft und wo in der Nordhemisphäre PVAs typischerweise vorkommen. Dabei werden verschiedene Arten von PVAs unterschieden und miteinander verglichen. Es soll untersucht werden, wie sich der Atlantik vom Pazifik im Auftreten der PVAs unterscheidet.

Das Hauptaugenmerk liegt dabei auf den DRWs. Durch die Abgrenzung der DRWs von anderen PVAs sollen die Besonderheiten von DRWs hervorgehoben werden. Es soll abgeschätzt werden, wie zuverlässig die Vorhersage von DRWs ist.

Im Kapitel 2 wird beschrieben, welche Parameter für die Untersuchung der EPS-Vorhersagen von Lothar betrachtet werden und wie sie bestimmt werden. Es folgt die Beschreibung des Tracking-Algorithmus für PVAs in ECMWF-Vorhersagen. Es wird erklärt, wie die PVAs in fünf Kategorien eingeteilt werden.

Das Kapitel 3 beinhaltet die Resultate der Untersuchung von Lothar. Zuerst werden einige Beispiele des EPS beschrieben, dann werden die Zeitverläufe wichtiger Parameter aufgezeigt und die entscheidenden Prozesse diskutiert.

Die Resultate der PVA-Klassifikation werden im Kapitel 4 behandelt. Zuerst werden die Häufigkeiten ihres Auftretens und die bevorzugten Entstehungsgebiete von PVAs aufgezeigt. Dann wird anhand von Fallbeispielen ein Überblick über die verschiedenen Arten von PVAs gegeben. Besondere Merkmale der PVAs werden diskutiert. Anschliessend wird die Vorhersagbarkeit von DRWs und anderen PVAs untersucht.

Kapitel 5 beinhaltet die Schlussfolgerungen und die Bedeutung der Resultate auf das Verständnis für DRWs.

Kapitel 2

Methoden

2.1 Daten

Für die Analyse der Lotharvorhersage wird das “Ensemble Prediction System” (EPS) des ECMWF¹ vom 24. Dezember 1999 verwendet. Das EPS simuliert die Unsicherheiten der Anfangsbedingungen, indem den Analysedaten kleine Störungen zugefügt werden, die im Unsicherheitsbereich der Daten liegen. So entsteht eine Sammlung von 50 Vorhersagen, die mit kleinen Unterschieden in den Anfangsbedingungen oft sehr unterschiedliche Entwicklungen aufzeigen. Es handelt sich nicht um einen operationellen EPS Lauf, sondern um einen höher aufgelösten “rerun”, der freundlicherweise von Martin Leutbecher am ECMWF für diese Untersuchung gerechnet wurde. Die grössere vertikale Auflösung ist für die Analyse der PV-Verteilung in der Troposphäre sehr hilfreich. Die EPS-Vorhersagen starten am 24. Dezember 1999 um 12 UTC und enden am 26. Dezember 1999 um 12 UTC. Der Startpunkt wurde deshalb ausgewählt, da zu diesem Zeitpunkt alle Modellläufe eine DRW aufweisen. Der für diese Arbeit betrachtete Datenausschnitt reicht von 65.25° W bis 19.75° E und von 31.5° N bis 51.75° N. Der horizontale Gitterabstand beträgt 0.75° . Das Modell besitzt 40 Höhenniveaus und ist in hybrid- σ/p -Koordinaten eingeteilt [Persson and Grazzini, 2005]. Die zeitliche Auflösung beträgt drei Stunden.

Für die zweite Fragestellung werden operationelle ECMWF Wettervorhersagen benutzt. Es stehen 365 Vorhersagen im Zeitraum von Juni 2004 bis Mai 2005 zur Verfügung. Die 7-Tages-Vorhersagen starten alle 24 Stunden. Damit wird der selbe Zeitpunkt in sieben Vorhersagen abgebildet. Das Untersuchungsgebiet im Nordatlantik reicht von 109.8° W bis 40.2° E und von 19.8° N bis 58.2° N und das Untersuchungsgebiet im Nordpazifik reicht von 100.2° E bis 109.8° W und von 19.8° N bis 58.2° N. Der Gitterabstand beträgt 0.6° . Die Daten sind auf fünf Druckniveaus² interpoliert, damit die grosse Datenmenge reduziert werden kann. Die resultierende Datenmenge beträgt danach 66.6 GB. Die zeitliche Auflösung beträgt sechs Stunden.

¹European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

²Folgende Druckniveaus wurden verwendet: 950 hPa, 850 hPa, 750 hPa, 500 hPa, 250 hPa

2.2 Wichtige Parameter für die Vorhersage von Lothar

In allen 50 Ensemblevorhersagen ist die Charakteristik einer diabatischen Rossby Welle (DRW) ersichtlich; nämlich eine positive PV-Anomalie in der unteren Troposphäre (PVA), die sich durch Kondensationsprozesse nach Osten fortpflanzt. Aus einigen dieser DRWs entwickeln sich starke Zyklonen, andere verschwinden nach einem Tag und wieder andere bleiben zwar über die ganze Zeitspanne bestehen, verstärken sich jedoch nicht. Um das breite Spektrum der Entwicklungsarten dieser DRWs zu untersuchen werden folgende Parameter genauer betrachtet:

- Das PV-Maximum [pvu] in der unteren Troposphäre,
- Das PV-Minimum [pvu] in der mittleren Troposphäre,
- Das Minimum des reduzierten Bodendrucks [hPa],
- Die mittlere Relative Feuchte [%] in der unteren Troposphäre um die PVA,
- Die mittlere Relative Feuchte [%] auf 700 hPa in der Umgebung der PVA,
- Die Baroklinität [$K/500 km$] in der Umgebung der PVA,
- Die geografische Lage (Länge und Breite in $^\circ$) der PVA,
- Die Distanz [km] der PVA zur Tropopause bzw. zum Tropopausenjet,
- Die Intensität des Tropopausenjet [m/s] in der Umgebung der PVA,
- Der Niederschlag zwischen zwei Messzeitpunkten [$mm/3h$] in der Umgebung der PVA,
- Die mittlere PV-Produktionsrate [pvu/h] in einem Gebiet östlich der PVA,
- Die mittlere diabatische Heizrate [K/h] in der Umgebung der PVA,
- Der mittlere sensible Wärmefluss (SSHF = surface sensible heat flux) [$W/(m^2 3h)$] in der Umgebung der PVA,
- Der mittlere latente Wärmefluss (SLHF = surface latent heat flux) [$W/(m^2 3h)$] in der Umgebung der PVA.

Diese Größen werden mit Hilfe eines Fortranprogramms aus den EPS-Daten bestimmt. Im folgenden wird die Funktionsweise des Programmes näher beschrieben. Zuerst wird der Tracking-Algorithmus für Lothar beschrieben und dann wird auf die Definition der oben aufgezählten Größen eingegangen. Die Gebiete in denen die Parameter bestimmt werden, sind in Abbildung 2.1 aufgezeichnet.

Zuerst werden für den ersten Zeitpunkt alle PV-Maxima auf der 850 hPa Druckfläche bestimmt. Wenn eine gefundene PVA grösser als 1 pvu ist, sich an einem Ort befindet, der eine relative Luftfeuchtigkeit von mehr als 50 % (auf 850 hPa) und einen Druck von weniger als 1020 hPa aufweist, dann wird der Punkt als potentieller Anfangspunkt der DRW gespeichert. Da die ungefähre Startposition der "Lothar-PVA" bekannt ist (zwischen $49^\circ W$ und $65^\circ W$), kann sie von den etwa drei bis sechs PVAs, die zum ersten Zeitpunkt gefunden werden, unterschieden werden. Nun werden für diesen Zeitpunkt die oben genannten Parameter bestimmt.

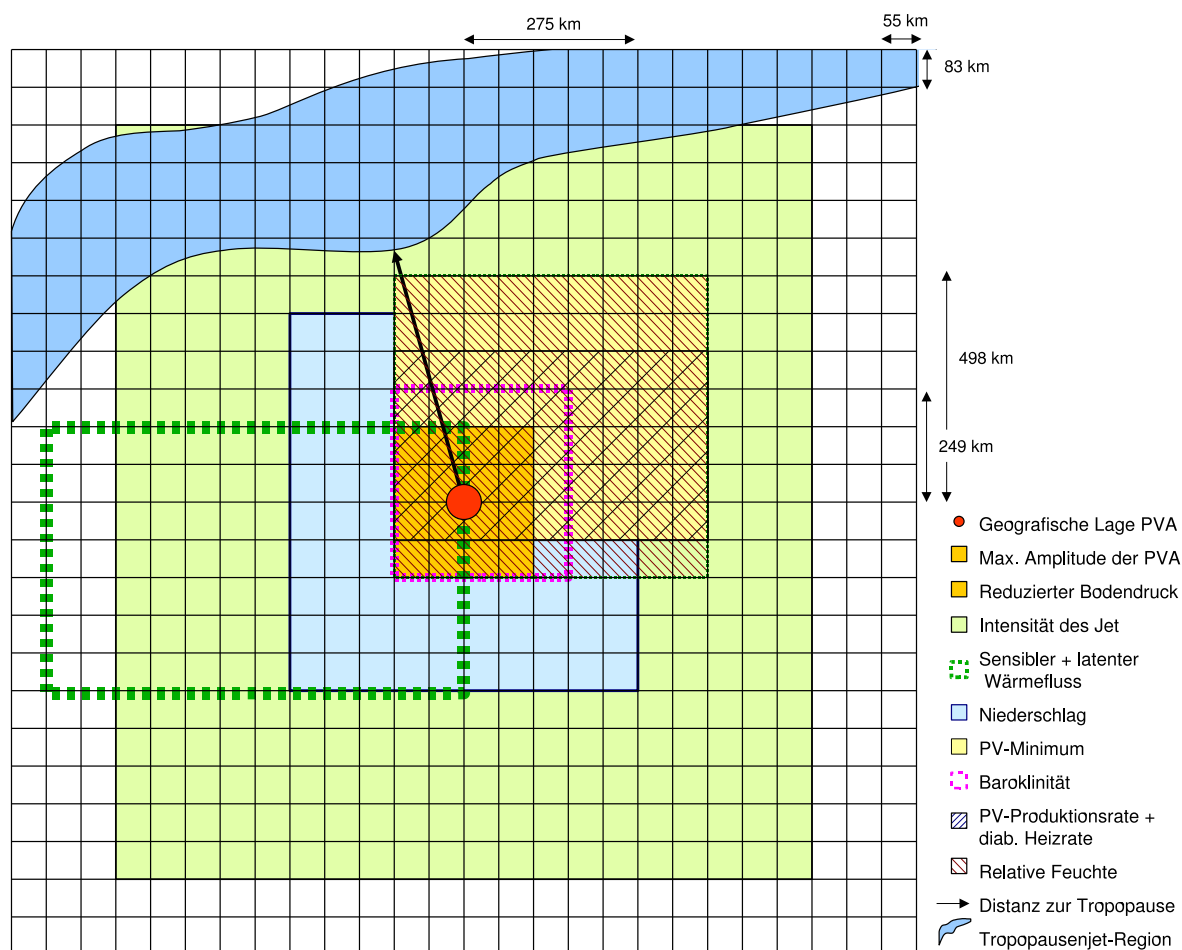


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung des X-Y-Gitters, in dem die verschiedenen Parameter für die DRWs des EPS von Lothar bestimmt werden. Der Gitterpunktsabstand beträgt 0.75° , das entspricht näherungsweise 55 km in zonaler und 83 km in meridionaler Richtung.

Sind alle notwendigen Daten für den ersten Zeitpunkt bestimmt, wird zum zweiten Zeitpunkt auf dieselbe Weise nach PVAs gesucht. Die geografische Lage der PVAs des zweiten Zeitschrittes werden mit der Startposition der Lothar-PVA verglichen. Die zweite Position ist gefunden, wenn sich die PVA innerhalb der drei Stunden nicht weiter bewegt hat als:

- 3° nach Westen
- 9° nach Osten
- 2.5° nach Norden
- 2.5° nach Süden

Sind alle Kriterien erfüllt, so wird die PVA des zweiten Zeitpunkt als zweite Position des Lothar-PVA festgelegt. Wiederum werden die ausgewählten Parameter für diesen Zeitpunkt und diesen Ort bestimmt. Die weiteren Zeitpunkte werden nach dem gleichen Schema behandelt. Im Idealfall kann so die Lothar-PVA vom ersten bis zum letzten Zeitschritt verfolgt werden.

Im Vertikalschnitt durch eine repräsentative DRW ist erkennbar, dass sich die maximale Amplitude der PVA auf etwa 850 hPa Höhe befindet (siehe Abbildung 2.2). Deshalb wird

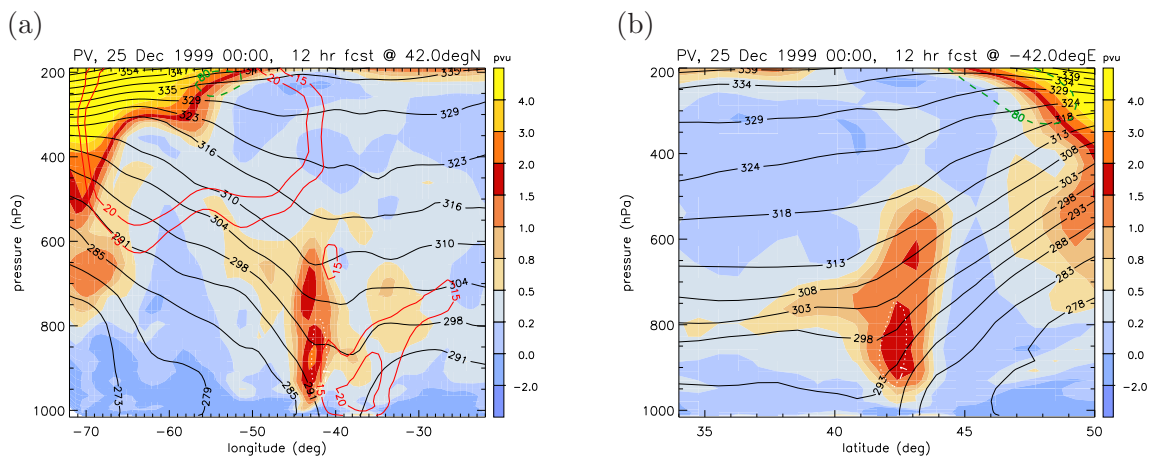


Abbildung 2.2: Vertikalschnitt durch die DRW des “Modelllaufs 04” (des EPS von Lothar) bei 42.°N (a) und bei 42.°E (b). Farbige Konturen stellen die PV dar (p.u). Die schwarzen durchgezogenen Linien sind die Isentropen (Konturintervall 6 K). Die rot durchgezogenen Linien sind die 15 m/s und 20 m/s Isotachen des meridionalen Windes. Grün gestrichelt ist die 80 m/s Isotache des zonalen Windes (Tropopausenjet). Weiss gepunktet ist die -1 Pa/s Isotache des vertikalen Windes, sie entspricht einem Aufwind von ungefähr 10 cm/s.

zunächst auf der 850 hPa-Druckfläche das **PV-Maximum** bestimmt. Der Längen- und Breitengrad der Position dieses PV-Maximums wird als **geografische Lage** der gesamten DRW definiert. Alle weiteren Schritte beziehen sich auf diese Position. Da sich das absolute PV-Maximum in der unteren Troposphäre jedoch nicht genau auf 850 hPa befinden muss, wird zusätzlich in einem Kasten um das PV-Maximum auf 850 hPa nach noch höheren PV-Werten gesucht³. Damit ist die Amplitude der PVA richtig bestimmt und die 50 DRWs (des EPS von Lothar) können miteinander verglichen werden.

In der mittleren Troposphäre nordöstlich der PVA wird in einem Kasten, der von 650 bis 400 hPa reicht und eine Fläche von 330'000 km² einschliesst, das **PV-Minimum** bestimmt⁴. Oft liegt das **Bodendruckminimum** nicht direkt unterhalb des PV-Maximums in 850 hPa Höhe. Deshalb wird in einem Gebiet⁵ um die geografische Lage der PVA das Minimum des reduzierten Bodendrucks bestimmt.

Die **mittlere relative Feuchte** wird in zwei Gebieten bestimmt. Einerseits wird die mittlere relative Feuchte in einem Kasten in der unteren Troposphäre um die PVA bestimmt⁶. Andererseits wird auf der 700 hPa-Isofläche in einem Gebiet⁷ südöstlich der PVA die relative Feuchte gemittelt. Der erste Wert bestimmt, ob die Luft genügend mit Feuchtigkeit gesättigt ist, damit durch Kondensation PV produziert wird. Der zweite Wert hingegen ist ein Mass für die vertikale Verteilung der relativen Feuchte; ist die relative Feuchte auf 700 hPa hoch,

³Auf folgenden Druckniveaus wird nach der maximalen Amplitude der PVA gesucht: 950 hPa, 925 hPa, 900 hPa, 875 hPa, 850 hPa, 825 hPa, 800 hPa, 775 hPa, 750 hPa, 725 hPa. Horizontal bleibt die Suche auf zwei Gitterpunkte Entfernung von der “geografischen Lage” beschränkt.

⁴Der Kasten, in dem die minimale PV gesucht wird, ist durch die Höhenniveaus 650, 600, 550, 500, 450 hPa beschränkt. Horizontal wird sieben Gitterpunkte nach Osten und Norden, ein Gitterpunkt nach Süden und zwei Richtung Westen gesucht.

⁵Das Gebiet beträgt vier mal vier Gitterpunkte, was einer Fläche von etwa 146'000 km² entspricht.

⁶Die mittlere relative Feuchte in der unteren Troposphäre wurde in einem Kasten südöstlich der PVA bestimmt. Der Kasten beträgt horizontal sechs mal sechs Gitterpunkte und vertikal neun Höhenniveaus; das erste Niveau liegt auf 1000 hPa und die weiteren liegen jeweils 25 hPa höher. Das höchste Niveau liegt auf 775 hPa.

⁷Die relative Feuchte wird auf einem Gebiet von neun mal neun Gitterpunkten gemittelt, das entspricht einer Fläche von etwa 370'000 km².

so ist die Mächtigkeit der Feuchte-Schicht gross.

Als Mass für die **Baroklinität**, in der sich die DRW entwickelt, gilt die grösste horizontale Temperaturdifferenz innerhalb eines Gebiets⁸ um die PVA. Die maximale Temperaturdifferenz innerhalb von 500 km liegt zwischen 0 und 20 K.

Die **Lage und Form der Tropopause** ist sehr wichtig für die Entwicklung einer Zyklone. In den Tropen befindet sich die Tropopause bei ungefähr 16 km Höhe, in der Polarregion bei etwa 9 km Höhe. In den mittleren Breiten nimmt die Höhe der Tropopause plötzlich stark ab, in diesem Gebiet befindet sich der Tropopausenjet. Die Stratosphäre weist viel höhere PV-Werte auf als die Troposphäre, da sie viel stabiler geschichtet ist. Deshalb eignet sich die PV gut als Bestimmungsgrösse für die Lage der Tropopause. Oft wird die 2-pvu-Fläche als Tropopause definiert. In Abbildung 2.2 (b) ist rechts oben die absinkende Tropopause und der Tropopausenjet sichtbar. Die Distanz zur Tropopause wird definiert als die kürzeste horizontale Distanz vom Mittelpunkt der PVA zu dem Punkt, wo in 250 hPa Höhe die PV grösser als 2 pvu ist. Im Folgenden ist auch diese Distanz gemeint, wenn von Distanz zum Tropopausenjet gesprochen wird.

Als **Intensität des Tropopausenjets** wird die maximale Windgeschwindigkeit auf 250 hPa in der weiteren Umgebung⁹ der PVA definiert.

Im **Niederschlag** enthalten sind sowohl der konvektive, wie auch der grossskalige Niederschlag. Für jeden Zeitpunkt (bis auf den ersten) wird der Niederschlag berechnet, der innerhalb der letzten drei Stunden gefallen ist. Der Niederschlag wird in einem Gebiet¹⁰ um die PVA gemittelt.

Die maximale PV-Produktion findet jeweils östlich der PVA statt. Deshalb wird in einem Gebiet östlich der PVA die **PV-Produktionsrate** und die **diabatische Heizrate** gemittelt¹¹. Der **sensible Wärmefluss** und der **latente Wärmefluss** sind kumuliert über drei Stunden und gemittelt über ein Gebiet um die PVA¹². Da für jeden Zeitpunkt jeweils die Wärmeflüsse der letzten drei Stunden kumuliert sind, wird in einem Gebiet westlich der PVA gemittelt. Also in dem Gebiet, wo sich die DRW die letzten drei Stunden aufgehalten hat.

2.3 Suche nach positiven PV-Anomalien in der unteren Troposphäre in ECMWF-Vorhersagen

Das PVA-Erkennungs-Programm der zweiten Fragestellung basiert auf dem Lothar-Erkennungs-Programm, das im Abschnitt 2.2 beschrieben ist. Es werden grundsätzlich die gleichen Kriterien angewendet und ähnliche Parameter bestimmt:

untersuchen werden folgende Parameter genauer betrachtet:

- Das PV-Maximum [*pvu*] in der unteren Troposphäre,
- Das Minimum des reduzierten Bodendrucks [*hPa*],
- Die mittlere Relative Feuchte [%] in der unteren Troposphäre um die PVA,

⁸Das Gebiet beträgt fünf mal fünf Gitterpunkte, was einer maximalen Distanz von 500 km entspricht.

⁹Die maximale Geschwindigkeit wird in bis zu 10 Gitterpunkten Entfernung von der PVA gesucht. Dies entspricht einer maximalen Distanz zur PVA von 1000 km.

¹⁰Der Niederschlag wird in einem Gebiet berechnet, das 10 mal 10 Gitterpunkte gross ist, das entspricht einer Fläche von etwa 450'000 km².

¹¹Die PV-Produktionsrate und die diabatische Heizrate wird in einem Gebiet östlich der PVA gemittelt auf einer Fläche von etwa 200'000 km².

¹²Die Wärmeflüsse werden in einem Gebiet von zwölf mal sieben Gitterpunkten gemittelt.

- Die mittlere Relative Feuchte [%] auf 700 hPa in der Umgebung der PVA,
- Die Baroklinität [$K/500\text{ km}$] in der Umgebung der PVA,
- Die geografische Lage (Länge und Breite in $^\circ$) der PVA,
- Die Distanz [km] der PVA zur Tropopause bzw. zum Tropopausenjet,
- Die Intensität des Tropopausenjet [m/s] in der Umgebung der PVA,
- Der Niederschlag zwischen zwei Messzeitpunkten [$\text{mm}/3\text{h}$] in der Umgebung der PVA,
- Die mittlere Meeresoberflächentemperatur [K] in der Umgebung der PVA,
- Der mittlere sensible Wärmefluss (SSHF = surface sensible heat flux) [$\text{W}/(\text{m}^2\ 3\text{h})$] in der Umgebung der PVA,
- Der mittlere latente Wärmefluss (SLHF = surface latent heat flux) [$\text{W}/(\text{m}^2\ 3\text{h})$] in der Umgebung der PVA.

Die PV-Maxima werden nur auf der 850 hPa Druckfläche bestimmt. Da das Gitter der beiden Modelle nicht identisch ist, gibt es einige kleine Abweichungen bei der Grösse der Gebiete, in denen die verschiedenen Parameter gemittelt und gesucht werden (siehe Abbildung 2.3). Der bedeutende Unterschied zwischen den zwei Programmen ist der “Tracking-Algorithmus”. Das heisst der Teil des Programmes, in dem verschiedene PVAs bestimmt und kategorisiert werden. Es wird bei beiden Programme ein ähnliches Prinzip angewendet. Zwei zeitlich aufeinanderfolgende PVAs werden einander zugeordnet, wenn auf Grund ihrer geografischen Lage darauf geschlossen werden kann, dass es sich um dieselbe PVA handelt. Jedoch im Gegensatz zum Lothar-Erkennungs-Programm wird in PVA-Erkennungs-Programm nicht nur eine PVA bestimmt, sondern sehr viele verschiedene.

Eine solche PVA erfüllt verschiedene Kriterien: Die PVA muss mindestens einen Tag verfolgt werden können. Innerhalb von sechs Stunden darf die PVA nicht mehr als 10° nach Osten, nicht mehr als 2° nach Westen und nicht mehr als 3° nach Süden oder Norden gewandert sein. Damit können auch schnell nach Osten propagierende PVAs erfasst werden. Da angenommen wird, dass DRWs sich über dem Ozean entwickeln, werden nur PVAs betrachtet, die entweder über dem Ozean starten, oder an der Ostküste des amerikanischen beziehungsweise des asiatischen Kontinents starten und damit die Möglichkeit haben den Ozean zu erreichen¹³. Ausserdem werden nur PVAs betrachtet, die südlich von 50°N beginnen (polare Tiefdruckgebiete werden nicht untersucht).

Die so bestimmten PVAs werden in fünf Kategorien eingeteilt:

- **Kategorie I:** PVAs, die während der ersten 12 Stunden näher als 400 km am Tropopausenjet liegen. Hier enthalten sind Zyklonen, die durch den Einfluss von Tropopausen-PV-Anomalien entstanden sind. Es können zum Teil auch PVAs enthalten sein, die durch die Topographie ausgelöst werden.
- **Kategorie II:** PVAs, die auf dem Kontinent starten. Hier sind nur diejenigen PVAs enthalten, die nicht das Kriterium der Kategorie I erfüllen. Durch Reibung auf dem Kontinent entstehen komplizierte PV-Strukturen in der unteren Troposphäre. Dadurch ist es teilweise schwierig, einzelne PV-Elemente zu verfolgen. Viele PVAs dieser Kategorie sind durch Reibungsprozesse ausgelöst worden und nicht durch Kondensation. Es könnte jedoch sein, dass eine diabatische Rossby Welle auf dem Kontinent startet.

¹³Die PVAs starten im Atlantik westlich von 10°E und im Pazifik westlich von 120°W .

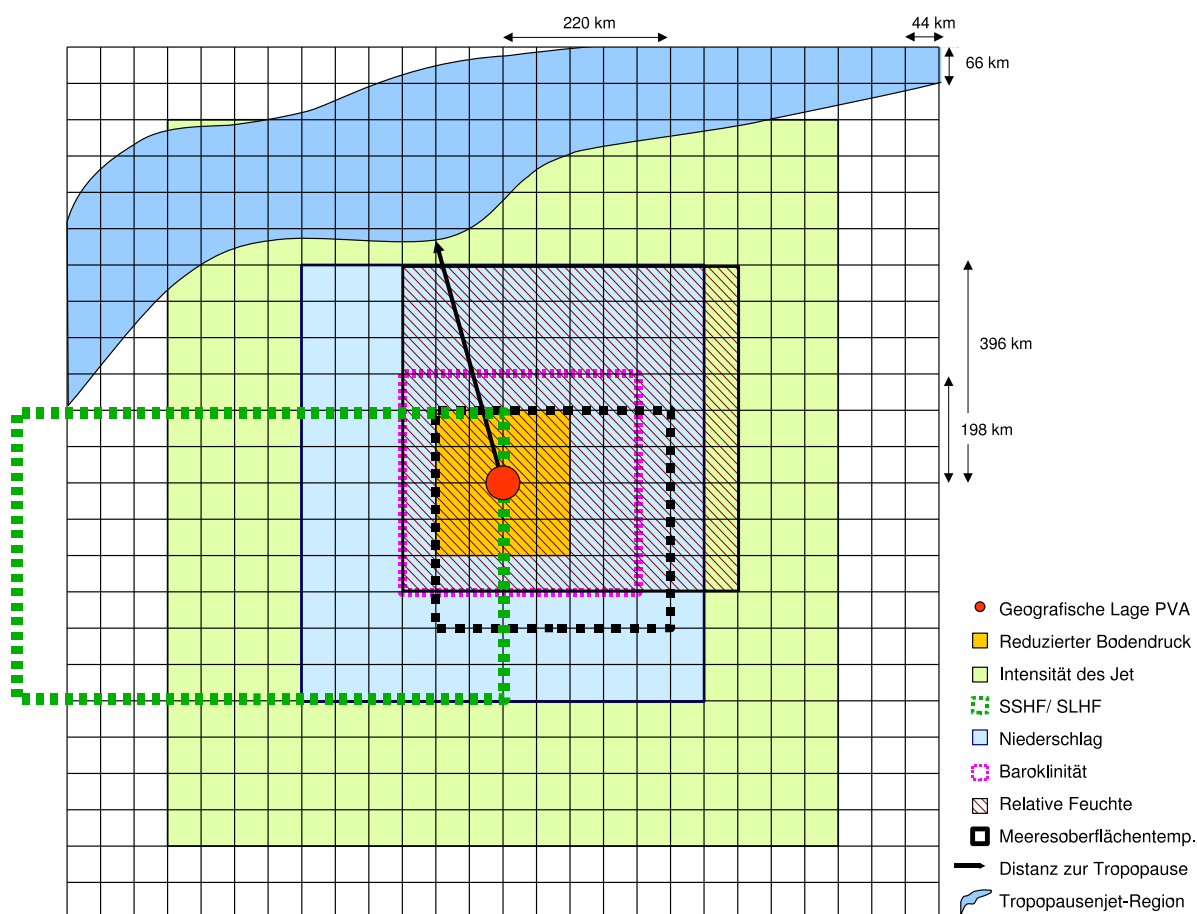


Abbildung 2.3: Schematische Darstellung des X-Y-Gitters, in dem die verschiedenen Parameter für die verschiedenen PVAs bestimmt werden. Der Gitterpunktabstand beträgt 0.6° , das entspricht näherungsweise 44 km in zonaler und 66 km in meridionaler Richtung.

- **Kategorie III:** PVAs, bei denen sich während der ersten 12 Stunden in westlicher Richtung (in weniger als 600 und mehr als 400 km Entfernung) ein Tropopausentrog befindet. Zyklonen entstehen bevorzugt stromabwärts von Tropopausentrögen. Auch diese PVAs werden vermutlich durch Tropopausen-PV-Anomalien ausgelöst, deshalb wird für diese Kategorie ein strengeres Kriterium eingeführt als für Kategorie I.
- **Kategorie IV:** PVAs, die durchschnittlich weniger als 2° in 6 Stunden zurücklegen, oder die anfangs eine kleinere Baroklinität als $5 \text{ K}/500 \text{ km}$ aufweisen. In dieser Kategorie sind PVAs enthalten die nur langsam oder gar nicht Richtung Osten wandern. Dabei kann es sich um tropische Zyklonen handeln. Tropische Zyklonen entstehen in südlichen Gebieten, wo die Baroklinität verglichen mit den mittleren Breiten schwach ist.
- **Kategorie V:** Alle PVAs, die nicht in die oberen Kategorien fallen und damit diabatische Rossby Wellen sein könnten. Die Kriterien der Kategorie I-IV sind so gewählt, dass in Kategorie V ausschliesslich DRWs sind. Es ist jedoch möglich, dass sich in den anderen Kategorien bereits Grenzfälle von DRWs befinden.

Kapitel 3

Untersuchung der EPS-Vorhersage des Wintersturms Lothar

Der theoretische Mechanismus einer diabatischen Rossby Welle (DRW) ist bereits gut beschrieben (vergleiche Kapitel 1), aber es gibt erst wenige echte Fallbeispiele von diabatischen Rossby Wellen. *Wernli et al.* [2002] untersuchten die Dynamik des Wintersturms Lothar und konnten einige neue Erkenntnisse bezüglich DRWs finden. Lothar weist während seiner frühen Entwicklungsphase (12 UTC 24. Dezember bis 18 UTC 25. Dezember 1999) typische Merkmale einer DRW auf und intensiviert sich danach (ab 18 UTC 25. Dezember) zu einer starken Zyklone. Dieses Kapitel baut auf den Resultaten dieser Studie auf. Im ersten Teil werden mit Hilfe von einigen Beispielen des EPS (Ensemble Prediction System) von Lothar typische Merkmale von DRWs aufgezeigt. Im zweiten Teil werden die 50 Modellläufe des EPS miteinander verglichen, um Gründe für deren sehr unterschiedliche Entwicklung zu finden.

3.1 Typische Merkmale einer diabatischen Rossby Welle

Im folgenden Abschnitt wird der Mechanismus einer DRW am Beispiel des EPS von Lothar beschrieben. Es werden verschiedene Modellläufe für die Erläuterung zu Hilfe genommen. Die Resultate dieser Untersuchung sind durchaus vergleichbar mit den theoretischen Merkmalen, die in *Parker and Thorpe* [1995] beschrieben und in Abbildung 1.2 dargestellt sind.

Die DRWs entstehen in einer stark baroklinen Umgebung (siehe Abbildung 3.2 (a)). Der Temperaturunterschied am Boden innerhalb von 500 km beträgt mehr als 10 K. Die positive PV-Anomalie in der unteren Troposphäre (PVA) befindet sich am südlichen Rand der baroklinen Zone. Die vertikale Scherung des zonalen Windes ist proportional zum meridionalen Temperaturgradient [*Holton*, 2003]. Das bedeutet, dass der Tropopausenjet sehr stark ist, wenn sich am Boden ein grosser Temperaturgradient befindet. In Abbildung 3.1 (a) ist die zonale Komponente des Tropopausenjets rechts oben im Bild sichtbar, die maximale Windgeschwindigkeit übersteigt 80 m/s. Während der ersten neun Stunden ist die absolute Geschwindigkeit des Jets höher als 100 m/s. In der Tropopausenjetregion nimmt die Höhe der Tropopause plötzlich gegen Norden stark ab. Südlich des Tropopausenjets befindet sich die Tropopause auf etwa 200 hPa und nördlich auf etwa 300 hPa, 10° nördlich von der DRW reicht ein Tropopausenfilament sogar bis auf 600 hPa. Der Tropopausenjet befindet sich etwa 500 km nördlich der DRW und verläuft ausgesprochen gerade.

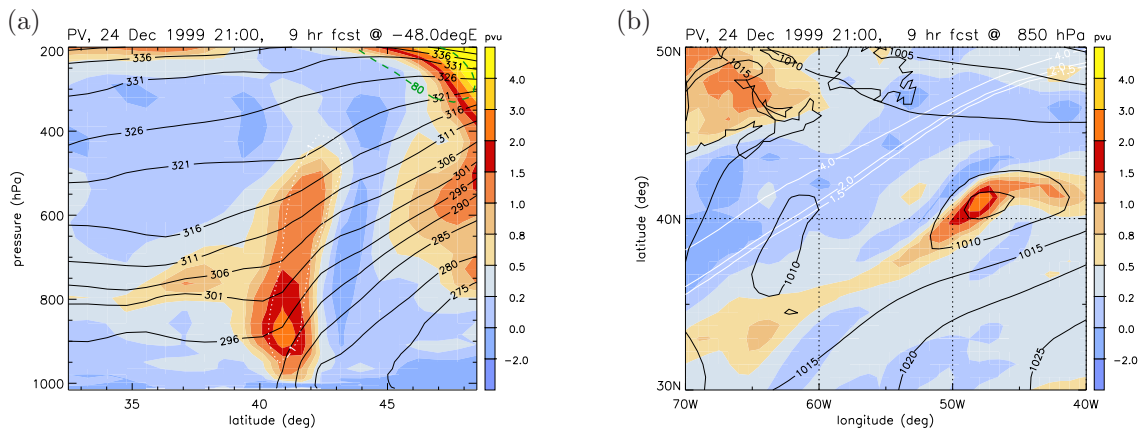


Abbildung 3.1: Querschnitte durch eine diabatische Rossby Welle (Modelllauf 1 des EPS von Lothar) zum Zeitpunkt 21 UTC 24. Dezember 1999. (a) Vertikalschnitt bei 48°W . Dargestellt sind die PV (farbige Konturen, pvu), die Isentropen (schwarze Linien, Konturintervall 5 K), die 80 m/s Isotache des zonalen Windes (grün, m/s) und -1 Pa/s Isotache des vertikalen Windes (weiss gepunktet). (b) PV auf 850 hPa (farbige Konturen, pvu), reduzierter Bodendruck (schwarze Linien, Konturintervall 5 hPa) und PV auf 250 hPa (weisse Linien für 1.5, 2 und 4 pvu).

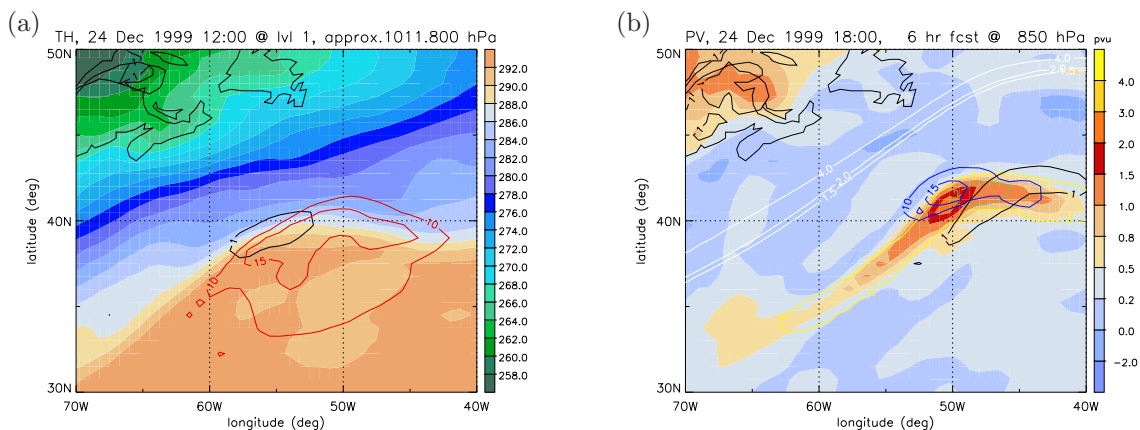


Abbildung 3.2: (a) Feld der potentiellen Temperatur (am Boden) zum Zeitpunkt 12 UTC 24. Dezember 1999 (Modelllauf 4). Die PVA befindet sich bei 56.25°W und 39°N (schwarze Linie, 1 pvu auf 850 hPa). Das Maximum des meridionalen Windes (in Richtung Norden) befindet sich stromabwärts der PVA (10 und 15 m/s Isotache des meridionalen Windes, rot). (b) PV auf 850 hPa (farbige Konturen, pvu) zum Zeitpunkt 18 UTC 24. Dezember (Modelllauf 4). Dargestellt ist der Niederschlag (blau, 10 und 15 mm/3h), die diabatische Heizrate auf 850 hPa (gelb, 5 K/h), die PV-Produktionsrate auf 850 hPa (grün, 2 pvu/h) und die PV auf 250 hPa (weiss, 1.5, 2 und 4 pvu). Die schwarze Linie stellt die DRW drei Stunden später dar (1 pvu Linie auf 850 hPa).

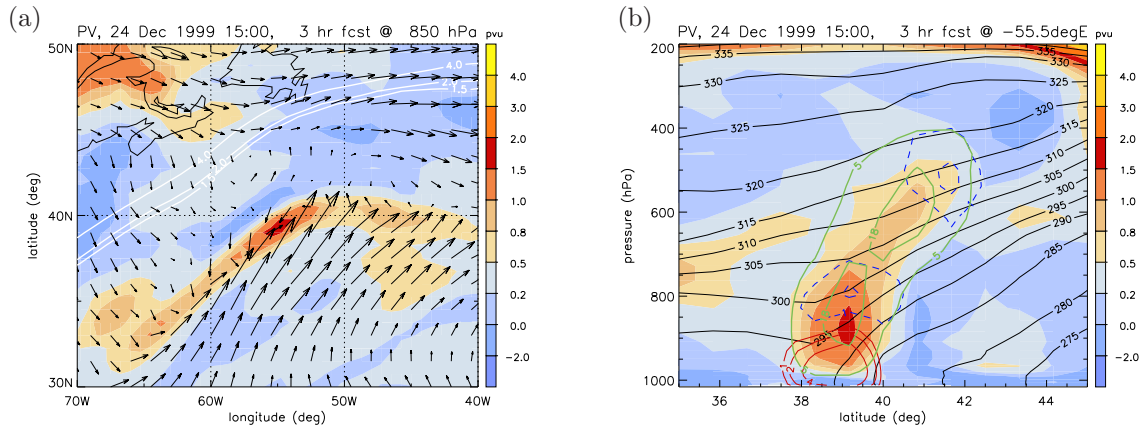


Abbildung 3.3: (a) PV auf 850 hPa (farbige Konturen) zum Zeitpunkt 15 UTC 24. Dezember (Modelllauf 38). Horizontales Windfeld auf 950 hPa. Längere Pfeile bedeuten grössere Windgeschwindigkeiten (die maximale Windgeschwindigkeit beträgt 34 m/s). (b) Vertikalschnitt bei 55.5°W zum Zeitpunkt 15 UTC 24. Dezember (Modelllauf 38). Dargestellt sind die PV (farbige Konturen), die Isentropen (schwarze Linien im Abstand von 5 K), diabatische Heizrate (5 und 16 K/h, grün) und PV-Produktionsrate (-1 und -2 pvu/h, blau gestrichelt und 1, 2, 4 pvu/h, rot).

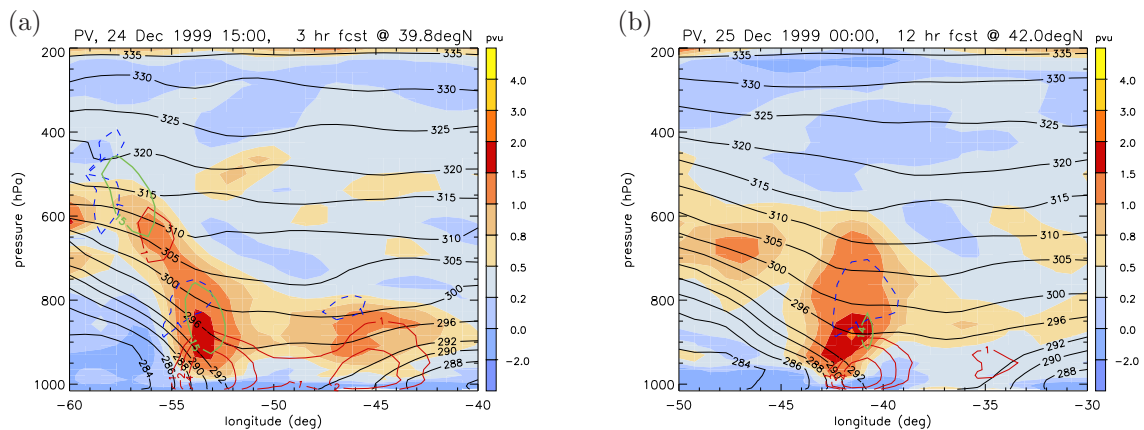


Abbildung 3.4: (a) Vertikalschnitt bei 39°N zum Zeitpunkt 15 UTC 24. Dezember (Modelllauf 38). Dargestellt sind die PV (farbige Konturen), die Isentropen (schwarze Linien), diabatische Heizrate (15 K/h, grün), PV-Produktionsrate (-1 und -2 pvu/h, blau gestrichelt und 1, 2, 4 pvu/h rot). (b) wie (a) aber für Modelllauf 43 und Vertikalschnitt bei 39.75°N.

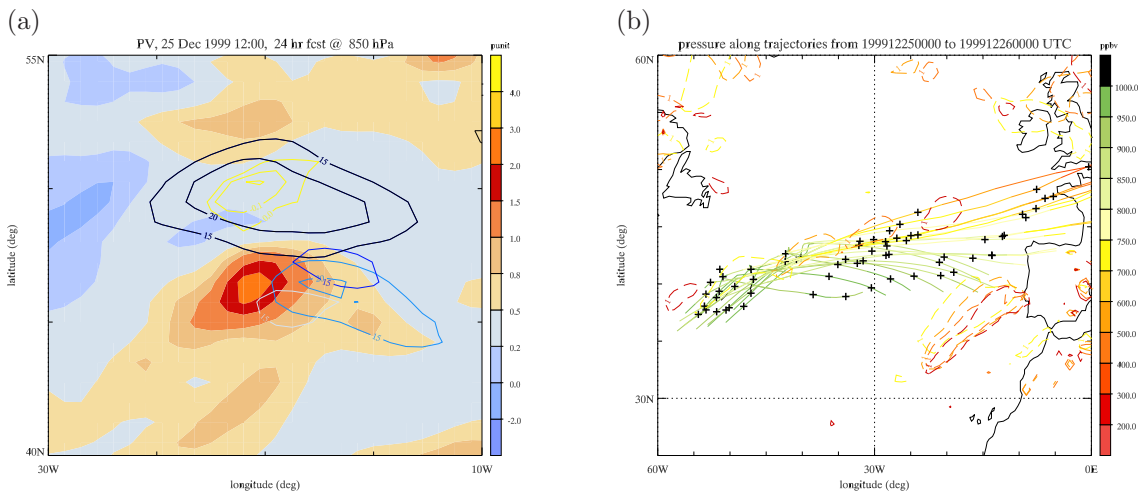


Abbildung 3.5: (a) PV auf 850 hPa (farbige Konturen, pvu) zum Zeitpunkt 12 UTC 25. Dezember (Modelllauf 43). Dargestellt sind die negative PV-Anomalie auf 500 hPa (gelbe Linien, -0.1 und 0 pvu) sowie die 15 und 20 m/s Isolinien des meridionalen Windes (hellblau: 1011 hPa, himmelblau: 850 hPa, dunkelblau: 700 hPa, schwarz: 500 hPa). (b) Trajektorien des Modelllauf 43 gestartet um 00 UTC 25. Dezember, ein Tag vorwärts (bis 00 UTC 26. Dezember) und 12 Stunden rückwärts (bis 12 UTC 24. Dezember) gerechnet. (+) kennzeichnen die Positionen der Luftpakete nach 12 Stunden, die Trajektorien sind nach ihrem Druck eingefärbt. Farbige gestrichelte Konturen zeigen die 1 pvu Konturen auf 850 hPa zu vier verschiedenen Zeitpunkten (gelb: 12 UTC 24. Dezember, helles orange: 00 UTC 25. Dezember, dunkles orange: 12 UTC 25. Dezember und rot: 00 UTC 26. Dezember).

In Abbildung 3.1 (a) ist die Verteilung der potentiellen Temperatur in der Troposphäre dargestellt. Die Isentropen verlaufen zwischen 30 und 40°N fast waagrecht, nördlich der PVA (ab 40°N) steigen sie an. In der Umgebung der PVA werden durch diabatische Prozesse die Isentropen etwas zusammengezogen.

Eine positive PV-Anomalie löst eine zyklonale Strömung aus [Davis, 1992]. Das horizontale Windfeld zeigt, dass die PVA im Gegenuhrzeigersinn umströmt wird, wobei stromabwärts der PVA die Windgeschwindigkeit in der unteren Troposphäre am höchsten ist (siehe Abbildung 3.3). Die meridionale Windkomponente beträgt mehr als 15 m/s (siehe Abbildung 3.1 (a)). Das induzierte zyklonale Windfeld geht einher mit einem Minimum des reduzierten Bodendrucks (siehe Abbildung 3.1 (b)).

Durch die starke Baroklinität steigt die warme Luft aus dem Süden sehr schnell entlang der Isentropen auf. Der Aufwind ist in der Region am stärksten, wo die Isentropen am steilsten sind. In Abbildung 3.1 (a) ist die Isolinie von -1 Pa/s eingezeichnet, das entspricht einem relativ starken Aufwind von etwa 10 cm/s.

Während des Aufstiegs der warmen Luft kühlt sie sich ab und der Wasserdampf kondensiert. Es findet diabatisches Heizen statt. Abbildung 3.3 (b) zeigt, dass die diabatische Heizrate im Bereich der positiven PV-Anomalie sehr hoch ist (stellenweise höher als 16 K/h). Oberhalb der maximalen Heizrate nimmt die PV ab und unterhalb steigt sie an. Diese Anordnung ist typisch für impulsives diabatisches Heizen [Haynes and McIntyre, 1987; Hoskins, 1991]. Durch das schnelle Aufsteigen der feuchten Luft ist mit intensivem diabatischem Heizen zu rechnen. Zum Zeitpunkt 15 UTC 24. Dezember liegen zwei Maxima der diabatischen Heizrate übereinander (siehe Abbildung 3.4 (a)). Neun Stunden später ist jedoch nur noch ein Maximum sichtbar (siehe Abbildung 3.4 (b)).

In Abbildung 3.2 (b) ist der kumulierte Niederschlag der letzten drei Stunden aufgetragen. Das Maximum befindet sich einige Kilometer nordwestlich der PVA. Dort hat während der

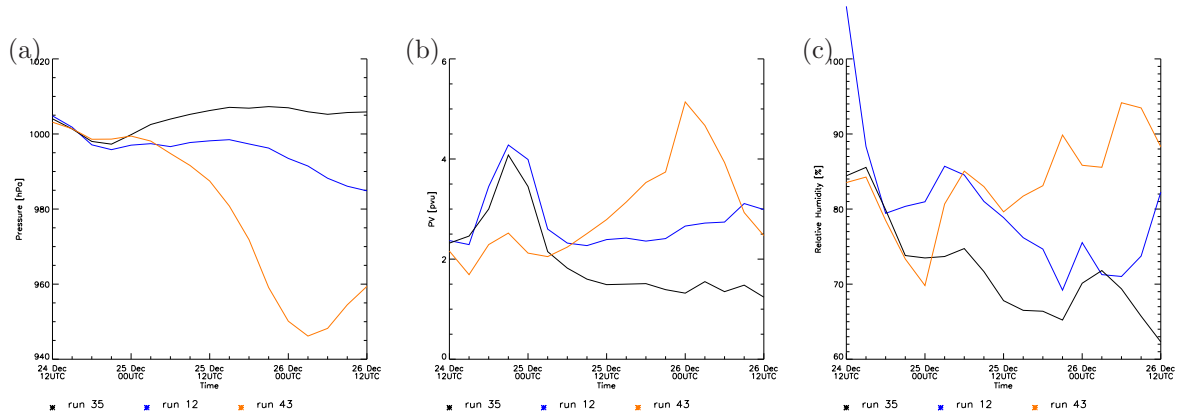


Abbildung 3.6: Zeitverläufe von den Modellläufen 12, 35 und 43 des EPS von Lothar. Gezeigt ist der gesamte Zeitverlauf von 12 UTC 24. Dezember 1999 bis 12 UTC 26. Dezember 1999. (a) Reduzierter Bodendruck, (b) PV-Maximum in unterer Troposphäre und (c) relative Feuchte auf 700 hPa.

letzten 3 Stunden wahrscheinlich diabatische PV-Produktion stattgefunden. Es fällt jedoch im gesamten DRW-Gebiet Niederschlag. Das Maximum der momentanen PV-Produktion auf 850 hPa liegt stromabwärts der PVA (siehe Abbildung 3.2 (b)).

In Abbildung 3.3 (b) ist auf etwa 400 hPa eine negative PV-Anomalie sichtbar (Modelllauf 38). Sie befindet sich nördlich der PVA in unmittelbarer Nähe zu der Region, wo PV vernichtet wird. Auch Modelllauf 43 zeigt eine negative PV-Anomalie in der mittleren Atmosphäre, in Abbildung 3.5 (a) ist die -0.1 pvu Kontur auf 500 hPa eingezeichnet. An dieser Stelle befindet sich auch das Maximum des meridionalen Windes (auf 500 hPa).

In Abbildung 3.5 (b) sind die Trajektorien des Modelllauf 43 aufgezeichnet, die sich um 00 UTC 25. Dezember im Gebiet der PVA befinden. Sie kommen aus einem südlich liegenden Gebiet. Die Luftpakete scheinen sich in zwei Richtungen zu bewegen. Entweder bleiben sie auf etwa 850 hPa und treiben wieder Richtung Süden oder sie steigen schnell auf und gelangen weit in den Norden.

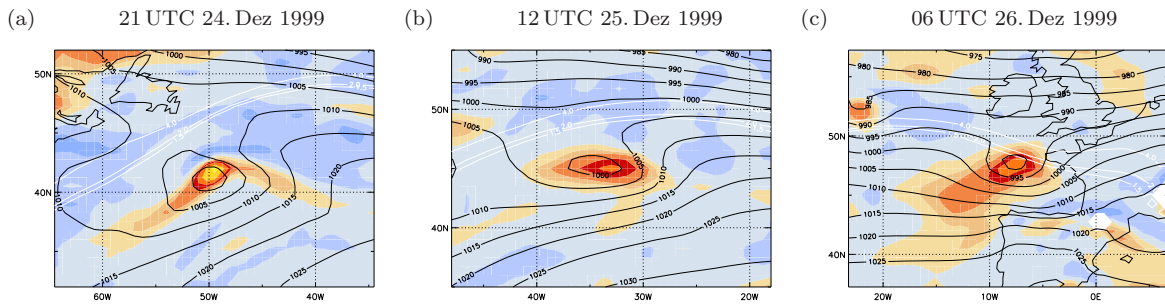
3.2 Fallbeispiele

Im folgenden Abschnitt wird die Entwicklung von drei Beispielen aus dem EPS von Lothar beschrieben. Es handelt sich um Modelllauf 12 (DRW A), Modelllauf 35 (DRW B) und Modelllauf 43 (DRW C). Diese drei Beispiele wurden ausgewählt, weil sie unterschiedliche Merkmale und Entwicklungen aufweisen. DRW A behält während der gesamten Betrachtungsperiode ihren DRW-Charakter, DRW B hingegen ist am 26. Dezember kaum noch erkennbar und DRW C entwickelt sich zu einer starken Zyklone.

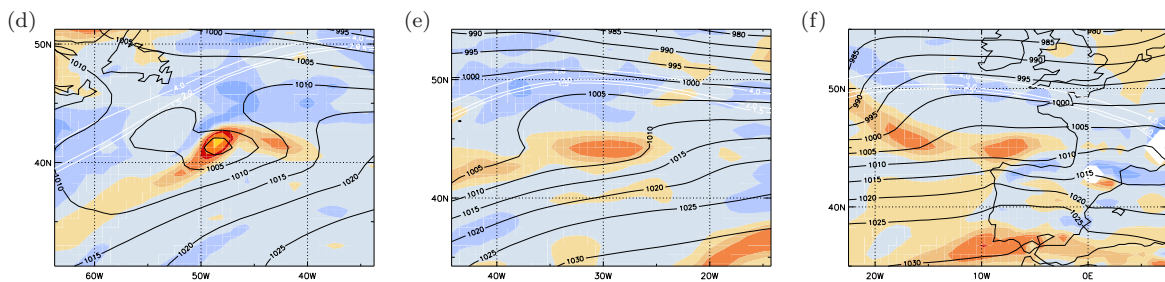
DRW A

Die DRW A erreicht um 21 UTC 24. Dezember ihre maximale Amplitude (siehe Abbildung 3.7 (a-c) und 3.6). Die maximale PV beträgt zu diesem Zeitpunkt 4.3 pvu und der Bodendruck beträgt 996 hPa. Nach dieser ersten Intensivierung nimmt die PV stark ab (bis auf 2.4 pvu) und der Druck steigt an. Ab 09 UTC 25. Dezember steigt die PV wieder, jedoch nicht so abrupt wie bei der ersten Intensivierung. Innerhalb von 24 Stunden steigt die maximale PV um 0.8 pvu an. Die relative Feuchte auf 700 hPa ist am Anfang sehr hoch und nimmt dann schnell ab, um 03 UTC 25. Dezember erreicht sie ein lokales Maximum (86%). Um 12 UTC 26. Dezember wird ein Bodendruckminimum von 985 hPa und ein PV-Maximum von 3 pvu

DRW A



DRW B



DRW C

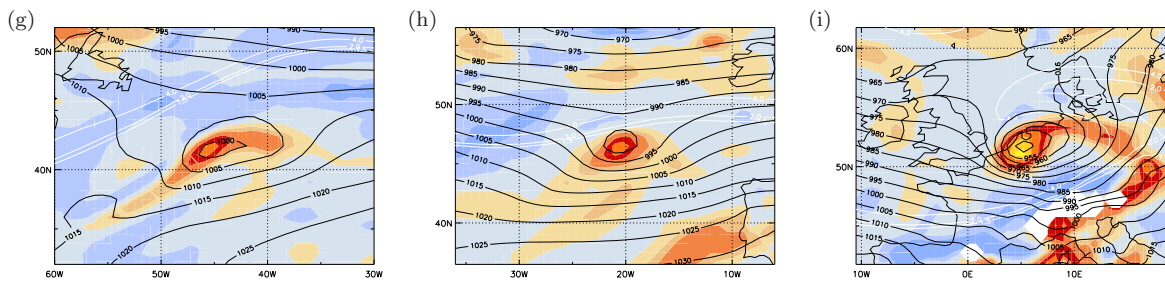


Abbildung 3.7: Dargestellt ist die PV auf 850 hPa (Farbkodierung siehe Abbildung 3.8), der reduzierte Bodendruck (schwarze Linien mit 5 hPa Abstand) und PV auf 250 hPa (weisse Linien, 1,5, 2, und 4 pvu). (a,d,g) um 21 UTC 24. Dezember, (b,e,h) um 12 UTC 25. Dezember und (c,f,i) um 06 UTC 26. Dezember. (a-c) zeigt DRW A (Modelllauf 12), (d-f) zeigt DRW B (Modelllauf 35) und (g-i) zeigt DRW C (Modelllauf 43).

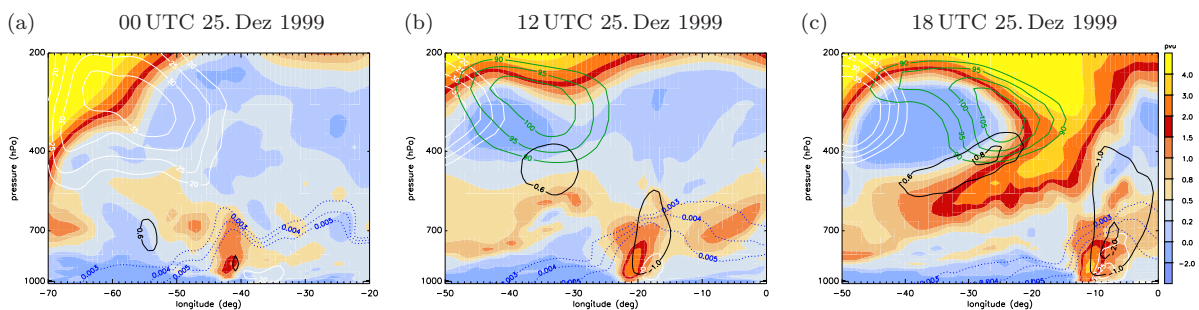


Abbildung 3.8: Vertikalschnitte von DRW C (Modelllauf 43) bei 42°N um 00 UTC 25. Dezember (a), bei 46.5°N um 12 UTC 25. Dezember (b) und bei 48°N um 18 UTC 25. Dezember (c). Abgebildet sind PV (farbige Konturen), spezifische Feuchte (blau, 3 bis 5 g/kg), Vertikalwind (schwarz, -1 und 0.6 Pa/s), zonaler Wind (grün, 90 bis 105 m/s) und meridionaler Wind (weiss, 20 bis 35 m/s).

vorhergesagt. Die DRW A bleibt während langer Zeit weit entfernt vom Tropopausenjet (600 bis 400 km). Auch zum Zeitpunkt 06 UTC befindet sie sich noch 100 km südlich von der Jetachse (siehe Abbildung 3.7 (c)).

DRW B

Die Intensivierung während der ersten neun Stunden ist auch bei DRW B sehr ausgeprägt (siehe Abbildung 3.7 (d-f) und 3.6). Im Unterschied zur DRW A findet später aber keine zweite Intensivierung statt. Um 12 UTC 25. Dezember weist DRW B eine kleine Amplitude (1.5 pvu) auf, die bis zum Ende nicht mehr grösser wird. Der Tropopausenjet verläuft während den zwei Tagen zonal und bleibt in mindestens 400 km Entfernung von DRW B. Um 12 UTC 26. Dezember beträgt der Bodendruck 1006 hPa und das PV-Maximum ist bis auf 1.2 pvu gesunken. Die relative Feuchte hat im Vergleich zu den anderen zwei Beispielen auch stark abgenommen (62 % auf 700 hPa).

DRW C

DRW C weist eine vergleichsweise schwache Anfangs-Intensivierung auf, sie erreicht nur die Hälfte der Amplituden von DRW A und B (siehe Abbildung 3.7 (g-i) und 3.6). Ab 03 UTC 25. Dezember startet die stärker ausgeprägte Intensivierung von DRW C. Ihr Maximum erreicht sie um 03 UTC am 26. Dezember mit einem Bodendruckminimum von 946 hPa. Um 12 UTC 25. Dezember nähert sich die PVA der Tropopause. Ab diesem Zeitpunkt entwickelt sich eine PV-Anomalie in Tropopausenhöhe. In Abbildung 3.7 (i) ist diese spiralförmige, sehr ausgeprägte PV-Anomalie angedeutet (weisse Linien).

DRW C zeigt einen ähnlichen Verlauf wie der "echte Lothar". DRW C ist sogar noch intensiver als Lothar. Lothar erreicht ein Bodendruckminimum von 960 hPa (DWD¹), DRW C hingegen erreicht 946 hPa. Auch die Zugbahnen der zwei Zyklonen unterscheiden sich. DRW C erreicht den Kontinent früher und zieht weiter nördlich als Lothar über Europa.

Die drei DRW-Beispiele befinden sich um 12 UTC 26. Dezember an sehr unterschiedlichen Orten: DRW A befindet sich etwas westlich von Paris, DRW B liegt vor Südwestfrankreich und DRW C zieht zu diesem Zeitpunkt über Norddeutschland. Es liegen also fast 1000 km zwischen DRW A und C und ungefähr 1500 km zwischen DRW B und C.

Der Verlauf der durchschnittlichen relativen Feuchte auf 700 hPa unterscheidet sich sehr zwischen den drei Beispielen (siehe Abbildung 3.6). Zwar weisen alle DRWs (insbesondere DRW A) um 12 UTC 24. Dezember eine hohe relative Feuchte auf (über 80 %), die relative Feuchte der DRW A und DRW B nimmt aber im Verlauf der Zeit ab, während sie bei DRW C ansteigt. Ab 12 UTC 25. Dezember weist DRW C eine relative Feuchte von fast 100 % auf.

In Abbildung 3.8 sind Vertikalschnitte von DRW C zu verschiedenen Zeitpunkten dargestellt. Um 00 UTC 25. Dezember ist die PVA noch relativ schwach verglichen mit DRW A und B. Auch der Aufwind in der Nähe der PVA ist noch nicht sehr ausgeprägt (schwarze Linie in Abbildung 3.8). Die spezifische Feuchte westlich der PVA beträgt mehr als 6 g/kg, bis auf 700 hPa Höhe beträgt sie immer noch 4 g/kg. In der Region stromabwärts der PVA erreicht die relative Feuchte 100 %. Im Westen der PVA ist die Anströmung aus dem Süden abgebildet (20 m/s Isotache in weiss). Es befindet sich eine ausgeprägte PV-Anomalie auf Tropopausenhöhe ungefähr 500 km weiter westlich. Diese Anomalie induziert ein starkes Windfeld, aufgezeichnet sind die Isolinien der meridionalen Komponente des Tropopausenjets. Es werden Geschwindigkeiten von mehr als 40 m/s erreicht.

Die DRW hat sich bis um 12 UTC 25. Dezember um 20° weiter nach Osten bewegt (siehe Abbildung 3.8 (b)). Die Amplitude der PVA hat zugenommen und der Aufwind in ihrer Nähe ist

¹Deutscher Wetterdienst

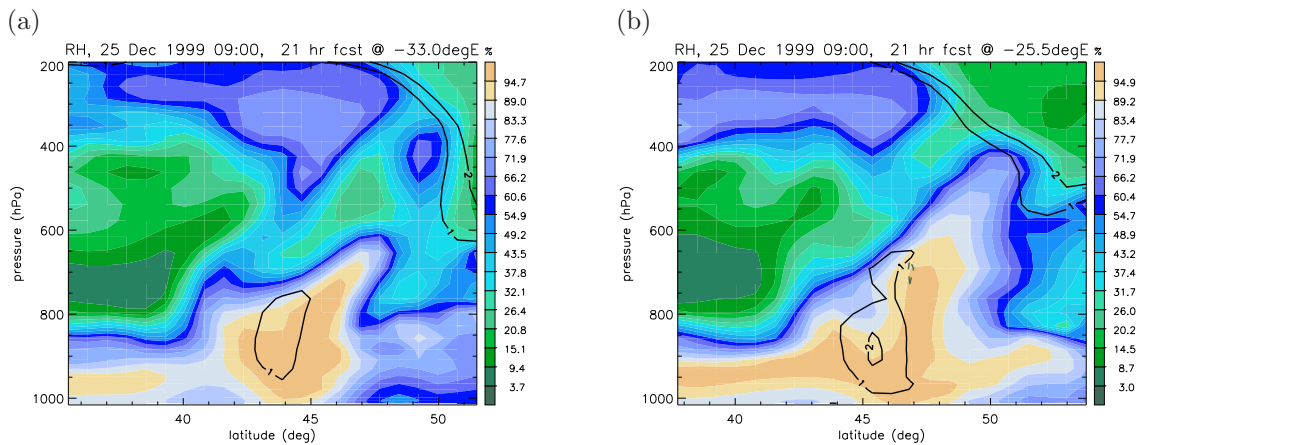


Abbildung 3.9: Vertikalschnitt durch eine diabatische Rossby Welle zum Zeitpunkt 09 UTC 25. Dezember, die sich (a) in eine schwachen Zyklone (Modelllauf 35) und (b) in eine starken Zyklone (Modelllauf 43) verwandelt. Dargestellt ist die relative Feuchte (farbige Konturen, %) und die positive PV Anomalie (schwarze Linie, 1 pvu).

stärker geworden. Das Maximum des zonalen Windes befindet sich nun näher an der PVA. Die absolute Feuchte hat zwar abgenommen, da sich die DRW nun 4.5° weiter nördlich befindet, ist die relative Feuchte jedoch immer noch sehr hoch. Die Tropopausenanomalie befindet sich immer noch an derselben Stelle (In Abbildung 3.8 (b) ist jedoch nur noch ein Teil des Tropopausenjets sichtbar). Es hat sich aber inzwischen eine neue PV-Anomalie in Tropopausenhöhe gebildet. Der Tropopausenjet weist eine sehr hohe Geschwindigkeit auf (mehr als 100 m/s in zonaler Richtung). Es ist bereits eine Einwirkung dieser Tropopausenanomalie in die Troposphäre erkennbar: auf etwa 500 hPa befindet sich ein Maximum des Abwindes (mehr als 0.6 Pa/s). Das bedeutet, dass Stratosphärenluft weiter nach unten in die Troposphäre dringt. Ab diesem Zeitpunkt findet eine explosive Entwicklung statt, innerhalb von sechs Stunden sinkt der Bodendruck um 16 hPa. Um 18 UTC 25. Dezember ist die Wechselwirkung zwischen PVA und Tropopausenanomalie klar erkennbar (siehe Abbildung 3.8 (c)). Die Tropopausenanomalie ist sehr ausgeprägt, stratosphärische Luft ist bis auf 700 hPa abgesunken und der Abwind stromaufwärts der Tropopausenanomalie ist immer noch ausgeprägt (über 0.9 Pa/s). Das Maximum der zonalen Komponente des Tropopausenjets befindet sich auf etwa 350 hPa und ist höher als 105 m/s.

Abbildung 3.8 zeigt eine ähnliche Struktur wie Abbildung 1.5. Es findet eine sogenannte “bottom-up”-Entwicklung statt: durch balancierte Zirkulation induziert die PVA eine PV-Anomalie in Tropopausenhöhe. DRW A und B zeigen diese Entwicklung nicht auf. DRW A befindet sich um 06 UTC 26. Dezember in einem ähnlichen Zustand wie DRW C 18 Stunden früher.

Moore and Montgomery [2005] vermuten, dass der vertikale Gradient der Feuchte bestimmend ist für das Überleben der DRW. Auf etwa 800 hPa Höhe befindet sich ein starker Feuchtegradient. Unterhalb dieses Gradienten beträgt die relative Feuchte mehr als 80 % und oberhalb sinkt der Feuchtegehalt auf weniger als 40 % ab. Wird an einem Gitterpunkt eine relative Feuchte von 80 % prognostiziert, ist es möglich, dass Kondensation stattfindet. Denn der Feuchtwert an einem Gitterpunkt gilt für ein Gebiet von etwa $4'000 \text{ km}^2$. An einigen Stellen in diesem Gebiet kann eine relative Feuchte von 100 % erreicht werden, auch wenn das Gebietsmittel nur 80 % beträgt. Durch die hohe relative Feuchte kann mehr Kondensation stattfinden und das kann zu erhöhter PV-Produktion führen. In Abbildung 3.9 ist das

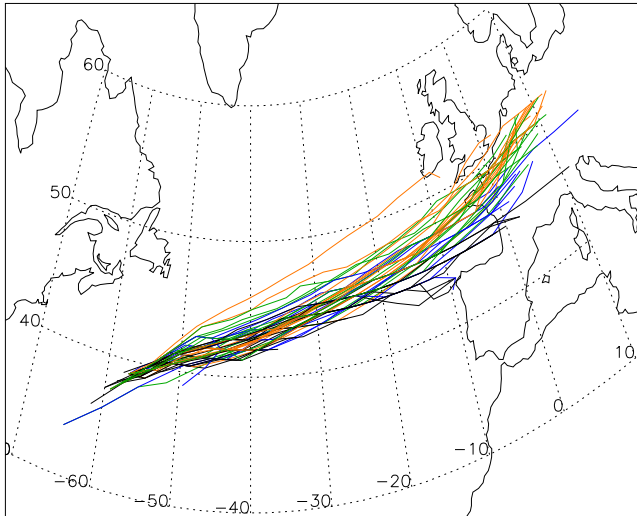


Abbildung 3.10: Zugbahnen der DRWs von den 50 Modellläufen des EPS von Lothar. Schwarze Linien bezeichnen DRWs deren Bodendruckminimum höher als 994 hPa bleibt. Blau sind DRWs deren Bodendruckminimum zwischen 994 und 980 hPa liegt, Grün sind DRWs deren Bodendruckminimum Werte zwischen 980 und 960 hPa erreicht und DRWs mit Bodendruckminimum unter 965 sind orange eingefärbt.

Profil der relativen Feuchte von DRW B und C aufgezeichnet. DRW C weist eine mächtigere “Feuchteschicht” und eine mächtigere PVA auf. DRW B hingegen weist eine weniger mächtige Feuchteschicht auf.

3.3 Vergleich der 50 Modellläufe des EPS von Lothar

3.3.1 Zeitverläufe wichtiger Parameter

In den Abbildungen 3.11 bis 3.25 sind die Zeitverläufe der Parameter aufgetragen, die im Kapitel 3.3 beschrieben wurden. Die Zyklonen der 50 verschiedenen Vorhersagen sind in vier Gruppen aufgeteilt, gemäss dem minimalen reduzierten Bodendruck, den sie erreichen. Auf den Bildern links sind jeweils alle 50 DRWs und auf den Bildern rechts sind die Mittelwerte der vier Druck-Klassen mit ihrer Standardabweichung aufgezeichnet. Die vier Druck-Klassen sind:

- **Druck-Klasse I (Schwarz):** DRWs, deren Bodendruck nie unter 994 hPa fällt,
- **Druck-Klasse II (Grün):** DRWs, deren tiefster erreichter Bodendruck zwischen 980 hPa und 994 hPa liegt,
- **Druck-Klasse III (Blau):** DRWs, deren tiefster erreichter Bodendruck zwischen 965 hPa und 980 hPa liegt,
- **Druck-Klasse IV (Orange):** DRWs, deren Bodendruck 965 hPa mindestens einmal unterschreitet.

Im Anhang A.1 sind die DRWs mit Minimaldruck, Maximal-PV und Lebensdauer aufgelistet. Die Einteilung in diese vier Druck-Klassen ist sinnvoll, weil sich um 12 UTC am 26. Dezember diese vier Druck-Klassen im Minimaldruck klar unterscheiden. Das heisst, die Mittelwerte der vier Druck-Klassen liegen mindestens eine Standardabweichung voneinander entfernt (siehe Abbildung 3.11 (b)). Im folgenden Abschnitt sind die Zeitverläufe verschiedener Parameter erst einzeln beschrieben und dann in Zusammenhang miteinander diskutiert.

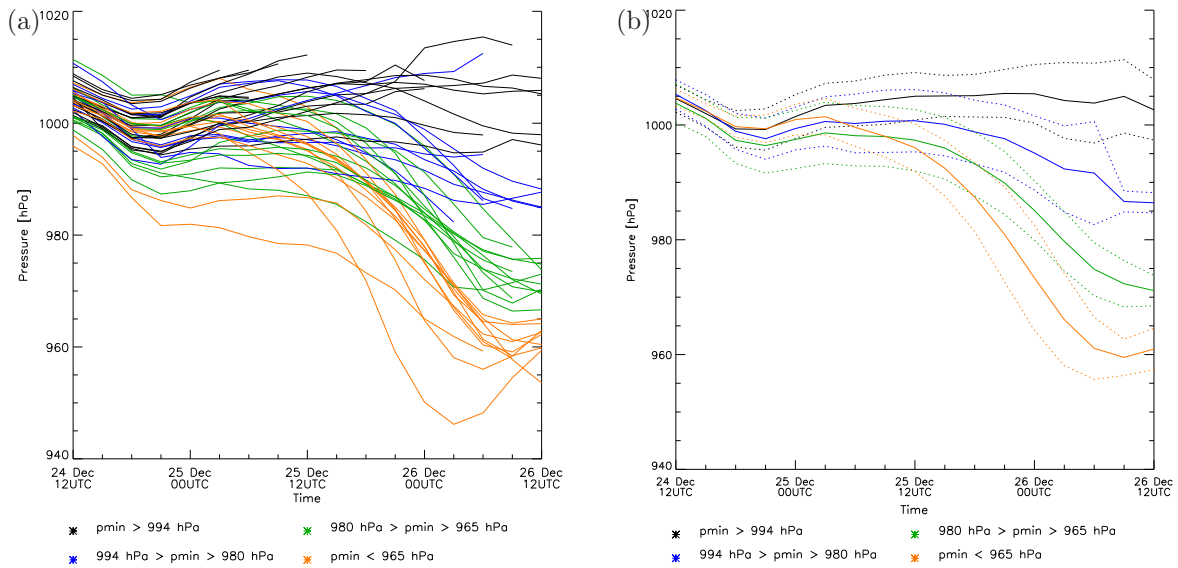


Abbildung 3.11: (a) Zeitverläufe des reduzierten Bodendrucks der 50 EPS-Modellläufe der Lotharvorhersage von 12 UTC 24. Dezember 1999 bis 12 UTC 26. Dezember 1999. Orange sind die Stürme deren Bodendruck unter 965 hPa fällt, bei den grünen liegt der tiefste Bodendruck zwischen 980 hPa und 965 hPa, bei den blauen zwischen 980 hPa und 995 hPa und bei den schwarzen über 994 hPa. In (b) sind die gemittelten minimalen Bodendruckwerte der vier DRW-Druck-Klassen aufgezeichnet. Die gestrichelten Linien liegen eine Standardabweichung entfernt vom Mittelwert.

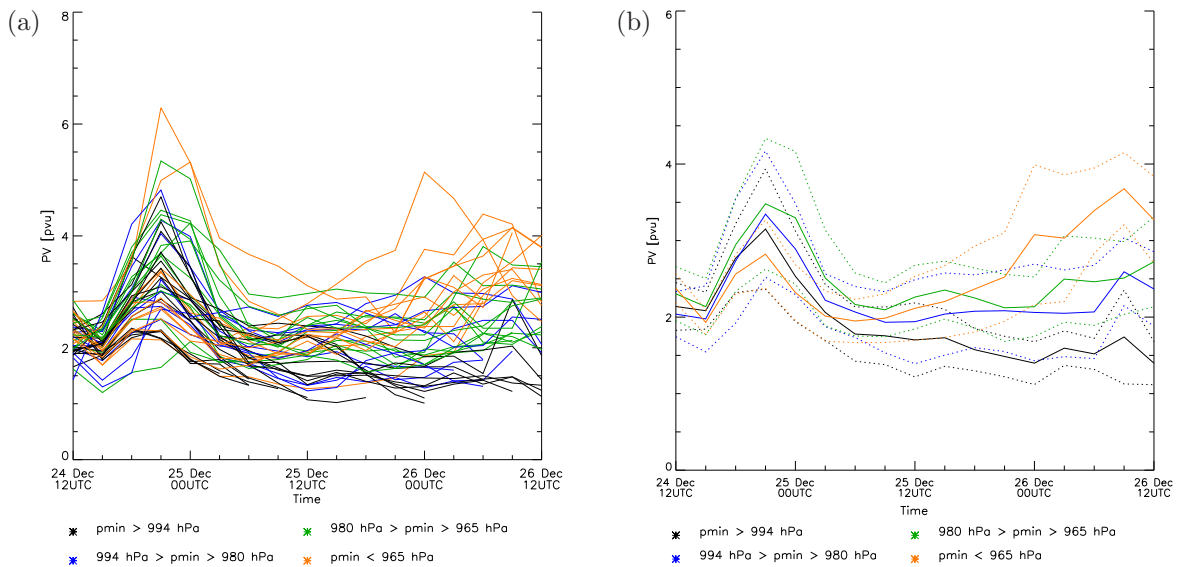


Abbildung 3.12: Wie Abbildung 3.11, jedoch für die maximale PV zwischen 950 und 725 hPa.

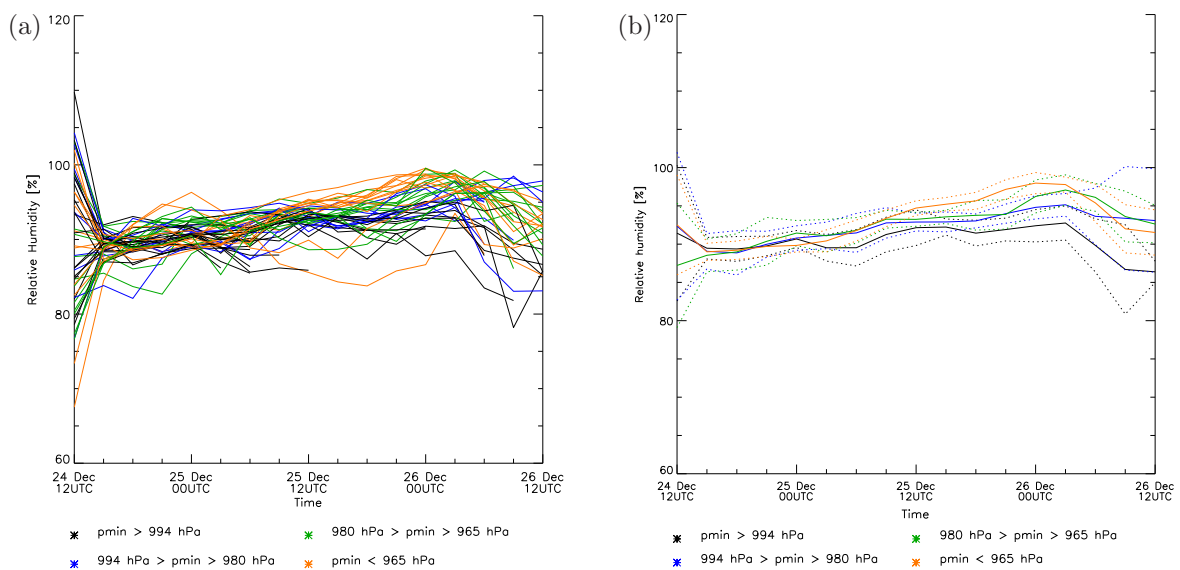


Abbildung 3.13: Wie Abbildung 3.11, jedoch für die mittlere relative Feuchte. Aufgezeichnet sind die Mittel in einem Kasten um die PVA (die Höhe reicht von 1000 bis 750 hPa).

Minimaler reduzierter Bodendruck (Abbildung 3.11)

Anhand des Verlaufs des Minimaldrucks lässt sich ein guter Überblick über die verschiedenen Entwicklungen der 50 DRWs gewinnen. Alle DRWs verlieren innerhalb der ersten sechs Stunden an Bodendruck. Während der darauffolgenden sechs Stunden nimmt der Bodendruck wieder zu. Die Kurven der verschiedenen Vorhersagen verlaufen während dieser Zeit fast synchron. Die Anfangsentwicklungen scheinen sich demnach nicht sehr voneinander zu unterscheiden. Es muss einen einheitlichen Prozess geben, der für die Intensivierung während der ersten paar Stunden verantwortlich ist. Erst ab 03 UTC am 25. Dezember kreuzen sich die Kurven und die Gesamtvariabilität des Bodendrucks nimmt stark zu. Es finden nun sehr unterschiedliche Entwicklungen statt. Einige DRWs entwickeln sich zu ausgewachsenen Stürmen und andere lösen sich auf. Abbildung 3.11 (b) zeigt, dass innerhalb der vier Sturmkategorien die Variabilität ziemlich konstant bleibt. Einige Zyklonen der Druck-Klasse I weisen nach etwa einem Tag eine PV unter 1 pvu auf und werden deshalb vom Programm nicht mehr erfasst.

Maximale PV in der unteren Troposphäre (Abbildung 3.12)

Der Verlauf der maximalen potentiellen Vorticity (PV) in der unteren Troposphäre (auf ca. 850 hPa Höhe) ist mit dem des minimalen Bodendrucks antikorreliert. Die Spitze (bzw. Senke beim Bodendruck), die während der ersten 12 Stunden erreicht wird, ist bei den PV-Werten ausgeprägter als bei den Druck-Werten. Auch hier verlaufen die Kurven anfangs sehr geordnet. Die PV der Stürme, die zum Anfangszeitpunkt eine schwache PV aufweisen, nimmt nur wenig zu. Die PV der Stürme mit etwas grösseren PV-Werten am Anfang nimmt überdurchschnittlich stark zu. Die Stürme der Druck-Klasse IV weisen bei diesem ersten PV-Anstieg eher tiefere PV-Werte auf, mit Ausnahme des “Modelllaufs 11” (siehe Abschnitt 3.3.3). Dagegen weisen die Stürme, deren PV zu Beginn stark zunimmt, am Ende eher tiefere PV-Werte auf. Die Amplitude der PVA zum Zeitpunkt 12 UTC 24. Dezember ist nicht entscheidend für die spätere Intensivierung. Die DRWs hingegen, die um 15 UTC 24. Dezember eine hohe Amplitude aufweisen, erfahren bis um 21 UTC die grösste Intensivierung (siehe Abbildung A.4 und A.5 im Anhang). Je intensiver die PVA ist, desto ein grösser ist das Windfeld, das sie auslöst und desto grösser wird die neue, östlich gelegene PVA.

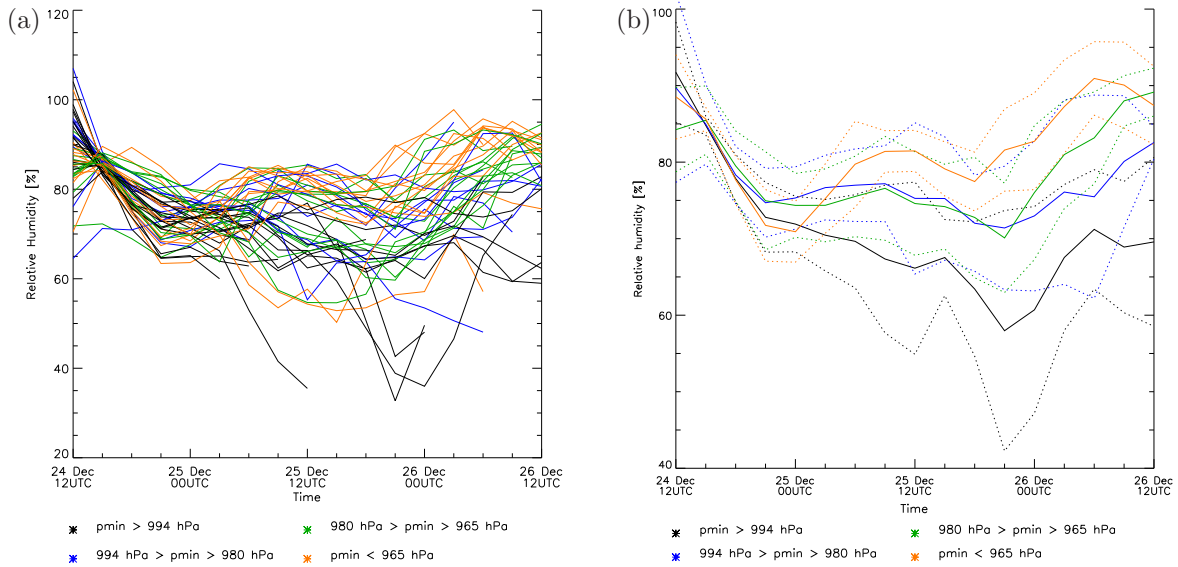


Abbildung 3.14: Wie Abbildung 3.11, jedoch für die mittlere relative Feuchte auf 700 hPa. Aufgezeichnet sind die Mittel über einem Gebiet nordöstlich der PVA auf 700 hPa Höhe.

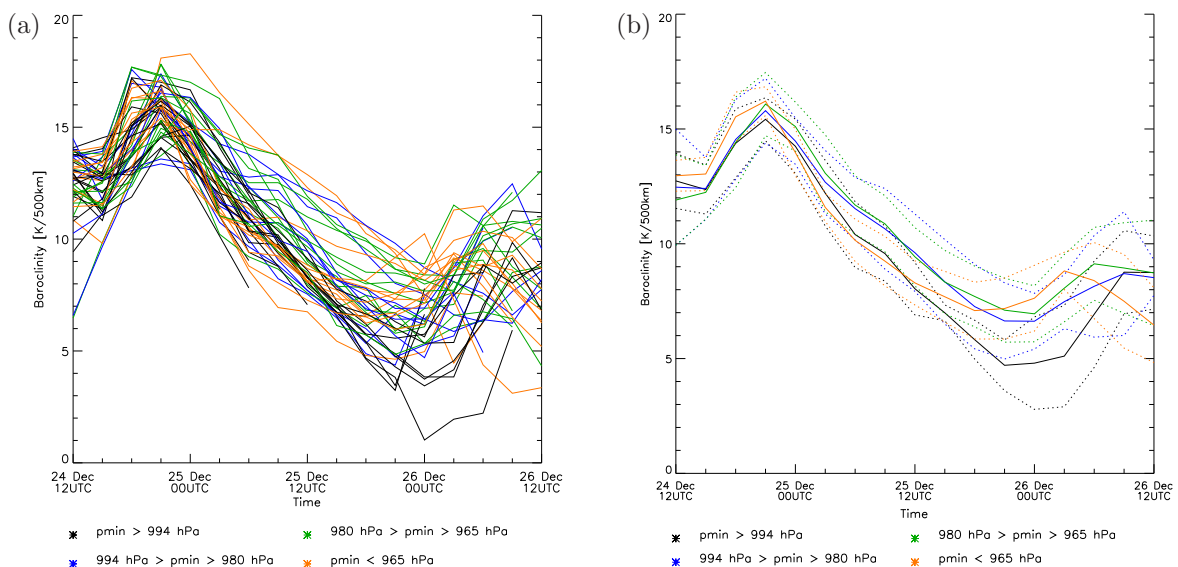


Abbildung 3.15: Wie Abbildung 3.11, jedoch für die Baroklinität in der Umgebung der PVA. Als Mass für die Baroklinität gilt der horizontale Temperaturunterschied innerhalb 500 km.

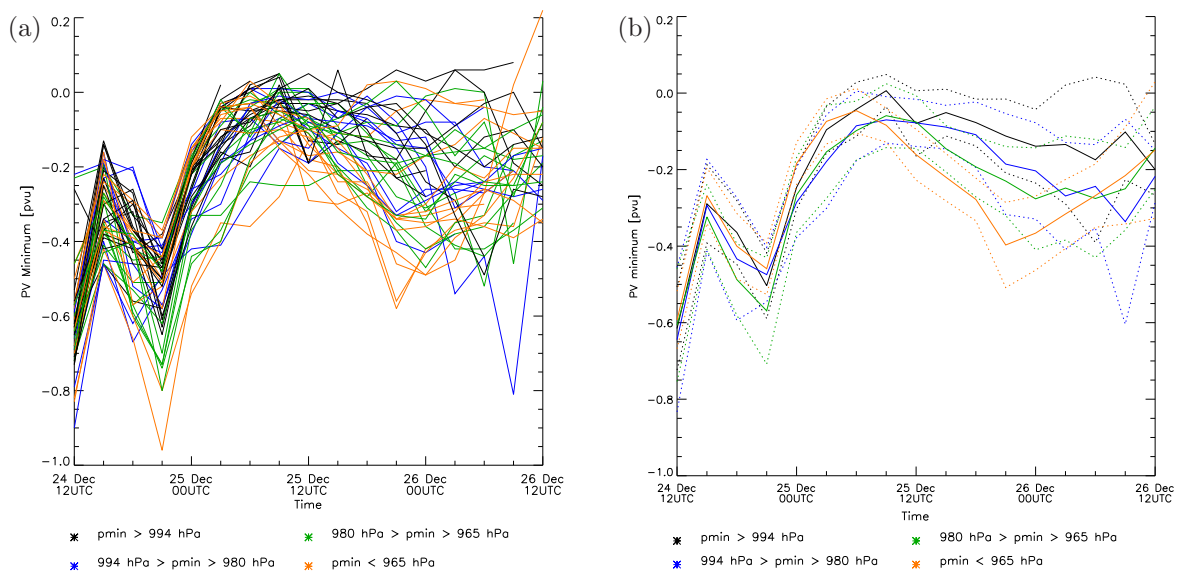


Abbildung 3.16: Wie Abbildung 3.11, jedoch für das PV-Minimum, das sich zwischen 650 und 400 hPa befindet.

Mittlere relative Feuchte (Abbildung 3.13 und 3.14)

Die mittlere relative Feuchte in der unteren Troposphäre bleibt während der ersten zwei Tage in etwa konstant bei etwa 90 % (siehe Abbildung 3.13). Am dritten Tag steigt sie erst etwas an und bei einigen Vorhersagen der Druck-Klasse I nimmt sie dann wieder ab. Die grosse Streuung der relativen Feuchte zu Beginn (12 UTC 24. Dezember) ist auf die Störung der Anfangsbedingung des EPS zurückzuführen (siehe Kapitel 2.1).

Aussagekräftiger ist die mittlere relative Feuchte auf 700 hPa (siehe Abbildung 3.14), die ein Mass für die Mächtigkeit der feuchten Schicht ist. Sie ist bei allen Modellläufen aussergewöhnlich hoch. Während der ersten neun Stunden beträgt die relative Feuchte bei allen vier Druck-Klassen zwischen 60 und 80 %. Die Mächtigkeit der feuchten Schicht ist ab 09 UTC 25. Dezember bei den "starken" Stürmen ausgeprägter als bei den schwachen. Bereits ab 00 UTC am 25. Dezember steigt die mittlere relative Feuchte auf 700 hPa bei den DRWs der Druck-Klasse IV. Drei Stunden später ist das Feuchte-Mittel der Druck-Klasse IV um eine Standardabweichung grösser als das der Druck-Klasse I. Gegen Ende der Betrachtungsperiode nimmt die Streuung der mittleren Feuchtwerte sehr stark zu.

Baroklinität (Abbildung 3.15)

Anfangs beträgt der horizontale Temperaturunterschied innerhalb 500 km etwa 13 K. Die Baroklinität steigt in den ersten 12 Stunden noch etwas an, sinkt dann jedoch auf etwa 6 K/500 km. Während der letzten 12 Stunden ist nochmals eine Spitze zu beobachten. Die Mittelwertskurven der Sturm-kategorien liegen sehr nah beieinander. Die Variabilität in der Baroklinität ist sehr niedrig zwischen den verschiedenen Läufen, was darauf hinweist, dass dieser Umgebungsparameter relativ wenig Einfluss auf die Intensivierung der DRWs hat.

Minimale PV in der mittleren Troposphäre (Abbildung 3.16)

Der Verlauf des PV-Minimums in der mittleren Troposphäre ist antikorreliert mit der maximalen PV in der unteren Troposphäre. Innerhalb der ersten sechs Stunden beträgt das PV-Minimum zwischen -1 und -0.4 pvu. Ab 12 UTC am 25. Dezember ist auch beim PV-Minimum eine Aufteilung der Stürme in die vier Druck-Klassen erkennbar. Es scheint ein Dipol von positiver und negativer PV zu existieren, so wie ihn *Moore and Montgomery* [2005]

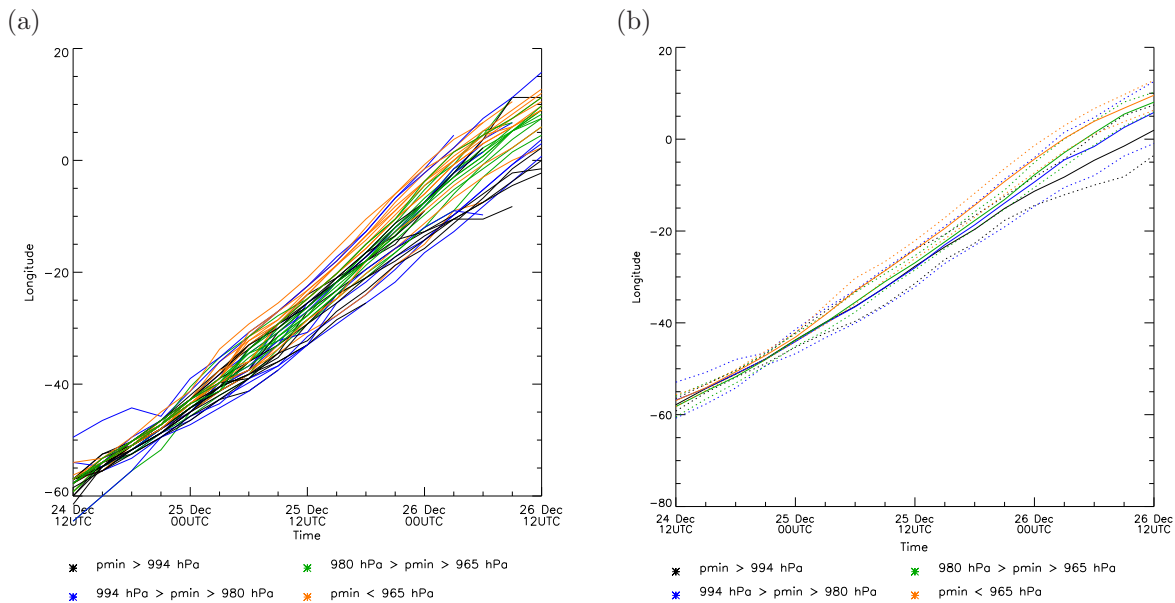


Abbildung 3.17: Wie Abbildung 3.11, jedoch für die Position der PVA (in Längengraden).

beschreiben.

Geografische Lage (Abbildung 3.17 und 3.18)

Tendenziell wandern die DRWs der Druck-Klasse IV schneller nach Osten als die DRWs der Druck-Klasse I (der mittlere Längengrad der Druck-Klasse I ist am Ende eine Standardabweichung vom mittleren Längengrad der Druck-Klasse IV nach Westen verschoben). Der Unterschied in den Breitengraden ist jedoch viel stärker ausgeprägt. Nach einem Tag spalten sich die DRWs auf: die starken Zyklone befinden sich weiter nördlich als die schwachen Zyklone. Um 12 UTC 26. Dezember befinden sich alle starken Stürme nördlich von 48°N . In Abbildung 3.10 sind die Zugbahnen der verschiedenen DRWs aufgezeichnet. Viele Zyklone der Druck-Klasse IV erreichen gegen 12 UTC 26. Dezember Norddeutschland oder Nordfrankreich. Die Zyklone der Druck-Klasse I und II hingegen enden einige 100 km weiter südlich. Einige DRWs der Druck-Klasse I erreichen nicht einmal den Kontinent und lösen sich bereits im Atlantik auf.

Distanz zur Tropopause (Abbildung 3.19)

Im Verlauf der Zeit nähern sich die DRWs immer mehr der Jetposition. Anfangs befindet sich der Tropopausenjet in etwa 600 km Entfernung zu allen DRWs. Innerhalb eines Tages sind jedoch zwei unterschiedliche Gruppen von Stürmen erkennbar. Gruppe 1 nähert sich dem Jet an, während Gruppe 2 anfangs noch die Distanz behält. Der Druck der Stürme in der Gruppe 1 fällt unter 980 hPa. Alle starken Stürme (Druck-Klasse III und IV) sind um 09 UTC des 26. Dezember in unmittelbarer Nähe des Tropopausenjets.

Die Distanz zur Tropopause scheint eine entscheidende Rolle für die Intensivierung der Stürme zu spielen. Sowohl bei diesem Parameter als auch bei den geografischen Positionen ist um 12 UTC am 25. Dezember eine Auftrennung in die vier Druck-Klassen klar erkennbar. Es stellen sich zwei Fragen: Zum einen ob die Stürme nach Norden ziehen, sich dadurch dem Tropopausenjet nähern und stärker werden. Zum anderen ob sich der Jet weiter südlich befindet, sich dadurch die Distanz zu den DRWs verringert und eine Intensivierung ausgelöst wird.

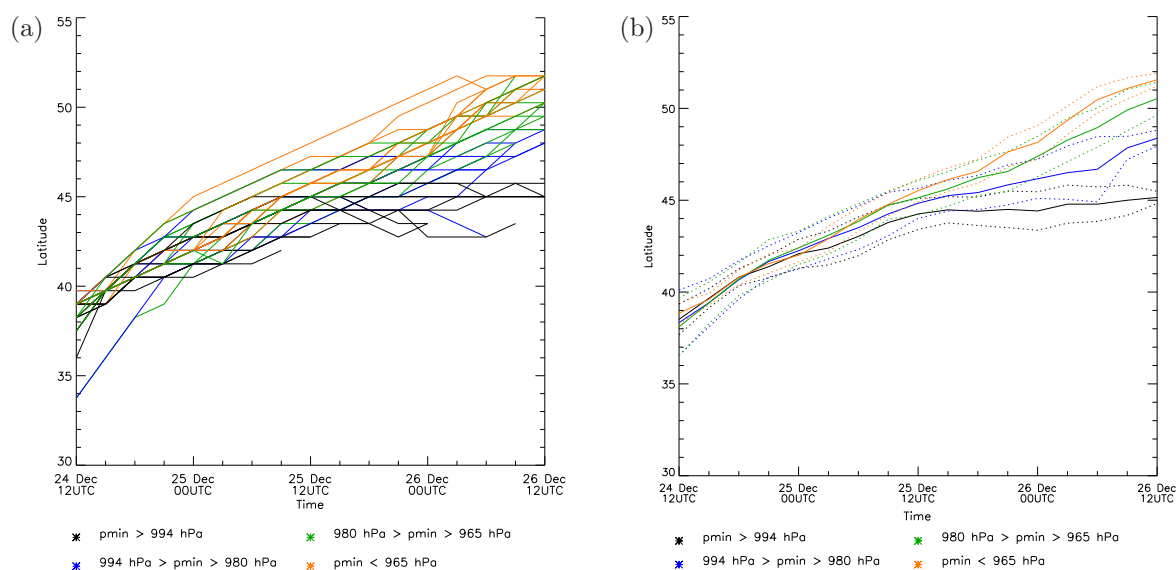


Abbildung 3.18: Wie Abbildung 3.11, jedoch für die Position des Sturms (in Breitengraden).

Jetgeschwindigkeit (Abbildung 3.20)

Die Jetgeschwindigkeit in der Nähe der PVA ist anfangs sehr hoch, höher als 100 m/s. Eine Geschwindigkeitsspitze wird um 15 UTC am 24. Dezember (ca. 120 m/s) und eine zweite um 15 UTC 25. Dezember (ca. 100 m/s) erreicht. Ab 00 UTC 26. Dezember nimmt die Jetgeschwindigkeit stark ab. Dies hängt damit zusammen, dass über dem Atlantik die Jetgeschwindigkeit höher ist als über Europa, wo sich der Sturm gegen Ende befindet.

Niederschlag (Abbildung 3.21)

Der Niederschlagsverlauf der einzelnen Stürme sieht sehr ähnlich aus wie der zeitliche Verlauf der PV. Es fällt während der ersten sechs Stunden relativ viel Niederschlag (ca. 5 mm/3h). Dann folgt eine Periode, in der sehr wenig Niederschlag (0-2 mm/3h) fällt. Zu dieser Zeit ist auch die Amplitude der PVA klein. Ab 21 UTC am 25. Dezember nimmt der Niederschlag wieder stark zu. Das zweite Maximum im Niederschlagsverlauf trifft ein paar Stunden früher als das PV-Maximum ein und ist ausgeprägter. Die ähnliche Entwicklung der beiden Parameter unterstützt die These, dass die PVA durch Kondensationsprozesse gebildet wird. Der Niederschlag ist jeweils über die vergangenen drei Stunden aufsummiert. Das bedeutet, dass die Niederschlagswerte zu einem Zeitpunkt auf der Abbildung 3.21 jeweils für die frühere Periode ausschlaggebend sind. Es macht durchaus Sinn, dass zuerst im Niederschlag ein Anstieg sichtbar ist und dann kurz darauf in der maximalen PV.

PV-Produktionsrate (Abbildung 3.22)

Wie der zeitliche Verlauf des Niederschlags, sieht auch der Verlauf der mittleren PV-Produktionsrate sehr ähnlich aus wie der Verlauf der maximalen PV in der unteren Troposphäre (siehe Abbildung 3.12). Das bedeutet, dass ein grosser Teil der PV immer wieder neu generiert wird. Die maximale PV-Produktionsrate wird um 21 UTC 24. Dezember erreicht (durchschnittlich 15 pvu/h). Zur selben Zeit ist auch die PVA-Amplitude am grössten. Das zweite lokale Maximum wird zwischen 00 UTC 26. Dezember und 03 UTC erreicht. Ab 03 UTC am 26. Dezember nimmt die PV-Produktionsrate also wieder ab, etwa sechs Stunden später ist bei den PV-Werten auch eine Abnahme feststellbar.

Diabatische Heizrate (Abbildung 3.23)

In den ersten neun Stunden nimmt die diabatische Heizrate stark zu. Es werden Spitzenwerte

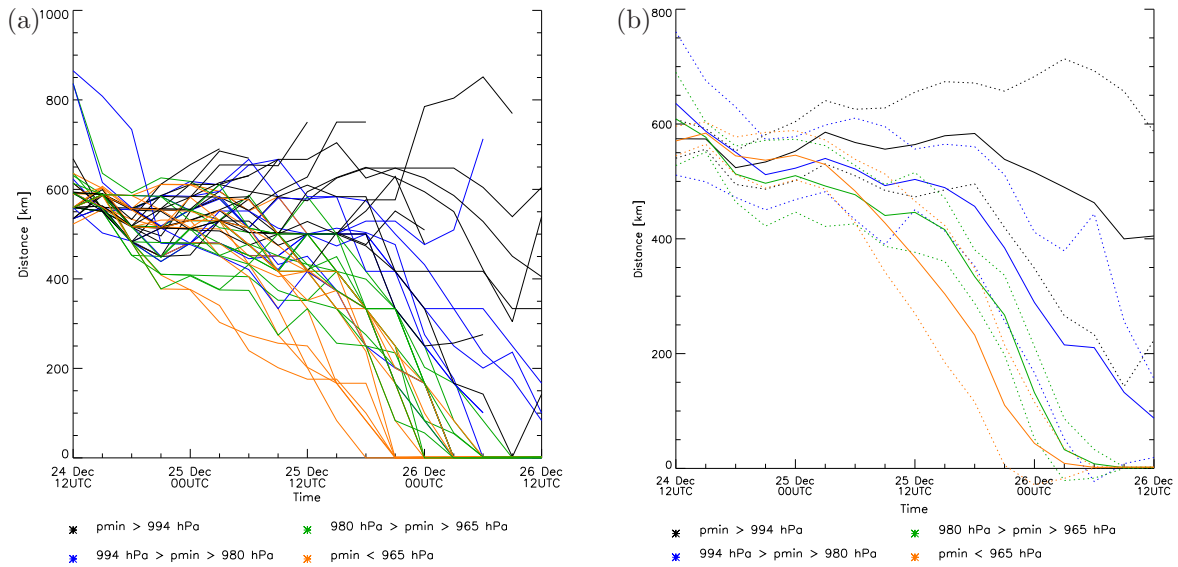


Abbildung 3.19: Wie Abbildung 3.11, jedoch für die Distanz der PVA zur Tropopause. Angegeben ist die horizontale Distanz in km bis zu dem Ort wo die PV auf 250 hPa Höhe 2 pvu erreicht. Dies ist in etwa die selbe Distanz wie zum Tropopausenjet.

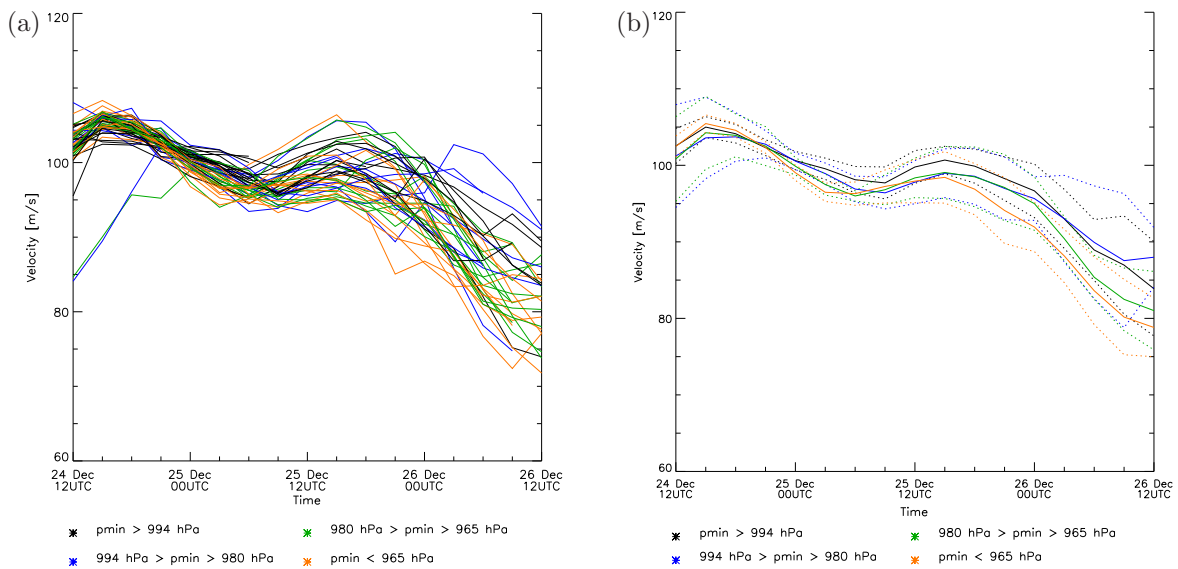


Abbildung 3.20: Wie Abbildung 3.11, jedoch für die maximale Windgeschwindigkeit auf 250 hPa in der Umgebung der PVA.

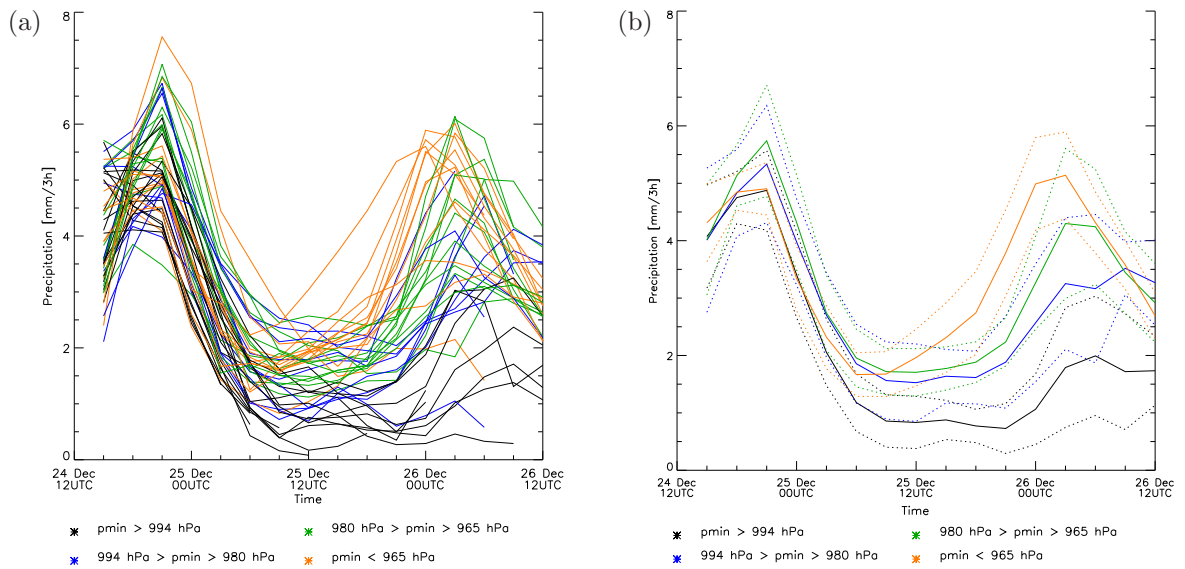


Abbildung 3.21: Wie Abbildung 3.11, jedoch für den mittleren konvektiven und grossskaligen Niederschlag in der Nähe der PVA.

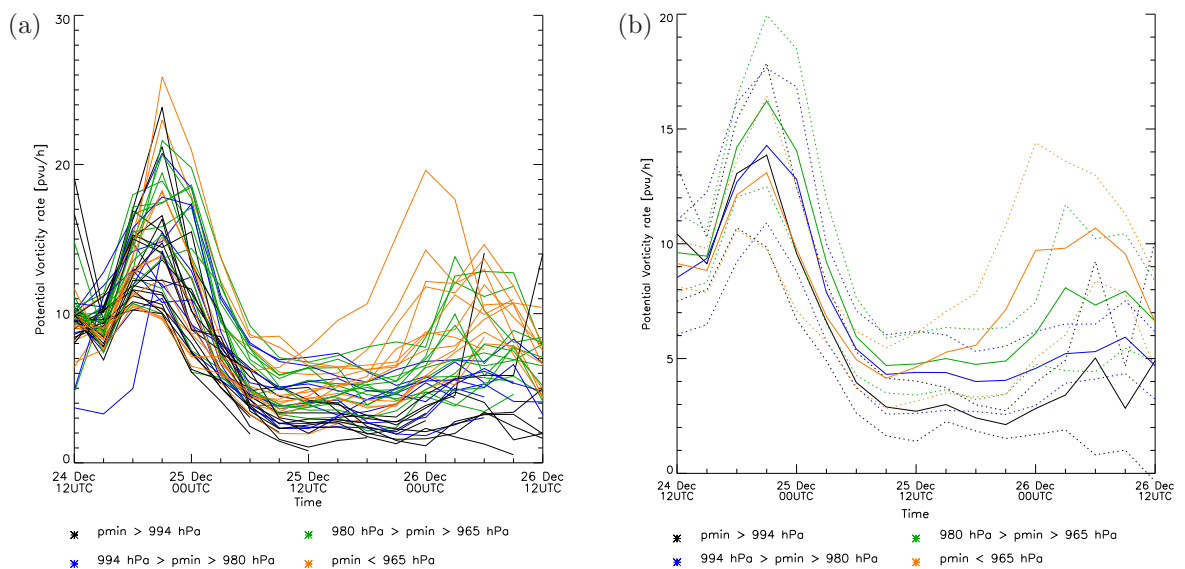


Abbildung 3.22: Wie Abbildung 3.11, jedoch für die mittlere PV-Produktionsrate in der Nähe der PVA.

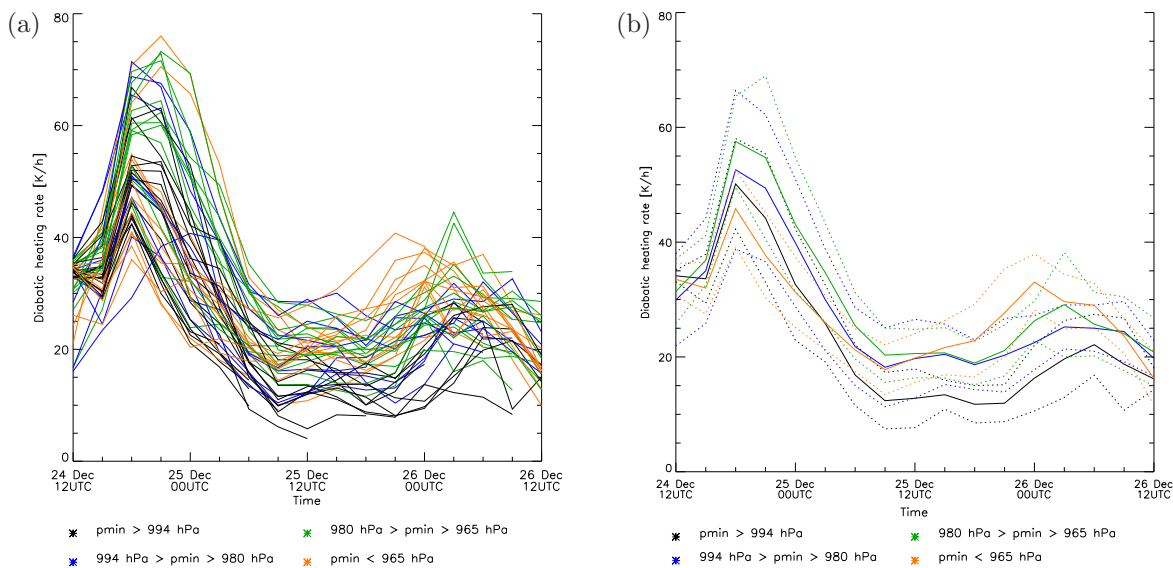


Abbildung 3.23: Wie Abbildung 3.11 jedoch für den mittlere diabatische Heizrate in der Nähe der PVA.

von über 70 K/h erreicht. Dann sinkt die diabatische Heizrate bis um 09 UTC 25. Dezember und pendelt sich zwischen 10 und 30 K/h ein. Die PVAs der Druck-Klasse IV weisen ab diesem Zeitpunkt eine leicht höhere diabatische Heizrate auf als die anderen. Um 00 UTC 26. Dezember wird noch ein kleines lokales Maximum erreicht, die Werte steigen aber kaum noch über 40 K/h. Vor allem für die erste Intensivierung der PVAs (um 21 UTC 24. Dezember) sind diabatische Prozesse ausschlaggebend. Bei der zweiten Intensivierung wird verglichen mit der ersten Intensivierung viel weniger PV durch diabatisches Heizen produziert. Der Vergleich von Abbildung 3.21, 3.22 und 3.23 zeigt, dass der Niederschlag, die diabatische Heizrate und die PV-Produktionsrate eng verknüpft sind (siehe Formel 1.2).

Sensibler Wärmefluss (Abbildung 3.24)

Der sensible Wärmefluss (an der Oberfläche) beträgt anfangs der Zeitreihe durchschnittlich -50 W/m^2 (negative Werte bedeuten, dass der sensible Wärmefluss nach oben gerichtet ist). Verglichen mit dem klimatologischen Mittel ist dies ein relativ hoher Fluss. Für die Startregion der DRWs wird während der Wintermonate ein sensibler Wärmefluss von ungefähr -20 W/m^2 erwartet [Källberg *et al.*, 2005]. Je weiter die DRWs nach Nordosten ziehen, desto kleiner wird der sensible Wärmefluss. Über Europa beträgt der sensible Wärmefluss ungefähr 40 W/m^2 (klimatologisch wird im Winter 20 W/m^2 erwartet). Die DRWs der Druck-Klasse IV zeigen um 09 UTC am 26. Dezember einen sensiblen Wärmefluss von durchschnittlich 60 W/m^2 . Der sensible Wärmefluss zeigt einen Tagesgang auf. Während der Nacht sind die aufwärtsgerichteten Flüsse relativ zu den Tageswerten etwas höher. Bei den DRWs der Druck-Klasse IV ist zwischen 03 und 06 UTC 26. Dezember eine rapide Erhöhung des sensiblen Wärmeflusses feststellbar. Die sensiblen Wärmeflüsse der vier Druck-Klassen unterscheiden sich nicht sehr voneinander.

Latenter Wärmefluss (Abbildung 3.25)

Am Anfang (12 UTC 24. Dezember) der Zeitreihe ist der latente Wärmefluss sehr hoch, er beträgt durchschnittlich -170 W/m^2 , das entspricht jedoch den klimatologischen Erwartungswerten [Källberg *et al.*, 2005]. Der aufwärtsgerichtete latente Wärmefluss nimmt nach 12 Stunden (00 UTC 25. Dezember) stark ab. Ab 18 UTC 25. Dezember findet eine Aufteilung

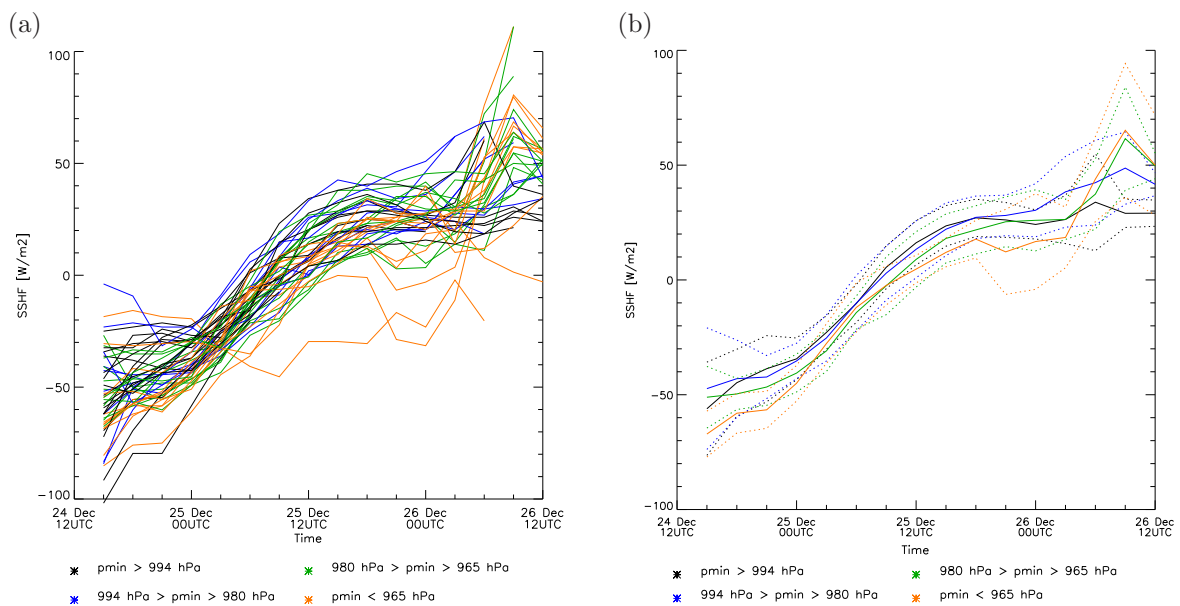


Abbildung 3.24: Wie Abbildung 3.11, jedoch für den mittleren sensiblen Wärmefluss in der Nähe der PVA.

in die vier Druck-Klassen statt. Die Druck-Klasse IV zeigt einen deutlich höheren latenten Wärmefluss auf, als die schwachen DRWs der Druck-Klasse I. Anders als bei den anderen Parametern zeigt der latente Wärmefluss bereits während der ersten 12 Stunden eine Aufteilung in die vier Druck-Klassen auf (Druck-Klasse IV zeigt einen höheren latenten Wärmefluss auf als die anderen Druck-Klassen).

3.3.2 Interpretation der Zeitverläufe

Im folgenden Abschnitt wird näher auf den Zusammenhang der oben besprochenen Zeitverläufe eingegangen und versucht einen Überblick über den gesamten Verlauf der verschiedenen DRWs zu geben. Es wurde bereits erwähnt, dass Lothar verschiedene Entwicklungsphasen durchläuft. *Wernli et al.* [2002] teilen die Entwicklung von Lothar in drei Phasen auf: die Entstehungsphase, die Intensivierungsphase und die Zerfallsphase. Hier werden andere Phasen definiert, die besser zur Fragestellung dieser Arbeit passen:

- Anfangsintensivierung 12 UTC bis 21 UTC 24. Dezember
- Überlebensphase 21 UTC 24. bis 12 UTC 25. Dezember
- Endintensivierung 12 UTC 25. bis 12 UTC 26. Dezember

Die dritte Phase ist nur bei den starken Stürmen (Druck-Klasse III und IV) vorhanden.

Anfangsintensivierung

In der ersten Phase sehen die Zeitverläufe der DRW sehr ähnlich aus. Der minimale Bodendruck der DRW nimmt ab und die PVA verstärkt sich. Ein Grund für diese Intensivierung könnte sein, dass die DRW in ein Gebiet mit erhöhter Baroklinität gerät. Die Temperaturdifferenz innerhalb von 500 km beträgt fast 20 K. Durch die verstärkte Baroklinität sind die Isentropen steiler und die warme feuchte Luft aus dem Süden steigt schneller auf. Die diabatische Heizrate steigt, es fällt mehr Niederschlag, was zu erhöhter PV-Produktion führt. Die

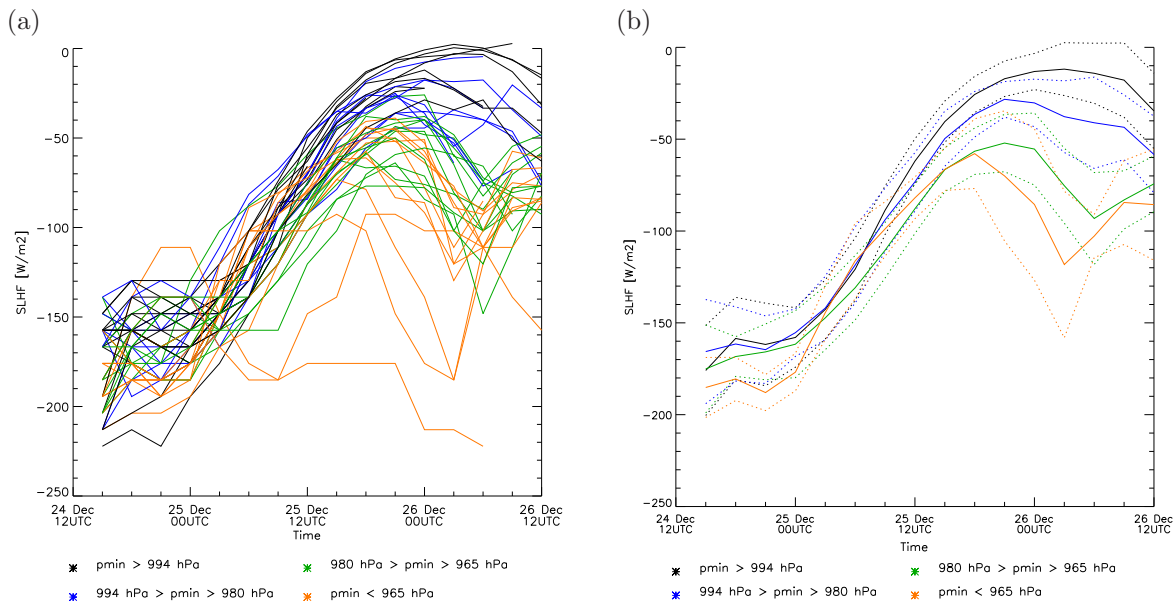


Abbildung 3.25: Wie Abbildung 3.11 jedoch für den mittleren latenten Wärmefluss in der Nähe der PVA.

Erhöhung der PV-Werte treibt den ganzen Prozess weiter an. Innerhalb von sechs Stunden ist die maximale Baroklinität erreicht und kurz darauf auch ein lokales Maximum der PVA und ein lokales Minimum im reduzierten Bodendruck. Auch die negative PV-Anomalie in der mittleren Troposphäre ist während der ersten Phase besonders ausgeprägt. In dieser ersten Phase können alle Prozesse, die für eine diabatische Rossby Welle typisch sind, anhand der verschiedenen Parameter nachvollzogen werden.

Die mittlere relative Feuchte in der unteren Troposphäre beträgt mehr als 80%. Das bedeutet, dass Kondensation stattfinden kann. Der Tropopausenjet befindet sich während der ersten Phase mehr als 400 km weiter nördlich und es befindet sich noch keine PV-Anomalie in der Tropopausen-Region. Während dieser ersten Phase ist der latente Wärmefluss der Druck-Klasse IV höher als der der anderen Druck-Klassen.

Überlebensphase

In der nächsten Phase (ab 21 UTC 24. Dezember) werden die DRWs schwächer. Einige PVAs lösen sich ganz auf. „Auflösen“ bedeutet in diesem Zusammenhang, dass das PV-Maximum auf 850 hPa unter 1 pvu fällt. Während der Überlebensphase ist die maximale Geschwindigkeit des Tropopausenjets in der weiteren Umgebung der PVA geringer als während der anderen Phasen. Das ist wahrscheinlich auf die verminderte Baroklinität zurückzuführen. Dies könnte ausserdem die Ursache für die Abnahme der PVA-Intensität sein.

Gegen Ende der Überlebensphase scheint sich zu entscheiden, welche PVAs in die nächste Phase eintreten und eine starke Intensivierung erfahren und welche PVAs bis zum Schluss schwach bleiben. Es muss in dieser Phase nach einem Prozess gesucht werden, der für diese Aufteilung verantwortlich ist. Auffällig ist, dass gegen Ende der Überlebensphase die Stürme der Druck-Klasse IV sich schnell dem Tropopausenjet nähern. Als einer der ersten Parameter zeigt die Distanz zur Tropopause eine Aufteilung in die vier Druck-Klassen. Die relative Lage der PVA zum Tropopausenjet zum Zeitpunkt 12 UTC 25. Dezember scheint ein wichtiges Kriterium für die resultierende Sturmstärke darzustellen (siehe Abbildung 3.19).

Auch die mittlere relative Feuchtigkeit auf 700 hPa zeigt früh (vor 12 UTC 25. Dezember) eine Aufspaltung in die vier Druck-Klassen auf. Druck-Klasse IV liegt ab 03 UTC 25. Dezember

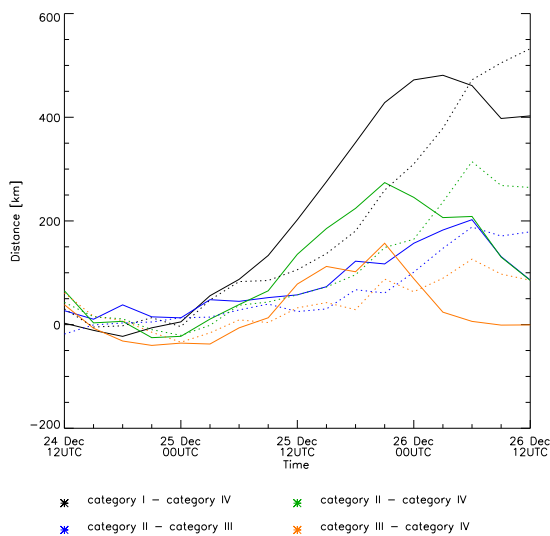


Abbildung 3.26: Unterschiede der geografischen Lage und der Distanz zum Tropopausenjet in den vier Druck-Klassen. Die durchgezogene Linie zeigt den Abstand zwischen der mittleren Entfernung des Tropopausenjets der Druck-Klasse X zur mittleren Entfernung des Tropopausenjets zur Druck-Klasse Y. Die gestrichelten Linien zeigen die Distanz der mittleren Position (Breitengrade, in km umgerechnet) der Druck-Klasse X zur Druck-Klasse Y. Wenn beide Kurven übereinanderliegen, befindet sich der Tropopausenjet bei beiden Druck-Klassen an derselben Position.

eine Standardabweichung über dem Mittelwert der Druck-Klasse I. Das weist darauf hin, dass die Mächtigkeit der Feuchteschicht gross ist. Dies könnte ein Grund dafür sein, dass die DRWs der Druck-Klasse IV eine Norddrift erhalten, damit in die Nähe des Tropopausenjets geraten und sich intensivieren. Es könnte sein, dass die Feuchteschicht deshalb bei den stärkeren Zyklonen grösser ist, weil der latente Wärmefluss zu einem früheren Zeitpunkt (zwischen 12 UTC 24. Dezember bis 00 UTC 25. Dezember) grösser war.

Endintensivierung

In der dritten Phase nimmt der reduzierte Bodendruck einiger Stürme rapide ab (siehe Abbildung 3.11). Es fällt mehr Niederschlag und kurz darauf steigt die maximale PV. Vergleicht man den Druck- und den PV-Verlauf, so fällt auf, dass die Maxima der PV-Werte in der ersten Phase intensiver sind als in der letzten Phase, wobei es sich bei den Druckminima umgekehrt verhält. Es scheinen also andere Prozesse bei den zwei Intensivierungsphasen wichtig zu sein. Der Zusammenhang von PV und reduziertem Bodendruck wird im Abschnitt 3.3.4 noch genauer besprochen.

In der Endintensivierungsphase können die vier Druck-Klassen in fast allen Zeitverläufen unterschieden werden. Besonders ausgeprägt ist die Aufspaltung im Zeitverlauf der Distanz zur Tropopause. Je näher die diabatische Rossby Welle an den Tropopausenjet kommt, desto stärker wird der Sturm. Ab 21 UTC 25. Dezember fängt die Wechselwirkung zwischen der PVA und der PV Anomalie bei der Tropopause an. Bei den DRWs der Druck-Klasse IV ist zu beobachten, wie die Interaktion mit der Tropopause zu explosivem Wachstum führt, wie sie bei *Wernli et al.* [2002] beschrieben ist.

Die geografische Lage des Sturms ist deshalb entscheidend, weil sich die Stürme, die weit nach Norden wandern, dem Tropopausenjet genügend nähern, um sich durch die Wechselwirkung mit ihm zu verstärken. Alle starken Stürme befinden sich am 26. Dezember um 9 UTC nördlich des 48. Breitengrades. Der Längengrad scheint keinen grossen Einfluss auf die Stürme zu haben (siehe Abbildung 3.17). Lange Zeit befinden sich die Stürme auf ähnlichen Längengraden und erst gegen Ende sind grössere Unterschiede erkennbar. Die geringe Variation zum Ende der Betrachtungsperiode insbesondere bei der Druck-Klasse I, hängt jedoch auch damit zusammen, dass einige Stürme zu diesem Zeitpunkt gar nicht mehr vorhanden sind.

Die Intensität des Tropopausenjets scheint für die Intensivierung der Zyklone keine grosse

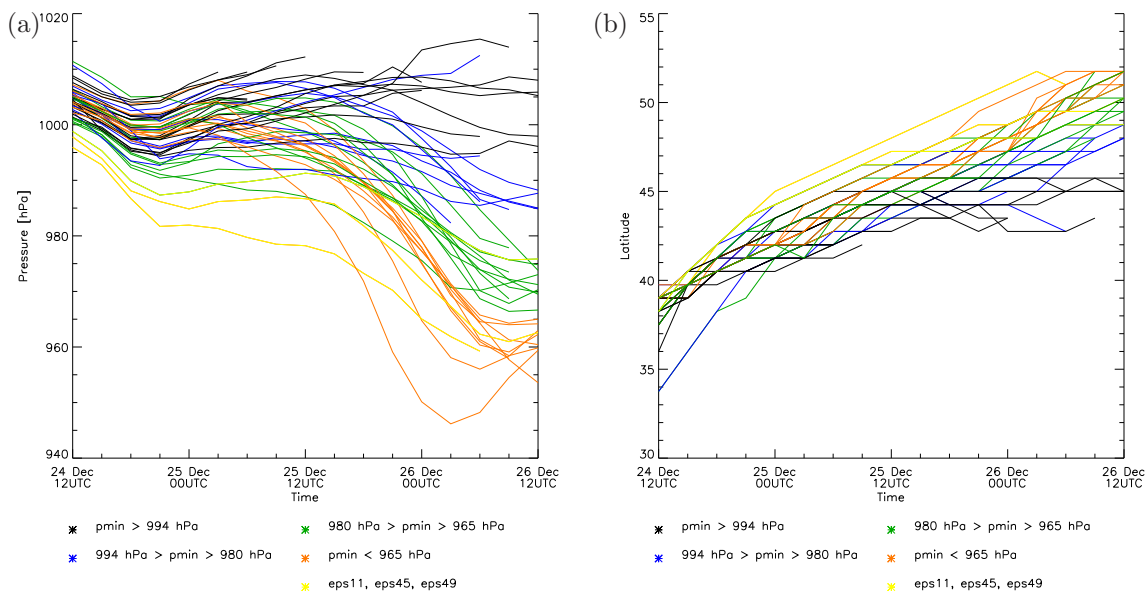


Abbildung 3.27: (a) Druckverläufe und (b) geografische Breite der 50 Modellläufe des EPS von Lothar. Gelb eingefärbt sind Modelllauf 11, 45 und 49.

Rolle zu spielen (siehe Abbildung 3.20), denn die Jetgeschwindigkeit der einzelnen Stürme variiert kaum.

Zwischen 12 UTC 25. Dezember und 00. UTC 26. Dezember liegt bei den DRWs der Druck-Klasse III und IV der Tropopausenjet weiter südlich als bei Druck-Klasse I und II. Das bedeutet, dass zwei Prozesse gleichzeitig stattfinden: die DRWs, die sich zu starken Zyklonen intensivieren, weisen eine weiter nördliche Zugbahn auf und gleichzeitig verläuft der Tropopausenjet weiter südlich als bei den DRWs, die sich nicht oder kaum intensivieren (siehe Abbildung 3.26). Genügend Wasserdampf ist wichtig für das Überleben einer DRW, er dient als Treibstoff für die PV-Produktion. Die mittlere relative Feuchte in der unteren Troposphäre scheint jedoch nicht das entscheidende Kriterium für die Stärke des Sturms zu sein. Erst ab dem 26. Dezember kann ein Unterschied in der mittleren relativen Feuchte in der unteren Troposphäre zwischen den verschiedenen Druck-Klassen festgestellt werden (nicht gezeigt). Alle Zyklonen befinden sich während der gesamten Zeitperiode in einem relativ feuchten Gebiet (ungefähr 90 % Luftfeuchtigkeit). Die Mächtigkeit der feuchten Schicht unterscheidet sich jedoch stark in den verschiedenen Druck-Klassen (siehe Abbildung 3.14). Auf 700 hPa ist die relative Feuchtigkeit der Druck-Klasse IV in der Endphase bedeutend höher, als in der Druck-Klasse I. Es kann also sein, dass bei allen Vorhersagen zwar genügend Feuchte vorhanden ist, um eine DRW zu unterstützen, bei den DRWs der Druck-Klasse IV scheint die Feuchteverteilung jedoch die Intensivierung zu unterstützen.

In Phase I und III sind verschiedene Prozesse für die Intensivierung verantwortlich. Die diabatische Heizrate ist während der ersten Phase am stärksten ausgeprägt. Während der zweiten Intensivierung beträgt die diabatische Heizrate nur noch die Hälfte der ersten Intensivierung. Ab 00 UTC 26. Dezember liegen die mittleren diabatischen Heizraten der vier Druck-Klassen nah beieinander. Die mittleren PV-Produktionsraten hingegen weisen deutliche Unterschiede auf. Während der zweiten Intensivierung scheinen diabatische Prozesse eine weniger grosse Rolle zu spielen, als bei der ersten Intensivierung.

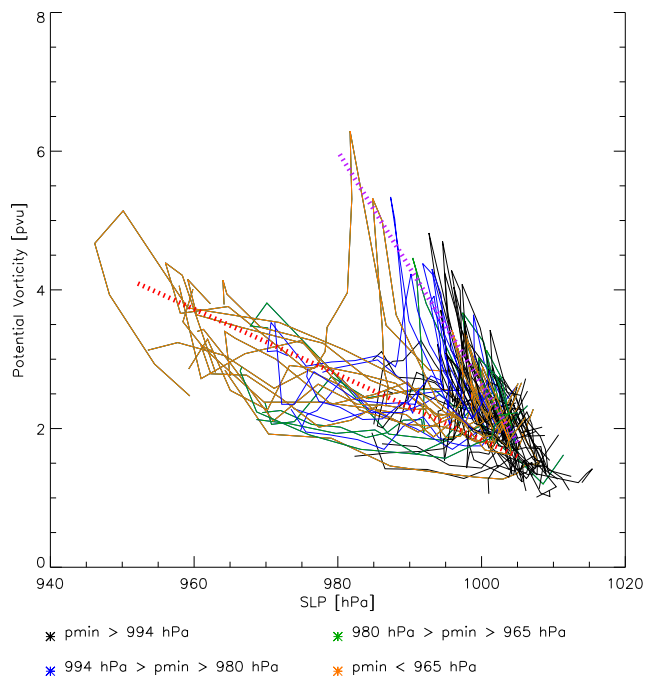


Abbildung 3.28: Amplitude der PVAs aufgetragen gegen den Bodendruck. Die 50 EPS-Modellläufe der Lotharvorhersage von 12 UTC 24. Dezember bis 12 UTC 26. Dezember 1999 sind gemäss ihrem minimalen Bodendruck eingefärbt: Orange sind die Stürme, deren Bodendruck unter 965 hPa fällt, bei den grünen liegt der tiefste Bodendruck zwischen 965 hPa und 980 hPa, bei den blauen zwischen 980 hPa und 994 hPa und bei den schwarzen über 994 hPa. Die lila gepunktete Linie zeigt die Entwicklung während der Anfangsintensivierung und die rote gepunktete Linie die Entwicklung während der Endintensivierung.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die starke Baroklinität für die Anfangsintensivierung verantwortlich ist. Während der Überlebensphase entscheidet sich der spätere Verlauf der verschiedenen DRWs. Diejenigen DRWs die um 12 UTC 25. Dezember näher als 400 km beim Tropopausenjet liegen, treten in die letzte Phase ein und intensivieren sich zu einem starken Sturm.

3.3.3 Spezielle DRWs

Einige Modellläufe weisen bereits ab 18 UTC 24. Dezember eine unterschiedliche Entwicklung auf als die anderen Modellläufe. Es handelt sich um die Modellläufe 11, 45 und 49. In Abbildung 3.27 ist deren Verlauf des minimalen Bodendrucks und der geografischen Breite aufgetragen (gelb). Die drei DRWs weisen um 12 UTC 24. Dezember die tiefsten Bodendrücke aller DRWs auf (unter 1000 hPa). Ab 18 UTC 24. Dezember befinden sie sich weiter nördlich als die anderen DRWs (bei 42°N). Um 21 UTC 24. Dezember hat die Anfangsintensivierung ihren Höhepunkt erreicht. Die drei speziellen DRWs weisen die grösste Intensivierung auf. Die Amplitude der drei PVAs liegt zwischen 5 und 7 p_{vu} (der Durchschnitt liegt bei 3 p_{vu}), die Niederschlagsmenge der letzten drei Stunden übersteigt 7 mm, die negative PV-Anomalie ist besonders ausgeprägt (bis zu -1 p_{vu}) und auch die diabatische Heizrate ist besonders hoch. Während der Überlebensphase bleibt der Bodendruck der drei DRWs niedrig und sinkt während der letzten Phase noch weiter. Der unterschiedliche Verlauf dieser drei Stürme (verglichen mit den anderen Stürmen) ist darauf zurückzuführen, dass sie bereits zu einem frühen Zeitpunkt eine starke Norddrift erfahren. Dadurch befinden sie sich in einer stärkeren baroklinen Zone und liegen näher am Tropopausenjet als die anderen DRWs. Modelllauf 11 befindet sich besonders weit nördlich und weist um 21 UTC 24. Dezember einen besonders tiefen Bodendruck auf.

Da sich diese drei Stürme stark von den anderen Stürmen unterscheiden, werden sie nicht in die Auswertung miteinbezogen (Modellläufe 11, 45 und 49 sind nicht in den Mittelwerten in Abbildung 3.11 bis 3.25 (b) enthalten).

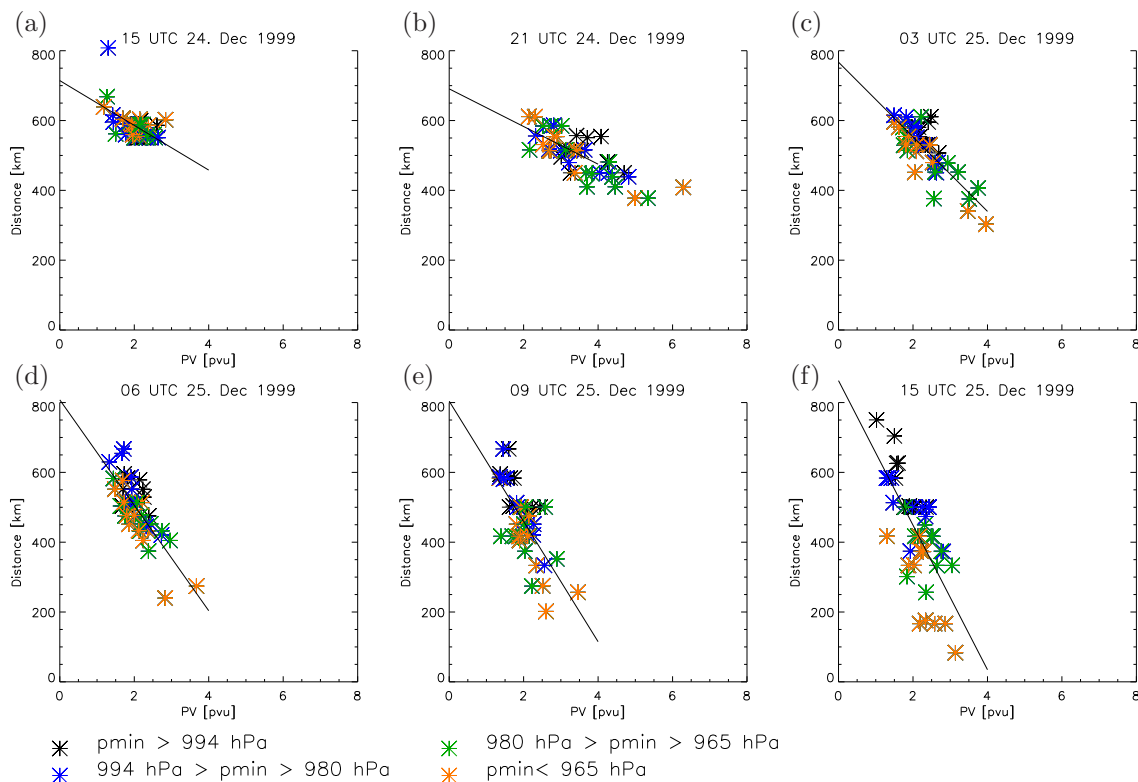


Abbildung 3.29: Distanz der DRW zum Tropopausenjet (km) in Abhängigkeit von der Amplitude der PVA (pvu) zu sechs verschiedenen Zeitpunkten. Die DRWs sind nach dem tiefsten erreichten Bodendruck eingefärbt. Die schwarzen Linien zeigen die gerechnete Korrelation zwischen den zwei Grössen.

3.3.4 Druckverlauf wichtiger Parameter

In Abbildung 3.28 ist die Amplitude der PVA gegen den Bodendruck aufgezeichnet (für alle DRWs des EPS). Während der Anfangsintensivierung (lila Linie) ist das Verhältnis der PV-Produktion zum Druckabfall höher als während der Endintensivierung (rote Linie). Die Endintensivierung findet nur bei den DRWs der Druck-Klassen III und IV statt.

Bei der ersten Intensivierung (um 21 UTC 24. Dezember) nimmt der Bodendruck ab, weil die PVA ein zyklonales Windfeld induziert. Das bedeutet, dass ein schwaches Tiefdruckgebiet mit Bodendruckwerten zwischen 990 und 1005 hPa indirekt durch diabatisches Heizen entsteht (siehe Abbildung 3.11). Während der zweiten Intensivierung (um 03 UTC 26. Dezember) finden zwar auch diabatische Prozesse statt, sie sind jedoch nicht die Hauptursache für die Abnahme des Bodendrucks. Die Bodendrucke sind bei der zweiten Intensivierung viel tiefer als bei der ersten, die Amplituden der PVAs sind jedoch bei beiden Intensivierungen vergleichbar. Bei der Endintensivierung wirkt das Windfeld, das von der PV-Anomalie auf Tropopausenhöhe ausgelöst wird, bis zum Boden. Deshalb wird das Tiefdruckgebiet viel ausgeprägter. Das Verhältnis der Amplitude der PVA zum Bodendruck könnte ein guter Indikator für diabatische Prozesse darstellen. Ist das Verhältnis gross, so ist ein grosser Teil der Intensität der Zyklone auf diabatische Prozesse zurückzuführen.

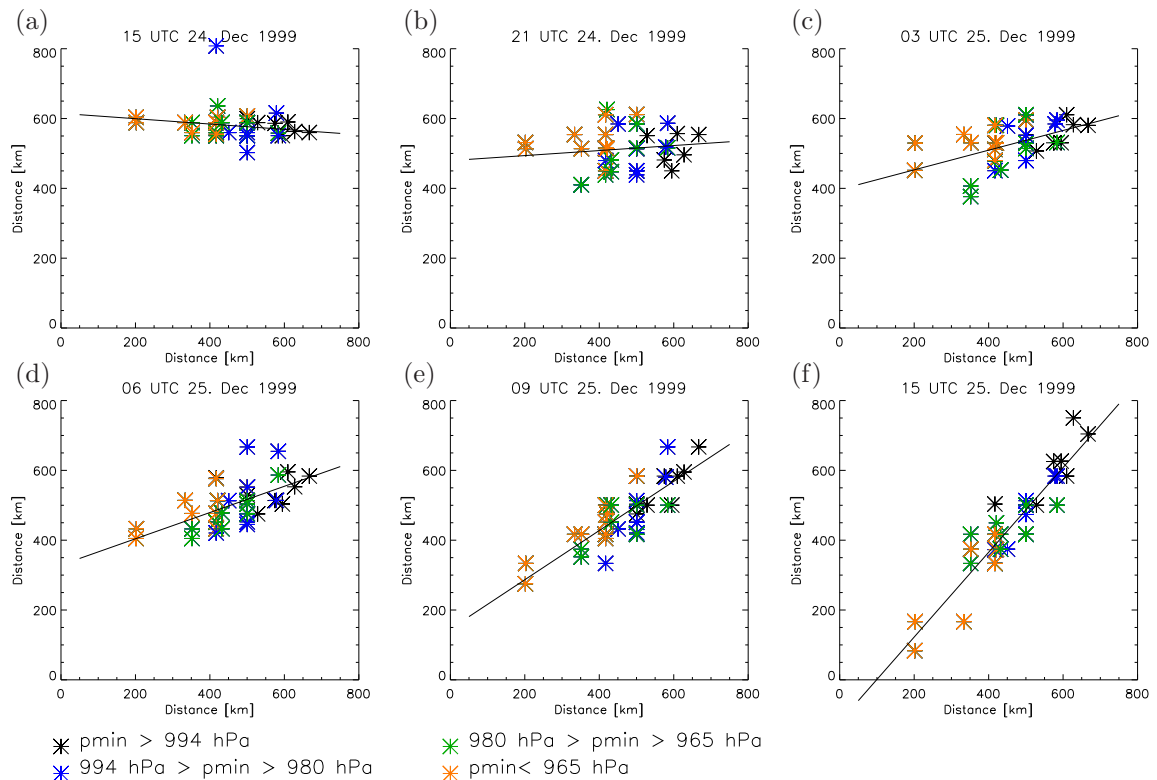


Abbildung 3.30: Distanz der DRW zum Tropopausenjet zu sechs verschiedenen Zeitpunkten (a-f) in Abhängigkeit der kritischen Distanz (Distanz der DRW zum Tropopausenjet um 12 UTC 25. Dezember). Aufgezeigt sind alle Modellläufe des EPS, die bis zum 12 UTC 25. Dezember bestehen, mit Ausnahme von Modelllauf 11, 45 und 49. Die DRWs sind gemäss dem tiefsten erreichten Bodendruck eingefärbt.

3.4 Distanz zum Tropopausenjet

Die Untersuchung der Zeitverläufe der verschiedenen Parameter (siehe Kapitel 3.3.1) ergab, dass die Distanz der DRW zum Tropopausenjet bestimmend ist für die spätere Intensivierung der DRW. Diejenigen DRWs, die sich zum Zeitpunkt 12 UTC 25. Dezember in der Nähe (weniger als 400 km entfernt) des Tropopausenjets befinden, nehmen an der Endintensivierung teil (diese Distanz wird ab jetzt kritische Distanz genannt). Im folgenden Abschnitt wird dieser Parameter etwas genauer untersucht.

Abbildung 3.29 zeigt die Korrelation der Amplitude der PVA mit der Distanz zum Tropopausenjet. Von Anfang an weisen diejenigen DRWs, die näher am Tropopausenjet liegen höhere PV-Werte auf. In der Nähe des Tropopausenjets ist die Baroklinität am Boden besonders hoch. Deshalb ist bereits um 21 UTC 24. Dezember, als der Höhepunkt der Anfangsintensivierung erreicht wurde, eine klare Korrelation der PV mit der Distanz zur Tropopause erkennbar (siehe Abbildung 3.29 (b)). Die DRWs sind jedoch noch nicht gemäss ihrer resultierenden Sturmstärke sortiert. Die Trennung der DRWs in die verschiedenen Kategorien findet erst ab 12 UTC 25. Dezember statt (siehe Abbildung 3.29 (f)). Die Distanz zum Tropopausenjet ist während der Anfangs- und der Endintensivierung ausschlaggebend. Die Anfangsintensivierung ist auf die erhöhte Baroklinität zurückzuführen und die Endintensi-

vierung auf die Wechselwirkung der PVA mit der PV-Anomalie in Tropopausenhöhe (am Tropopausenjet).

In Abbildung 3.30 ist die Distanz der DRW zum Tropopausenjet zu sechs verschiedenen Zeitpunkten (a-f) in Abhängigkeit der kritischen Distanz aufgetragen. Bereits ab 03 UTC 25. Dezember ist eine leichte Korrelation erkennbar. Diese Korrelation verstärkt sich mit der Zeit. Das bedeutet, dass sich die DRWs ab diesem Zeitpunkt konstant nach Norden bewegen, wobei die DRWs, die weiter nördlich liegen, schneller nach Norden ziehen.

Im Anhang in den Abbildungen A.6 bis A.12 sind die Korrelationen von verschiedenen anderen Parametern gegen die kritische Distanz dargestellt. Es zeigt sich, dass sich die DRWs zwischen 03 UTC 25. Dezember und 12 UTC 25. Dezember in die vier Druck-Klassen aufteilen. Es ist jedoch nicht klar, was zu dieser Aufteilung führt. Der Niederschlag, die relative Feuchte auf 700 hPa, die diabatische Heizrate und verschiedene andere Parameter nehmen ungefähr ab dem gleichen Zeitpunkt zu.

3.5 Diskussion des “DRW-Trackings” der EPS-Modellläufe

Es ist möglich, PVAs mit einem relativ einfachen Tracking-Algorithmus zu verfolgen. Viele DRWs des EPS von Lothar konnten problemlos gefunden werden. Bei drei Modellläufen war es schwierig, die DRWs zu verfolgen, weil sie während manchen Zeitpunkten zwei oder mehrere PV-Maxima in der unteren Troposphäre aufweisen. In der Ursprungsregion der DRW des Modelllaufs 39 befinden sich um 12 UTC 24. Dezember fünf PVAs, die sich jedoch drei Stunden später zu einer Struktur zusammenfügen. Um 00 UTC 25. Dezember teilte sich die DRW wieder in mehrere PVAs auf und es war kaum mehr möglich, sie zu verfolgen. Das selbe Problem stellte sich bei den DRWs des Modelllaufs 32 und 19.

Einigen DRWs der Druck-Klasse I und II wurden gegen Ende der Entwicklung mit PVAs, die durch die Alpen ausgelöst werden, verwechselt. Nach dem Tracking der 50 Modellläufe wurden diese DRWs von Hand bereinigt. Es handelt sich dabei um Modelllauf 1, 6, 14, 20 und 28.

Die DRW des Modelllaufs 9 bewegt sich um 00 UTC 26. Dezember innerhalb von drei Stunden um 3° nach Norden. Für diese eine DRW wurde das Kriterium von 2.5° Bewegung in meridionaler Richtung gelockert (siehe Kapitel 3.3).

Kapitel 4

Klassifikation von positiven PV-Anomalien in der unteren Troposphäre in ECMWF-Vorhersagen

Mit Hilfe des in Kapitel 2.3 beschriebenen Programmes konnten im Nordatlantikraum und im Nordpazifikraum eine Reihe von PV-Anomalien in der unteren Troposphäre (PVAs) gefunden werden. Im Folgenden wird der Nordatlantikraum kurz Atlantik und der Nordpazifikraum Pazifik genannt. Im Abschnitt 4.1 wird auf die Anzahl und Verteilung der gefundenen PVAs in den fünf verschiedenen Kategorien näher eingegangen. Typische Entstehungsorte werden aufgezeigt. Im Abschnitt 4.2 werden einige Beispiele beschrieben und im Abschnitt 4.3 wird auf die Vorhersagbarkeit der verschiedenen PVAs Bezug genommen.

4.1 Klimatologie von positiven PV-Anomalien in der unteren Troposphäre

Als Datengrundlage für diese Untersuchung dienen operationelle ECMWF-Vorhersagen von Juni 2004 bis Mai 2005. Da jeder Zeitpunkt mehrmals abgebildet wird (in jeweils sieben Vorhersagen), beträgt die Betrachtungsperiode statistisch mehr als ein Jahr.

4.1.1 Häufigkeiten von PVAs in verschiedenen Kategorien

Im Pazifik¹ wurden allgemein mehr PVAs gefunden als im Atlantik² (siehe Tabelle 4.1 und Abbildungen 4.1 und 4.2). Unter PVAs sind in diesem Zusammenhang PV-Anomalien in der unteren Troposphäre gemeint, die mindestens über einen Tag verfolgt werden können. In den 365 operationellen Vorhersagen von Juni 2004 bis Mai 2005 wurden im Pazifik insgesamt mehr als 10'000 PVAs gefunden, im Atlantik wurden während derselben Zeit knapp 5'000 PVAs gefunden. Die Verteilung der PVAs auf die fünf Kategorien (Definition siehe Kapitel 2.3) sieht

¹Das Gebiet im Nordpazifik reicht von 100.2°E bis 109.8°W und von 19.8°N bis 58.2°N

²Das Gebiet im Nordatlantik reicht von 109.8°W bis 40.2°E und von 19.8°N bis 58.2°N

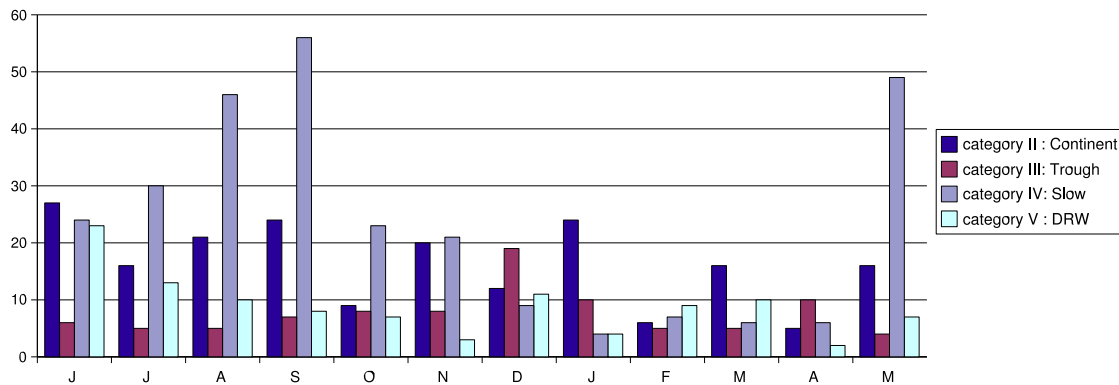


Abbildung 4.1: Anzahl PVAs im Nordatlantik, die in den operationellen ECMWF-Vorhersagen in den verschiedenen Monaten Juni 2004 bis Mai 2005 gefunden wurden. Es sind die PVAs der Kategorien II-V aufgetragen.

in beiden Regionen sehr ähnlich aus. Mehr als 80 % der gefundenen PVAs befinden sich am Anfang näher als 400 km am Tropopausenjet (Kategorie I). Etwa 2 % der PVAs starten östlich (in weniger als 600 km Entfernung) eines Tropopausentrogens (Kategorie III). 6 % der PVAs bewegen sich sehr langsam fort oder entstehen nicht in barokliner Umgebung (Kategorie IV). Im Pazifik können prozentual mehr PVAs, die auf dem Kontinent starten (Kategorie II), verfolgt werden als im Atlantik. 2.26 % (=107) der gefundenen PVAs im Atlantik sind potentielle diabatische Rossby Wellen (Kategorie V), im Pazifik sind es 3.69 % (=373).

Sowohl im Atlantik als auch im Pazifik variieren die PVA-Häufigkeiten während der verschiedenen Monate. Bei den meisten Kategorien ist ein leichter Jahresgang zu erkennen. In den Wintermonaten (November bis März) sind im Allgemeinen weniger PVAs zu beobachten als in den Sommermonaten. Das ist erstaunlich, da die Baroklinität im Winter besonders ausgeprägt ist. Die Stärke der Baroklinität und damit die Stärke des Tropopausenjets wirkt sich jedoch am stärksten auf die PVAs der Kategorie I aus. In dieser Kategorie ist kein ausgeprägter Rückgang während der Wintermonate festzustellen (siehe Abbildungen B.1 und B.2 im Anhang).

Im Pazifik werden während der Sommermonate viel häufiger PVAs der Kategorie III (Anomalien, die auf dem Kontinent starten) gezählt, als in den Wintermonaten. Im Atlantik ist dieser jahreszeitliche Unterschied jedoch nicht feststellbar (siehe Abbildung 4.1 und 4.2).

PVAs der Kategorie IV entstehen vermehrt während der Sommer- und Herbstmonate. Die Kategorie IV enthält viele PVAs, die relativ weit südlich starten, darunter auch tropische Zyklonen. Im Herbst ist die Aktivität der tropischen Zyklonen am grössten. Kategorie II zeigt

Tabelle 4.1: Anzahl beobachteter PV Anomalien in der unteren Troposphäre im Nordatlantik und Nordpazifik in den operationellen ECMWF-Vorhersagen von Juni 2004 bis Mai 2005.

	Kategorie I	Kategorie II	Kategorie III	Kategorie IV	Kategorie V
Atlantik Total	4057	196	92	281	107
Pazifik Total	8200	743	184	605	373
Atlantik in %	85.72	4.14	1.94	5.94	2.26
Pazifik in %	81.15	7.35	1.82	5.99	3.69

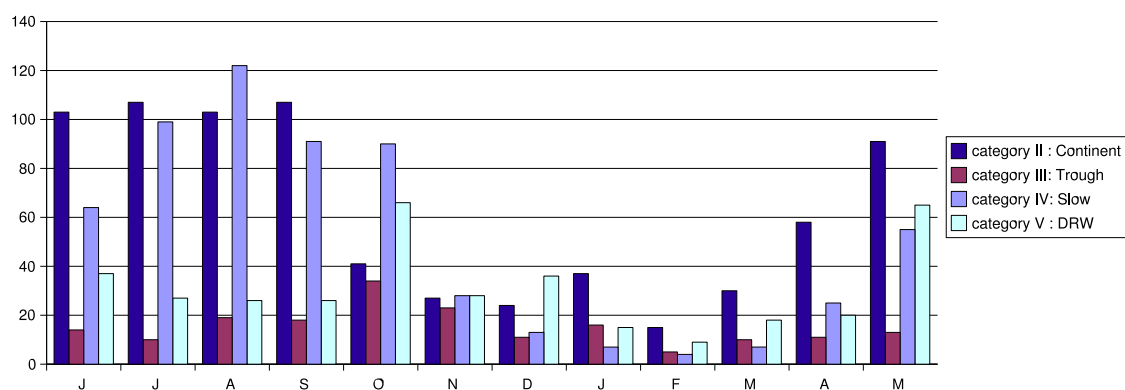


Abbildung 4.2: Wie Abbildung 4.1 jedoch für den Nordpazifik.

einen starken Jahresgang im Pazifik.

Im Pazifik werden im Oktober und Mai am meisten PVAs der Kategorie V (DRWs) beobachtet (mehr als 60 pro Monat). Im Atlantik werden nur im Juni mehr als 20 DRWs beobachtet, in den Monaten August bis Mai werden jeweils weniger als 20 DRWs gefunden.

4.1.2 Geografische Verteilung der PVAs

Gibt es bevorzugte Entstehungsorte für die PVAs in den fünf verschiedenen Kategorien? Um diese Frage zu beantworten, sind in den Abbildungen 4.3 (Atlantik) und 4.4 (Pazifik) die Anfangs- und Endpositionen der PVAs aufgezeichnet. Es sind nur diejenigen Anfangspositionen der PVAs aufgezeichnet, die nicht mit dem Startzeitpunkt der Vorhersage zusammenfallen und analog nur diejenigen Endpositionen, die nicht mit dem Endzeitpunkt der Vorhersage zusammenfallen. In Abbildung 4.5 sind die Zugbahnen der Kategorie II-V aufgetragen.

Die fünf Kategorien unterscheiden sich in den Gebieten, in denen vermehrt PVAs auftreten. Dies gilt sowohl für den Pazifik als auch für den Atlantik. Die gleichen Kategorien weisen in beiden Ozeanbecken ähnliche Ausprägungen auf. Das deutet darauf hin, dass die Kategorisierung sinnvoll ist.

Die PVAs der **Kategorie I** starten vermehrt nördlich von 35°N (siehe Abbildungen 4.3 und 4.4 (a-c)). Im Pazifik fällt auf, dass sich im Sommer einige PVAs in der Nähe von 140°W und 22°N aufhalten, im Winter werden dort keine PVAs gefunden. Über das gesamte Gebiet betrachtet werden im Sommer gleich viele PVAs der Kategorie I gefunden wie im Winter. Erstaunlicherweise gibt es einige PVAs, die sogar weiter südlich als 20°N starten. Das würde bedeuten, dass der Tropopausenjet teilweise sehr weit in den Süden reicht. Es könnte jedoch sein, dass fälschlicherweise tropische Zyklonen in diese Kategorie gerutscht sind. Falls eine tropische Zyklone sehr ausgeprägt ist, kann die PV-Anomalie von der unteren Troposphäre bis hin zur Tropopause reichen. Wenn dieser Zustand mehr als 18 Stunden anhält, wird diese PVA der Kategorie I zugeordnet. Da jedoch DRWs für diese Arbeit entscheidend sind, spielen diese Einzelfälle keine Rolle.

Die PVAs der **Kategorie II** starten alle auf dem Kontinent, sie unterscheiden sich jedoch stark in der Distanz, die sie zurücklegen. Ein grosser Teil dieser Anomalien bleiben auf oder in der Nähe des Kontinents. Im Atlantik erreichen ungefähr zehn PVAs Europa. Die Westküste von Nordamerika wird von keiner Anomalie der Kategorie II erreicht. Das ist jedoch nicht

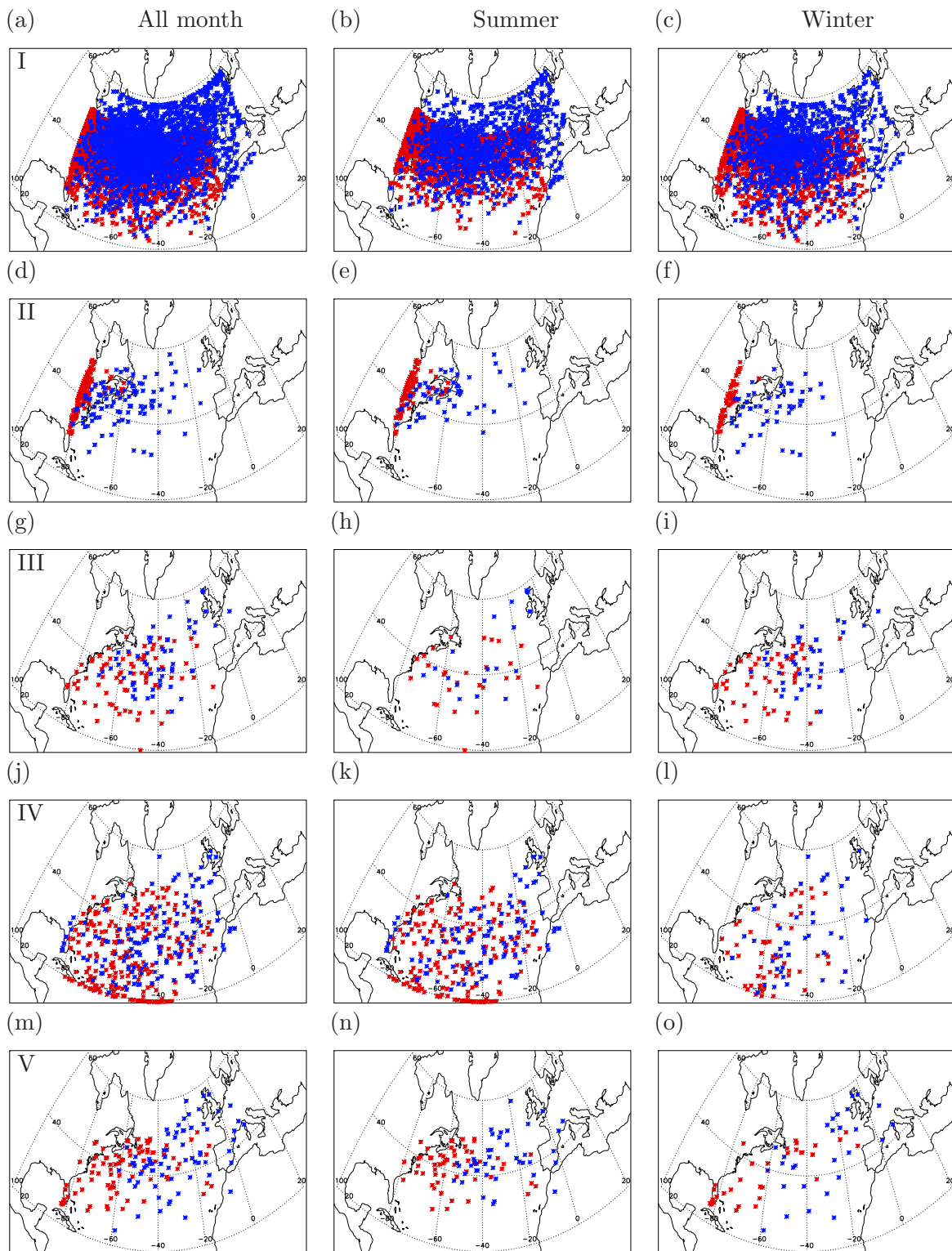


Abbildung 4.3: Anfangs- (rot) und Endpunkte (blau) der PVAs der fünf Kategorien im Nordatlantik. (a-c) zeigen PVAs die näher als 400 km von der Tropopause entfernt starten (Kategorie I). (d-f) zeigen PVAs der Kategorie II, die auf dem Kontinent starten. (g-i) zeigen PVAs der Kategorie III, die östlich eines Tropopausentrogs starten. (j-l) zeigen PVAs der Kategorie IV (langsame Propagation oder tiefe Baroklinität) und (m-o) zeigen schliesslich diabatische Rossby Wellen. Die Daten stammen aus den operationellen Vorhersagen für die gesamte Betrachtungsperiode von Juni 2004 bis Mai 2005 (a,d,g,j,m), für die Sommermonate Juni bis Oktober 2004 und Mai 2005 (b,e,h,k,n) und für die Wintermonate von November bis April 2004 (c,f,i,l,o).

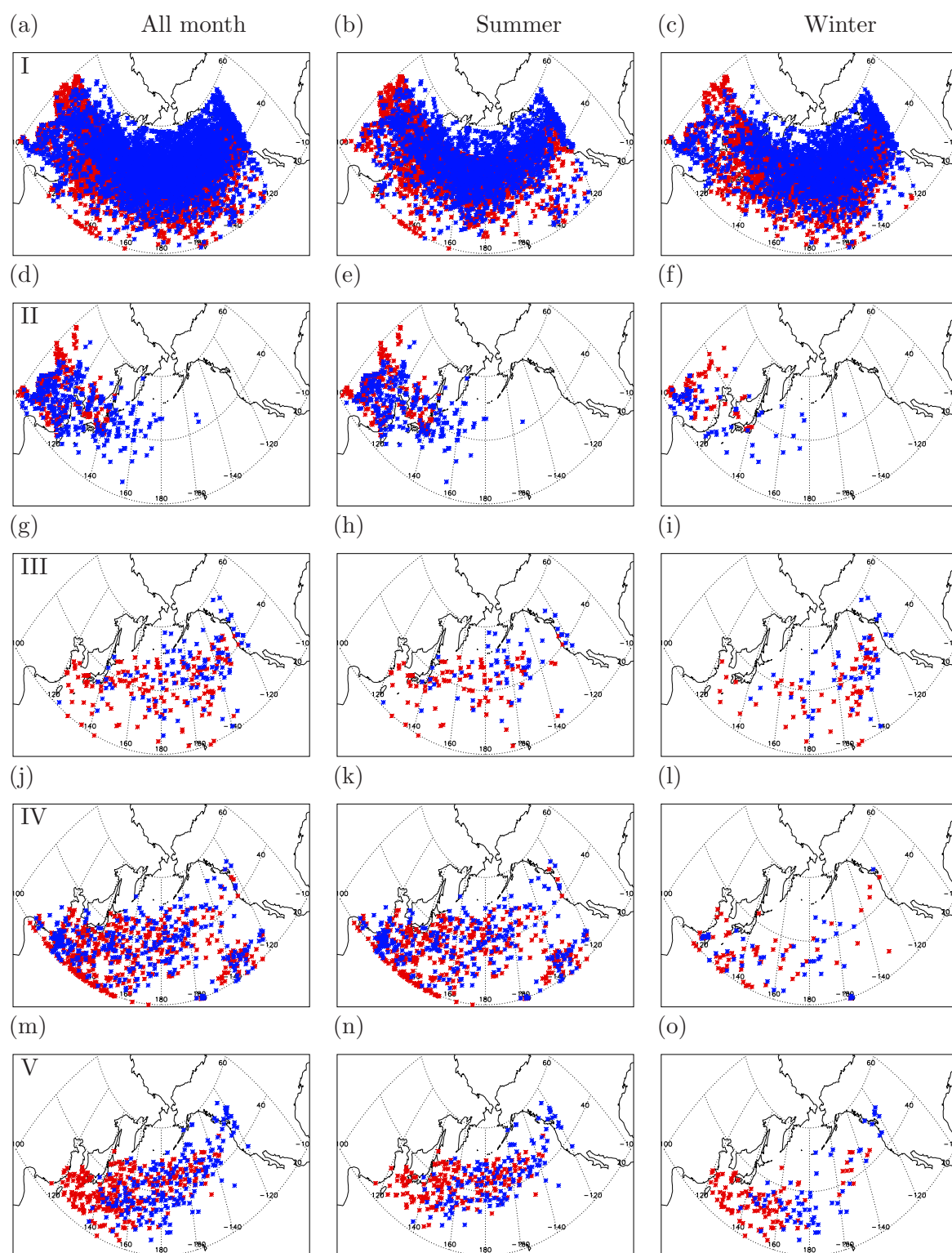


Abbildung 4.4: Wie Abbildung 4.3, jedoch für den Nordpazifik.

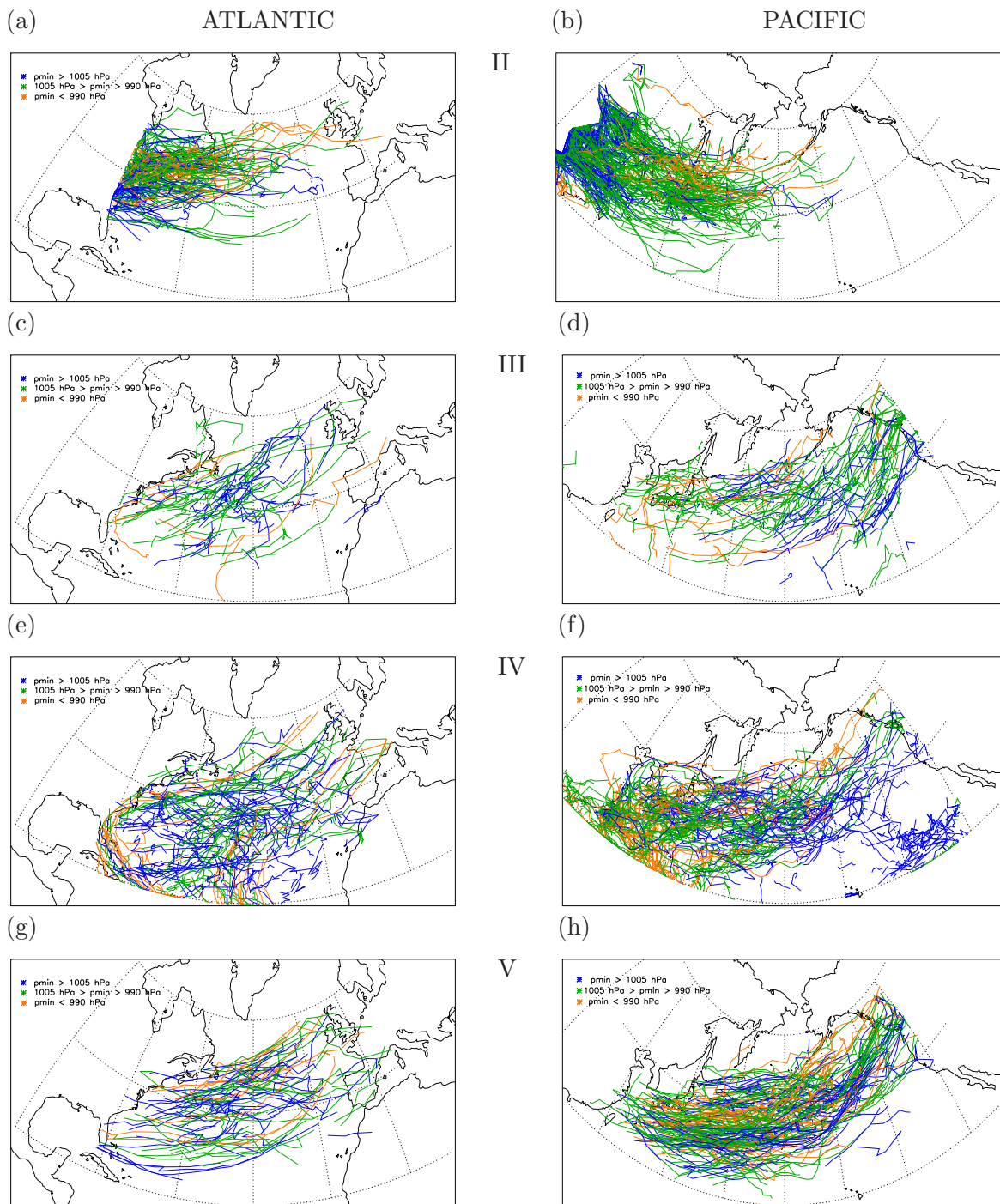


Abbildung 4.5: Zugbahnen der PVAs. Links für den Atlantik und rechts für den Pazifik. (a-b) Kategorie II, (c-d) Kategorie III, (e-f) Kategorie IV, (g-h) Kategorie V. PVAs mit einem Druckminimum (reduzierter Bodendruck) von weniger als 990 hPa sind orange, die mit einem Druckminimum zwischen 1005 und 990 hPa sind grün und PVAs mit einem Druckminimum grösser als 1005 hPa sind blau aufgezichnet.

weiter verwunderlich, da der Pazifik grösser ist als der Atlantik.

PVAs, die mit einem tiefen reduzierten Bodendruck verbunden sind, legen tendenziell eine weitere Strecke zurück, als solche mit höherem Bodendruck (siehe Abbildung 4.5). Nur sehr wenige PVAs, deren reduzierter Bodendruck nie unter 1005 hPa fällt, legen eine Strecke von mehr als 1000 km zurück. Während im Atlantik kein Jahresgang der Häufigkeit von PVAs der Kategorie II existiert, sind im Pazifik im Sommer fast drei mal so viele PVAs der Kategorie II erfasst als im Winter.

Es ist keine bevorzugte Region erkennbar, in der sich PVAs östlich von Tropopausentrögen bilden (**Kategorie III**). Es fällt jedoch auf, dass viele PVAs dieser Kategorie relativ weit im Süden (bis 25°N) starten. Diese PVAs weisen verhältnismässig tiefe Bodendruckminima auf (siehe Abbildung 4.5 (c-d)). Im Winter werden im Atlantik fast doppelt so viele PVAs dieser Kategorie gefunden als im Sommer. Im Pazifik werden im Winter etwas weniger PVAs registriert als im Sommer.

Wie erwartet starten viele PVAs der **Kategorie IV** weit südlich. In Abbildung 4.3 (j-l) und 4.4 (j-l) ist zu sehen, dass vor allem im Sommer viele PVAs bei 20°N erfasst werden. Es handelt sich um tropische Zyklonen, die weiter südlich als 20°N entstehen, jedoch erst ab diesem Breitengrad erfasst werden. Die Zugbahnen der tropischen Zyklonen führen zuerst Richtung Westen. Im Atlantik enden einige Zugbahnen über Florida. Andere tropische Zyklonen ändern ihre Zugbahn nach einiger Zeit und ziehen nach Osten. Diese wandeln sich vermutlich in extratropische Zyklonen um (siehe Abbildung 4.5 (e-f)). Auch im Pazifik sind einige tropische Zyklonen erfasst, deren Zugbahn zuerst Richtung Westen und dann Richtung Osten führt. 46 % aller tropischen Zyklonen im Atlantik erfahren eine sogenannte "extratropical transition" [Hart and Evans, 2001].

Wie bei Kategorie I ist im Pazifik bei 140°W und 22°N im Sommer ein vermehrtes Auftreten von PVAs zu erkennen. Diese PVAs bewegen sich nicht weit von ihrem Entstehungsort weg. Die Kategorie IV zeigt einen klaren Jahresgang. Im Atlantik sind während des Sommers fast viermal so viele PVAs zu beobachten als im Winter. Im Pazifik treten im Sommer sogar fast sechsmal so viele PVAs auf als im Winter. Dieser grosse Unterschied ist darauf zurückzuführen, dass im Herbst (der hier zu den Sommermonaten gezählt wird) am meisten tropische Zyklonen auftreten.

DRWs (**Kategorie V**) starten vermehrt im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Im Atlantik starten die meisten DRWs westlich von 40°W (siehe Abbildung 4.3 (m-o)). Einige DRWs starten über Florida. Im Atlantik sind es vor allem DRWs mit tieferem Minimaldruck, die den europäischen Kontinent erreichen (siehe Abbildung 4.5). Insgesamt enden 17 PVAs östlich von 10°W. Die Hälfte landet in der Nähe von Grossbritannien, im Durchschnitt haben sich diese DRWs um 48° nach Osten bewegt. Die anderen DRWs, die weiter südlich enden, haben sich durchschnittlich nur um 29° nach Osten bewegt. Die nördlicheren PVAs weisen geringere Minimaldrücke auf.

Im Pazifik starten die DRWs im Allgemeinen weiter südlich als im Atlantik. 65 % starten weiter südlich als 40°N (siehe Abbildung 4.4 (m-o)). Im Atlantik hingegen starten gleichviele DRW südlich wie nördlich von 40°N. 18 % der DRWs im Pazifik, die südlich von 40°N starten, weisen einen Minimaldruck unter 990 hPa auf. Hingegen fällt nur bei 5 % der DRWs, die nördlich von 40°N starten, der Bodendruck unter 990 hPa. Im Pazifik enden 18 % der DRWA östlich von 130°W und kommen damit in die Nähe der nordamerikanischen Westküste. Anders als im Atlantik weisen die Stürme, die weiter nördlich als 45°N enden, keine längeren Zugbahnen auf. Durchschnittlich haben die DRWs, deren Zugbahn in der Nähe des amerikanischen Kontinents endet, 36° nach Osten zurückgelegt.

Vor allem im Pazifik sind unterschiedliche Entstehungsorte in den verschiedenen Jahreszeiten zu erkennen. Die DRWs starten im Winter eher weiter südlich als im Sommer, die meisten starten südlich von Japan. Verglichen mit den Zugbahnen der anderen Kategorien, weisen praktisch alle DRWs eine eher kurvenfreie Zugbahn auf. Alle DRWs bewegen sich relativ konstant nach Osten mit einer leichten Norddrift.

Der Anteil an DRWs, deren Minimaldruck 990 hPa unterschreitet, ist im Atlantik (12 %) und im Pazifik (13 %) in etwa gleich gross. 5 % aller DRWs weisen sogar einen Druck 980 hPa auf.

4.2 Fallbeispiele

Im folgenden Abschnitt werden verschiedene Beispiele aus den fünf Kategorien (Definition siehe Kapitel 2.3) näher beschrieben. Die ausgewählten PVAs stehen stellvertretend für die jeweiligen Kategorien. Das Hauptaugenmerk der Untersuchung liegt auf dem Erkennen von diabatischen Rossby Wellen. Deshalb wird auf die Möglichkeit, dass diabatische Rossby Wellen fälschlicherweise in die Kategorien I-IV geraten könnten, eingegangen. Die Untersuchung der Kategorien I-IV trägt zum allgemeinen Verständnis von diabatischen Rossby Wellen bei, denn die Unterschiede zwischen diesen Kategorien verdeutlichen die speziellen Eigenschaften der diabatischen Rossby Wellen.

4.2.1 Kategorie I: Entstehung von PVAs in der Nähe des Tropopausenjets

In dieser Kategorie befinden sich PVAs, die sich während der ersten 12 Stunden näher als 400 km am Tropopausenjet befinden. PVAs, die aufgrund von orografischen Effekten entstehen, können auch in diese Kategorie fallen. Die interessantesten Vertreter dieser Gruppe sind jedoch PVAs, die durch Einwirkung von Tropopausen-PV-Anomalien ausgelöst werden. In Abbildung 4.6 ist ein Beispiel dieser Art von Zyklogenese dargestellt. Östlich des Tropopau-

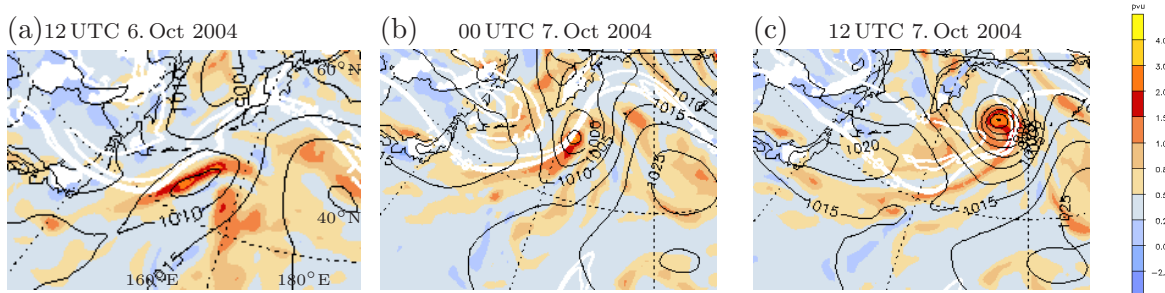


Abbildung 4.6: Zyklogenese östlich eines Tropopausentrops im Nordpazifik. Die Daten stammen aus der operationellen ECMWF-Vorhersage vom 3. Oktober 2004. Dargestellt ist die PV-Verteilung auf 850 hPa (pvu, schattiert), reduzierter Bodendruck (schwarze Isolinien in 5 hPa Abstand) und die 1.5, 2, und 4 pvu Kontur auf 250 hPa (weisse Linien). (a) Am 6. Oktober 2004 um 06 UTC entsteht eine PVA östlich des Tropopausentrops, (b) am 6. Oktober 2004 um 18 UTC hat sich die Zyklone bereits vertieft und (c) am 7. Oktober 2004 um 12 UTC ist eine ausgeprägte Zyklone mit ausgeprägter Kaltfront zu erkennen.

sentrops bildet sich eine Zyklone, die sich im Laufe der Zeit verstärkt. Es kommt vor, dass eine DRW in diese Kategorie eingeteilt wird. Denn es gibt Grenzfälle in denen der Abstand

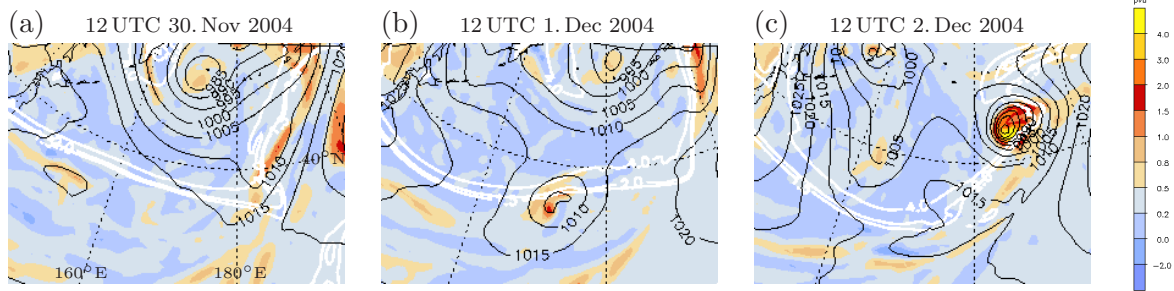


Abbildung 4.7: PVA im Nordpazifik mit DRW-Charakter, die jedoch in der Nähe des Tropopausenjets entsteht. Die Daten stammen aus der operationellen ECMWF-Vorhersage des 26. November 2004 12 UTC. Dargestellte Parameter wie in Abbildung 4.6. (a) Am 30. November 2004 um 12 UTC befindet sich eine schwache PVA südlich des Jets, sie wandert parallel zum Jet (nicht gezeigt) bis (b) zum 1. Dezember 2004 um 12 UTC, wenn eine gegenseitige Intensivierung der oberen und unteren PV Anomalie stattfindet. (c) Am 2. Dezember 2004 um 12 UTC ist die Zykclone voll entwickelt. Das Beispiel dieser DRW wurde bereits im Konzeptpapier von *Wernli* [2005] besprochen.

zum Tropopausenjet kleiner als 400 km ist, aber trotzdem keine Wechselwirkung zwischen der PV Anomalie auf Tropopausenhöhe und der PV Anomalie in der unteren Troposphäre stattfindet. Die Abbildung 4.7 zeigt ein Beispiel einer solchen DRW, die nahe am Jet entstanden ist (Startzeitpunkt ist am 30. November 2004 um 12 UTC). Der Tropopausenjet verläuft aussergewöhnlich zonal. Die PVA wandert während 24 Stunden parallel zum Jet, ohne dass sich die Struktur des Jets gross verändert. Es ist lange Zeit keine PV Anomalie in der Tropopausenregion sichtbar, erst ab dem 1. Dezember 2004 um 12 UTC fängt die Wechselwirkung mit der Tropopause an und die Tropopausenanomalie entsteht. Daraufhin intensiviert sich die Zykclone. Diese Art von Entwicklung ist vergleichbar mit der Entwicklung des Wintersturms Lothar.

Damit in den weiteren Kategorien keine PVAs mehr enthalten sind, die bereits zum Zeitpunkt der Entstehung sehr wahrscheinlich eine starke Wechselwirkung mit dem Tropopausenjet eingehen, ist es sinnvoll, für die Kategorie der DRW an einer Mindestentfernung von 400 km zum Tropopausenjet festzuhalten.

4.2.2 Kategorie II: Entstehung von PVAs auf einem Kontinent

In dieser Kategorie befinden sich PVAs, die über Ostasien (Pazifik) oder über Nordamerika (Atlantik) starten. Einige PVAs in dieser Kategorie werden durch orografische Effekte ausgelöst. Aus einigen entwickeln sich Zyklonen, andere bleiben am gleichen Ort und verändern sich nicht. Über der Ostküste der USA bildet sich am 9. Oktober 2004 eine PV-Anomalie auf 850 hPa (siehe Abbildung 4.8) bei 80°W und 45°N. Die PVA kann über 48 Stunden (mit dem Erkennungsprogramm) verfolgt werden und hat ähnliche Eigenschaften wie eine DRW. Sie befindet sich in einer stark baroklinen Zone und es findet Kondensation statt (Niederschlag nicht gezeigt). Die PVA verstärkt sich anfangs ein wenig, der Druck sinkt aber nicht unter 1002 hPa. Nach 00 UTC am 11. Oktober gerät die PVA in den Wirkungsbereich einer nördlich gelegenen Zykclone. Es ist nicht klar, ob diabatische Rossby Wellen auch über dem Kontinent starten können. Es ist fraglich, ob genügend Feuchte über Land vorhanden ist, um die PV-Produktion durch Kondensation zu garantieren. Es ist jedoch möglich, dass die PV, die durch Reibungsprozesse an der Topografie erzeugt wird, als Anfangs-PV-Anomalie für eine DRW dienen könnte. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden solche Fälle allerdings nicht als

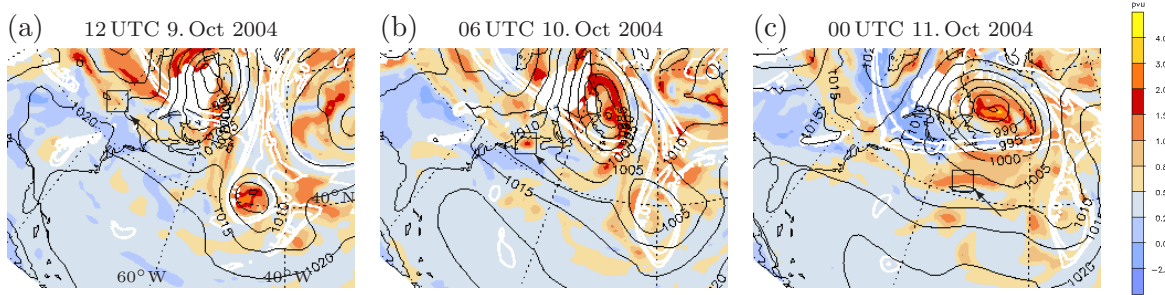


Abbildung 4.8: DRW-ähnliche Entwicklung einer PVA, die über den USA entsteht. Die Daten stammen aus der operationellen ECMWF-Vorhersage des 9. Juni 2004 12 UTC (Bilderklärung siehe auch Abbildung 4.6). (a) Am 9. Oktober 2004 um 12 UTC ist bei 80° West und 45° Nord eine PVA sichtbar (im Kasten mit Pfeil), die weiterverfolgt werden kann bis zum 10. Oktober 2004 um 06 UTC (b), wenn sich die kleine ausgeprägte PVA direkt vor der Ostküste befindet. (c) Am 11. Oktober 2004 um 00 UTC befindet sich die PVA bei 56° West und 42° Nord (südlich der Zyklone).

DRWs erfasst.

4.2.3 Kategorie III: Entstehung von PVAs östlich eines Tropopausentrogs

Da die Struktur des Jets einen grossen Einfluss auf naheliegende PVAs hat, ist ergänzend zur Kategorie I eine zusätzliche Kategorie eingeführt worden. Darin sind PVAs zu finden, die sich westlich (in bis zu 600 km Entfernung) eines Tropopausentrogs befinden, jedoch mehr als 400 km vom Jet entfernt sind. Hohe PV Werte in der Tropopausenregion, die weit nach Süden reichen, lösen oft eine Zyklonogenese aus. Solche Zyklonen werden entweder der Kategorie I oder III zugeordnet. Bei den Beispielen in der Kategorie III kann es sich jedoch noch eher um diabatische Rossby Wellen handeln, da die Distanz zur Tropopause grösser ist. In Abbildung 4.9 ist ein typisches Beispiel dieser Gruppe aufgezeigt. Es befindet sich ein ausgeprägter Tropopausentrog im Westen der PVA. Im Laufe der Zeit nähern sich Trog und PVA. Es findet jedoch keine Intensivierung zu einer Zyklone statt.

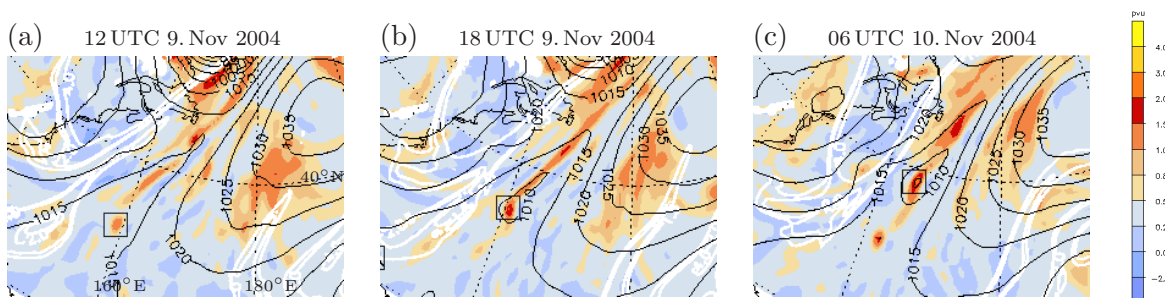


Abbildung 4.9: Beispiele einer PVA, die östlich von einem Tropopausentrog entsteht. Die Daten stammen aus der operationellen ECMWF-Vorhersage des 9. November 2004 12 UTC. Die dargestellte Grössen sind in Abbildung 4.6 beschrieben. Die PVA (im Kasten) am 9. November 2004 um 12 UTC (a) wandert nach Nordosten und ist sechs Stunden (b) später bei 59.4° W und 34.2° N. Am 10. November 2004 um 06 UTC (c) haben sich Tropopausentrog und PVA weiter genähert.

4.2.4 Kategorie IV: PVAs, die nicht in einer baroklinen Zone entstehen oder sich sehr langsam fortbewegen

Als letztes Ausschlusskriterium für die Suche nach DRWs in ECMWF-Vorhersagen dienen die Stärke der Baroklinität und die Propagationsgeschwindigkeit der PVA. Typische Vertreter der Kategorie IV sind tropische Zyklonen. In Abbildung 4.10 ist links im Bild eine ausgeprägte tropische Zyklone zu sehen, deren Minimaldruck bis auf 970 hPa sinkt. Die Zyklone wandert über Florida landes einwärts. Es handelt sich um den Hurrikan Frances, der eine maximale Windgeschwindigkeit von 230 km/h erreicht hat und damit Kategorie 4 der Saffir Simpson Skala erreicht. Frances war der viertteuerste Hurrikan in den USA und verursachte Schäden in der Höhe von 9 Milliarden US Dollar. Am 6. September 00 UTC verwandelt sich Frances in eine "tropical depression" und kann bis an die Grenze von Kanada weiter verfolgt werden.

Gleichzeitig ist im südlicheren Nordatlantik bei 46°W 25.8°N eine andere interessante PVA sichtbar. Sehr langsam wandert sie nach Norden. Sie befindet sich in einem Gebiet mit schwacher Baroklinität. Es findet praktisch keine Kondensation statt. Die PV-Werte bleiben während drei Tagen bei etwa 2 pvu. Dann findet durch das Zusammentreffen mit einer Tropopausenanomalie eine Intensivierung statt und eine ausgeprägte Zyklone wird gebildet. Es könnte sein, dass diese Anfangsanomalie von einem Eindringen stratosphärischer Luft stammt. Wahrscheinlich wird während der ersten 2 Tage diese stratosphärische Luft durch Advektion nach Norden transportiert, bis um 12 UTC 8. September eine Intensivierung stattfindet (durch Einwirkung der Tropopausenanomalie).

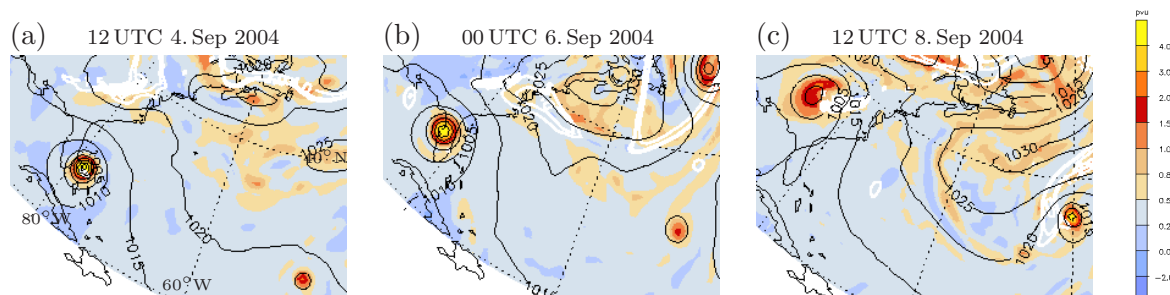


Abbildung 4.10: Beispiele von PVAs der Kategorie IV im Atlantik aus der operationellen ECMWF-Vorhersage des 4. September 2004 12 UTC. PV-Konturen auf 850 hPa (siehe zur Erklärung auch Abbildung 4.6) für (a) den 4. September 2004 12 UTC, (b) den 6. September 2004 00 UTC und (c) den 8. September 2004 12 UTC.

4.2.5 Kategorie V: Diabatische Rossby Wellen

Alle PVAs, die nicht in eine der obigen Kategorien fallen, sind nach dem Ausschlussprinzip diabatische Rossby Wellen. Sie entwickeln sich in grosser Entfernung (mehr als 400 km) zum Tropopausenjet in barokliner Umgebung über dem Ozean und propagieren relativ schnell in Richtung Osten. Abbildung 4.11 zeigt ein Beispiel einer DRW. Sie startet am 17. März westlich von Florida. Es befindet sich zwar ein Tropopausentrog westlich der PVA, die Distanz beträgt jedoch mehr als 1000 km (siehe Tabelle 4.2). Deshalb kann angenommen werden, dass sich die PVA unabhängig von Anomalien in der Tropopausenregion entwickelt. Während der ersten 12 Stunden fällt am meisten Niederschlag (bis zu 8 mm in sechs Stunden). Zieht man

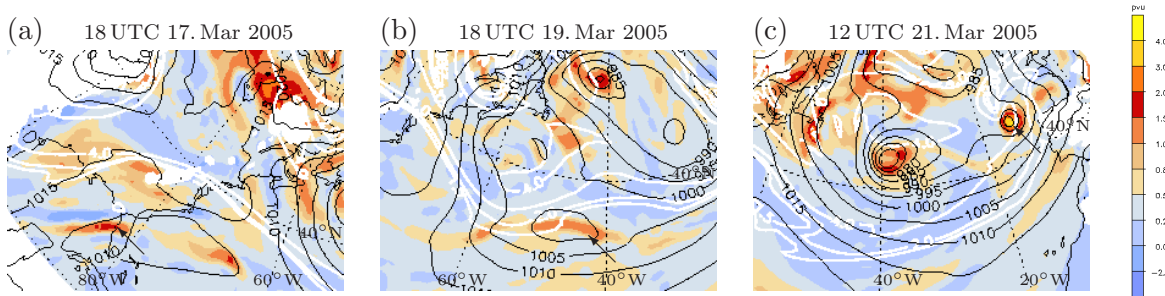


Abbildung 4.11: Diabatische Rossby Welle im Atlantik aus der Vorhersage des 16. März 2005 12 UTC. Die Anomalie befindet sich am (a) 17. März 2005 18 UTC bei 82.2°W und 28.2°N , (b) am 19. März 2005 18 UTC bei 41.4°W und 33.6°N (das PV-Maximum auf 850 hPa befindet sich relativ weit östlich, in 455 km Entfernung zur Tropopausenanomalie (siehe Tabelle 4.2) und (c) am 21. März 2005 12 UTC bei 13.8°W und 44.4°N . Die dargestellten Größen sind in Abbildung 4.6 beschrieben. Wichtige Daten zu dieser DRW sind in Tabelle 4.2 festgehalten.

in Betracht, dass sich die DRW relativ weit südlich befindet, ist die Baroklinität hoch. Zeitweise beträgt die Temperaturdifferenz innerhalb von 500 km bis zu 10 K. Es fällt auf, dass zwischen 18 UTC am 18. März und 06 UTC am 19. März die Baroklinität über 10 K/500km ist und auch die PV erhöhte Werte aufzeigt (über 2 pvu). Es ist gut möglich, dass die starke Baroklinität für die höheren PV-Werte verantwortlich ist.

Während sehr langer Zeit kann die PVA auf ihrem Weg nach Osten verfolgt werden, ohne dass sie ihr Aussehen ändert. Erst nach 48 Stunden nähert sich die DRW der Tropopausenanomalie (siehe Abbildung 4.11 (b)). Zu diesem Zeitpunkt fängt die Intensivierung der Zyklone an. Diese DRW durchläuft vergleichbare Stadien wie Lothar. Es gibt eine Anfangsintensivierungsphase (a), eine Durststrecke (b), in der die Intensität abnimmt und dann eine Endintensivierungsphase (c) in Zusammenhang mit der Nähe des Tropopausenjets. Interessant ist, dass während der Anfangsintensivierung, wie bei Lothar, die Baroklinität besonders hoch ist.

4.3 Vorhersagbarkeit

Jeder Zeitpunkt von Juni 2004 bis April 2005 ist in sieben Vorhersagen enthalten. Natürlich zeigen nicht alle sieben Vorhersagen die gleiche atmosphärische Situation. Es ist nicht klar, wie oft eine bestimmte PVA in den sieben verschiedenen Vorhersagen vorkommt. Es kann sein, dass sie nur in einer einzelnen Vorhersage oder in mehreren Vorhersagen vorkommt. Dabei kann sie immer in der gleichen Kategorie oder in verschiedenen Kategorien auftreten. Wenn eine Kategorie von PVAs oft in anderen Vorhersagen wiedererkannt wird, weist das darauf hin, dass diese Art von PVAs gut vorhergesagt werden können. Tritt eine Kategorie von PVAs immer nur in wenigen Vorhersagen auf, dann kann diese Art von PVAs schlecht vorhergesagt werden.

Die Tabellen 4.3 bis 4.5 (Atlantik) und die Tabellen 4.6 bis 4.8 (Pazifik) zeigen die Wahrscheinlichkeiten, wie oft eine PVA in einer anderen Vorhersage wiedererkannt wird. In den Tabellen 4.3 und 4.6 werden die Positionen der PVAs einer Vorhersage mit allen Vorhersagen, die den selben Zeitpunkt abdecken, verglichen (wobei nur die Vorhersagen betrachtet werden, in denen die PVA einen Tag lang verfolgt werden kann). Die Tabellen 4.4 und 4.7 zeigen die Wahrscheinlichkeit, dass eine PVA in der nächsten und Tabellen 4.5 und 4.8, dass sie in der

Tabelle 4.2: Diabatische Rossby Welle in der ECMWF Vorhersage des 16. März 2005 12 UTC im Atlantik. Das Datum ist in der Form Tag.Monat.Jahr Zeit(UTC) angegeben. Aufgelistet sind die Position der PVA (Längengrade sind in °E und Breitengrade in °N), der reduzierte Bodendruck in hPa, das PV-Maximum in pvu, der sechsstündige Niederschlag (**P**) in mm, die Baroklinität (ΔT) in K/500km und die Distanz bis zum Tropopausenjet in km (Δr).

date	lon [° E]	lat [° N]	p [hPa]	PV [pvu]	P [mm/6h]	ΔT [K/500km]	Δr [km]
17.3.2005 18	-82.20	28.20	1005.80	1.57	7.48	9.81	1134.01
18.3.2005 00	-79.20	28.20	1004.65	1.81	8.59	8.99	1103.16
18.3.2005 06	-74.40	30.60	1003.41	1.90	4.97	6.80	814.16
18.3.2005 12	-70.20	31.80	1001.34	2.06	5.72	7.86	712.91
18.3.2005 18	-64.80	33.00	999.28	2.48	6.51	10.19	570.21
19.3.2005 00	-60.00	33.00	999.34	2.77	7.56	10.20	515.40
19.3.2005 06	-53.40	33.00	998.06	2.16	5.27	10.09	484.91
19.3.2005 12	-46.80	33.00	1000.04	1.74	3.33	8.57	533.65
19.3.2005 18	-41.40	33.60	999.06	1.41	2.63	8.32	455.47
20.3.2005 00	-42.00	34.80	996.84	1.35	5.25	8.23	54.76
20.3.2005 06	-34.20	35.40	993.86	1.42	3.89	7.66	66.71
20.3.2005 12	-28.80	37.20	993.57	2.29	4.48	7.10	2.20
20.3.2005 18	-24.00	38.40	989.50	3.01	6.24	6.96	133.42
21.3.2005 00	-19.80	40.20	984.81	3.95	4.48	6.56	83.81
21.3.2005 06	-16.80	42.60	978.86	4.36	3.76	6.66	0.00
21.3.2005 12	-13.80	44.40	976.05	4.32	3.61	5.67	2.20
21.3.2005 18	-10.20	46.80	976.07	2.61	2.44	3.52	0.00
22.3.2005 00	-9.60	48.60	974.86	1.96	2.56	2.54	0.00

vorhergehenden Vorhersage wiedergefunden wird.

Gibt es zum selben Zeitpunkt in zwei verschiedenen Vorhersagen im selben Gebiet³ eine PVA, so wird angenommen, dass es sich um die "gleiche" PVA handelt.

Das folgende Beispiel soll verdeutlichen, wie die Tabellen erstellt werden: In der Vorhersage vom 7. Juni 2004 wurden im Atlantik 17 PVAs der Kategorie I, eine PVA der Kategorie IV und zwei PVAs der Kategorie V erfasst. Die erste PVA in der Kategorie V (DRW1) startet um 06 UTC 12. Juni bei 63.6°W und 34.2°N. DRW1 könnte in den Vorhersagen vom 8., 9., 10. und 11. Juni auch registriert worden sein. Während der ersten beiden Zeitpunkte der DRW1, wird in keiner Vorhersage eine entsprechende PVA gefunden. Während des dritten Zeitpunktes (18 UTC 12. Juni) befindet sich DRW1 bei 58.4°W und 33°N. In der Vorhersage vom 8. und vom 10. Juni ist zu diesem Zeitpunkt in der Nähe eine PVA der Kategorie V registriert worden (60°W / 34.80°N bzw. 60°W / 33.6°N). In der Vorhersage vom 9. und 11. Juni wurde jeweils eine entsprechende PVA in der Kategorie IV gefunden (bei 57.6°W / 34.2°N bzw. 57.6°W / 34.8°N). Die zweite PVA der Kategorie V (DRW2) in der Vorhersage vom 7. Juni wurde in zwei anderen Vorhersagen in der Kategorie II und in zwei Vorhersagen gar nicht wiedergefunden.

Würde nur die Vorhersage vom 7. Juni 2004 für die Statistik benutzt werden, würden sich die Wahrscheinlichkeiten folgendermassen berechnen: Es gibt zwei DRWs, die in insgesamt acht Vorhersagen wiedergefunden werden könnten. Dabei werden die zwei DRWs zwei mal

³Die zwei Punkte sind weniger als 2.4° in zonaler und weniger als 1.2° in meridionaler Richtung voneinander entfernt.

Tabelle 4.3: Wahrscheinlichkeiten (in Prozent), dass eine PVA im Atlantik in einer der möglichen vorhergehenden oder nachfolgenden Vorhersagen wiedergefunden wird. Farbig hinterlegt sind die Werte für die Kategorie V (DRW). Rot sind die Prozentsätze der PVAs, die in derselben Kategorie wiedergefunden werden.

	I	II	III	IV	V	0
I	34.3	1.8	0.5	0.7	0.4	62.4
II	13.6	22.3	0.1	0.9	0.6	62.5
III	18.7	1.5	5.2	4.7	4.0	65.8
IV	5.6	0.6	1.4	21.5	2.3	68.6
V	13.3	3.9	2.8	8.7	11.0	60.3

Tabelle 4.4: Wahrscheinlichkeiten (in Prozent), dass eine PVA im Atlantik in der nächsten Vorhersage wiedergefunden wird. Dabei kann sie in derselben Kategorie, in einer der anderen vier Kategorien oder in keiner Kategorie sein.

	I	II	III	IV	V	0
I	37.9	1.4	0.2	0.6	0.3	59.6
II	19.1	30.3	0.0	0.5	1.1	48.9
III	25.0	2.2	7.6	2.2	1.1	62.0
IV	9.1	0.7	1.8	20.0	2.9	65.5
V	18.4	1.9	4.9	11.7	14.6	48.5

in Kategorie II, zwei mal in Kategorie IV, zwei mal in Kategorie V und in zwei Vorhersagen in keiner Kategorie wiedergefunden. Daraus folgt, dass eine DRW zu 25 % (2/8) wieder in Kategorie V, zu 25 % in Kategorie II, zu 25 % in Kategorie IV und zu 25 % in keiner Kategorie wiedererkannt wird.

4.3.1 Atlantik

Durchschnittlich werden mehr als 60 % aller PVAs in anderen Vorhersagen nicht wiedererkannt (siehe Tabelle 4.3). Es werden mehr PVAs in der vorhergehenden Vorhersage wiedergefunden als in der nachfolgenden (siehe Tabelle 4.4 und 4.5). Je weiter zwei Vorhersagen voneinander entfernt sind, desto geringer ist die Wahrscheinlichkeit, dass dieselbe PVA in dieselbe Kategorie eingeteilt wird.

Die PVAs der **Kategorie I** werden bei 34.3 % der Vorhersagen wieder in die Kategorie I eingeteilt (siehe Tabelle 4.3). Das ist die beste Wiedererkennungsrates der fünf Kategorien. Verglichen mit den anderen Kategorien, werden sie sehr selten in anderen Kategorien wiedergefunden, jedoch zu 62 % werden sie in keiner Kategorie erkannt. Ein grosser Teil dieser PVAs befindet sich in unmittelbarer Nähe oder nördlich des Tropopausenjets. Dadurch ist es unwahrscheinlich, dass sie in einer anderen Vorhersage in eine andere Kategorie eingeteilt werden. Ausserdem befinden sich in dieser Kategorie die meisten PVAs.

Die PVAs der **Kategorie II** werden zu mehr als 30 % in der nächsten oder in der vorhergehenden Vorhersage in derselben Kategorie erfasst. Ein recht hoher Anteil wird in einer anderen Vorhersage zu Kategorie I gezählt (13.6 %). Die PVAs dieser Kategorie starten im Atlantik

Tabelle 4.5: Wahrscheinlichkeiten (in Prozent), dass eine PVA im Atlantik in der vorherigen Vorhersage wiedergefunden wird. Dabei kann sie in derselben Kategorie, in einer der anderen vier Kategorien oder in keiner Kategorie sein.

	I	II	III	IV	V	0
I	49.2	2.1	0.8	0.7	0.7	46.5
II	18.6	33.5	0.0	1.6	0.5	45.7
III	16.3	2.2	5.4	10.9	6.5	58.7
IV	11.3	0.7	1.5	29.8	3.6	53.1
V	18.4	7.8	1.9	11.7	14.6	45.6

	I	II	III	IV	V	0
I	32.5	1.8	0.6	0.9	0.8	63.4
II	11.9	31.2	0.2	1.4	0.2	55.1
III	20.6	1.2	8.2	5.5	5.8	58.8
IV	7.1	2.2	1.2	19.1	2.4	68.0
V	13.7	3.2	2.6	5.7	12.3	62.5

Tabelle 4.6: Wie Abbildung 4.3, jedoch für den Pazifik.

	I	II	III	IV	V	0
I	36.6	1.3	0.6	0.8	0.8	59.9
II	13.7	33.1	0.0	1.0	0.1	52.1
III	25.7	0.0	13.7	4.6	6.9	49.1
IV	8.9	1.5	1.2	23.2	3.4	61.7
V	11.7	1.9	3.3	4.2	15.8	63.1

Tabelle 4.7: Wie Abbildung 4.4, jedoch für den Pazifik.

ziemlich weit im Norden (siehe Abbildung 4.3), dadurch steigt die Wahrscheinlichkeit, dass der Tropopausenjet in einer anderen Vorhersage näher als 400 km an der PVA liegt.

Die schlechteste Wiedererkennungsrates (5.2 %) weist **Kategorie III** auf. 18.7 % der PVAs die östlich eines Tropopausentroggs starten (Kategorie III), werden in einer anderen Vorhersage zu Kategorie I gezählt. Das ist nicht sehr verwunderlich, da die PVAs der Kategorie III nur 400 bis 600 km weit vom Tropopausenjet entfernt liegen. Relativ viele PVAs der Kategorie III (4 %) werden in einer anderen Vorhersage zu den DRWs gezählt. Dabei werden 6.5 % der PVAs der Kategorie III in der vorhergehenden und nur 1.1 % in der nachfolgenden Vorhersage als DRW erkannt (Tabelle 4.4 und 4.5). Viele DRWs nähern sich nach einer gewissen Zeit dem Tropopausenjet. Wenn in einer darauffolgenden Vorhersage nur noch dieser Teil dokumentiert ist, so wird diese DRW in Kategorie I oder in Kategorie II eingeteilt.

Die **Kategorie IV** ist die einzige Kategorie, die relativ wenige (5.6 %) ihrer PVAs an die Kategorie I verliert. Das ist durch ihre eher südlichere Lage bedingt (siehe Abbildung 4.3). Die PVAs der Kategorie IV werden in relativ vielen Vorhersagen wieder in dieselbe Kategorie eingeteilt (21.5 %).

In 11 % der Vorhersagen werden DRWs (**Kategorie V**) wieder als DRWs erkannt. Relativ viele DRWs (13.3 %) werden in anderen Vorhersagen in der Kategorie I wiedergefunden. Das weist darauf hin, dass die Abgrenzung dieser beiden Kategorien nicht immer ganz klar ist. Wahrscheinlich befinden sich viele DRWs in wenig mehr als 400 km Entfernung zum Tropopausenjet. Deshalb ist die Wahrscheinlichkeit relativ hoch, dass sie in einer anderen Vorhersage näher als 400 km am Tropopausenjet liegen und damit zu Kategorie I gezählt werden. 8.7 % der DRWs werden in einer anderen Vorhersage in Kategorie IV eingeteilt. Es könnte sein, dass einige DRWs ehemalige tropische Zyklonen waren. Denn wenn die Zugbahn einer tropischen Zyklone erst ab dem Zeitpunkt verfolgt wird, nachdem eine "extratropical transition" eingetreten ist, würde diese tropische Zyklone in Kategorie V eingeteilt werden.

	I	II	III	IV	V	0
I	48.0	2.2	0.8	1.1	1.0	47.0
II	12.1	38.0	0.4	2.1	0.6	46.8
III	32.6	3.4	11.4	7.4	5.7	39.4
IV	9.7	2.9	1.5	28.7	3.4	53.7
V	19.7	3.3	3.9	8.9	19.7	44.4

Tabelle 4.8: Wie Abbildung 4.5, jedoch für den Pazifik.

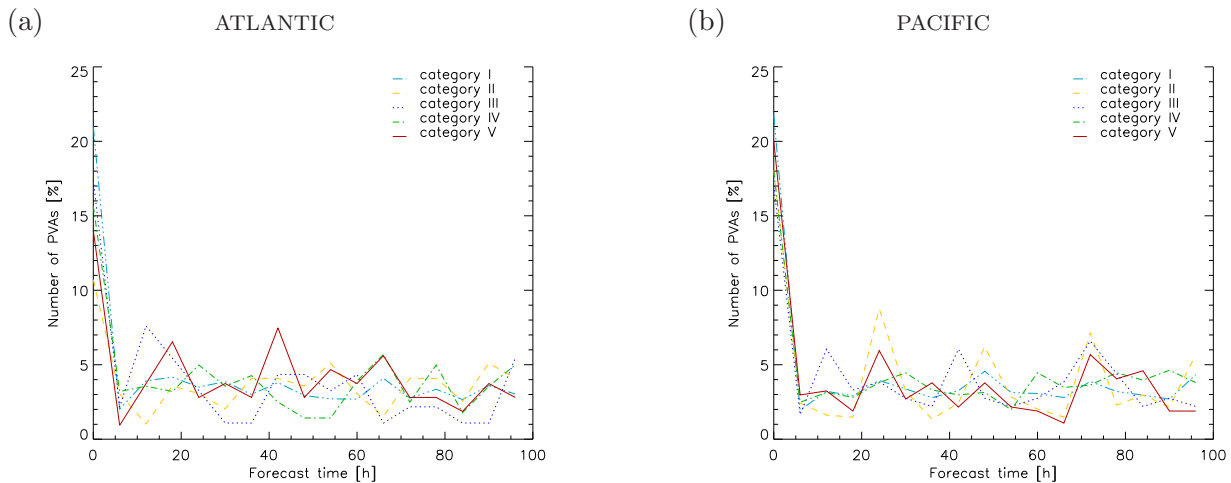


Abbildung 4.12: Histogramm der Zeit, die zwischen dem Start der Vorhersage und der Entdeckung der PVA liegt (in Stunden). Aufgetragen sind Kategorie I (hellblau, strichgepunktet), Kategorie II (gelb, strichgepunktet), Kategorie III (blau gepunktet), Kategorie IV (grün gestrichelt) und Kategorie V (rot, durchgezogen).

Zu 60 % werden DRWs in anderen Vorhersagen nicht wiedergefunden. Dieser Prozentsatz ist im Vergleich mit den anderen Kategorien etwas tiefer. Das bedeutet, dass DRWs nicht schlechter vorhergesagt werden können als andere PVAs. Abbildung 4.12 zeigt, wieviel Zeit zwischen dem Start der Vorhersage und dem Entdecken der PVA verstrichen ist. 20 % der PVAs werden vom ersten Zeitpunkt (innerhalb einer Vorhersage) an verfolgt. Zu den späteren Zeitpunkten werden in allen Kategorien etwa gleichviele PVAs (ungefähr 5 %) entdeckt. Das bedeutet, dass keine der fünf Kategorien ein Artefakt der Vorhersage ist, da sie bereits zu einem grossen Teil in der Analyse (erster Zeitpunkt) vorkommen.

4.3.2 Pazifik

Die PVAs des Pazifiks werden ähnlich oft in anderen Vorhersagen wiedererkannt wie die PVAs des Atlantiks. Ungefähr 60 % der PVAs werden in den anderen Vorhersagen nicht wiedererkannt. Die Verhältnisse der verschiedenen Wiedererkennungsraten sind sehr ähnlich zu denen im Atlantik. Die PVAs der Kategorie I werden am häufigsten in derselben Kategorie wiedergefunden (32.5 %), es folgen die PVAs der Kategorie II (31.2 %), Kategorie IV (19.1 %) und Kategorie V (12.3 %), am seltensten werden die PVAs der Kategorie III (8.2 %) in derselben Kategorie wiedergefunden. Kategorie II wird erheblich öfter im Pazifik als im Atlantik in derselben Kategorie wiedererkannt. Das hat wahrscheinlich damit zu tun, dass im Pazifik auf einem grösseren Teil des Kontinents nach PVAs gesucht wird als im Atlantik.

Auch die DRWs werden etwas öfter im Pazifik in derselben Kategorie wiedergefunden, als im Atlantik. Im Pazifik werden im Vergleich zum Atlantik weniger DRWs in anderen Vorhersagen zu Kategorie IV gezählt (5.7 %). Während im Atlantik sowohl in der vorhergehenden als auch in der nachfolgenden Vorhersage 11.7 % der DRWs in die Kategorie IV fallen, betrifft dies im Pazifik nur 4.2 % in der nachfolgenden und 8.9 % die in der vorhergehenden Vorhersage.

4.4 Verteilung wichtiger Parameter der fünf PVA-Kategorien

Die PVAs der fünf Kategorien unterscheiden sich durch die Lage der PVA relativ zum Tropopausenjet, durch ihre Propagationsgeschwindigkeit und durch ihre Baroklinität. In den Abbildungen 4.13 bis 4.15 sind Histogramme von verschiedenen Parametern der fünf Kategorien aufgezeichnet. Es wird untersucht, welche Werte typisch für die verschiedenen Kategorien sind und wie sich Kategorie V (DRWs) von den anderen unterscheidet.

Die fünf Kategorien unterscheiden sich vor allem in der Menge an Niederschlag, die maximal fällt, in der maximalen Geschwindigkeit des Tropopausenjets, in der Meeresoberflächentemperatur und in der Baroklinität. Die fünf Kategorien weisen im Atlantik meist ähnliche Ausprägungen auf wie im Pazifik. In der Kategorie I befinden sich die meisten PVAs, deshalb erscheint das Histogramm der Kategorie I jeweils am glattesten.

Im Pazifik erreichen 59 % aller DRWs einen minimalen Bodendruck unter 1005 hPa, im Atlantik sind es etwas weniger (47 %). 13 % aller DRWs erreichen einen minimalen Bodendruck unter 990 hPa und immerhin 5 % erreichen einen tieferen Bodendruck als 980 hPa (siehe Abbildung 4.13 (a,b)). Kategorie I hat durchschnittlich tiefere Bodendrucke als die anderen Kategorien. Das ist wahrscheinlich auf die Nähe zum Tropopausenjet zurückzuführen.

Der grösste Teil der PVAs weist eine maximale Amplitude von ungefähr 2 pvu auf (siehe Abbildung 4.13 (c,d)). Im Atlantik erreichen einige PVAs Amplituden von über 8 pvu, es handelt sich hier wahrscheinlich um tropische Zyklonen. Bei ungefähr 20 % der PVAs wächst die Amplitude nicht über 1 pvu. Es kann sein, dass bei diesen PVAs die PV durch Advektion transportiert wird.

Bei einem grossen Teil der PVAs ist die relative Feuchte auf 700 hPa hoch (über 80 %). Bei den DRWs im Pazifik ist die relative Feuchte auf 700 hPa höher als bei den DRWs im Atlantik (siehe Abbildung 4.13 (e,f)). Mehr als ein Drittel der DRWs im Pazifik haben eine relative Feuchte von über 90 %.

PVAs entstehen normalerweise aus diabatischen Prozessen. Deshalb erwartet man, dass in der Nähe der PVAs Niederschlag fällt. Abbildung 4.14 (c,d) zeigt, dass dies jedoch nicht immer zutrifft. Vor allem Kategorie IV und Kategorie I (im Pazifik auch Kategorie II) enthalten viele PVAs, in deren Umgebung kein Niederschlag fällt. Kategorie II und Kategorie V weisen ähnliche Verteilungen des Niederschlag auf. Im Pazifik fällt bei 5 % der Kategorie V kein Niederschlag. Es ist unwahrscheinlich, dass diese PVAs tatsächlich DRWs sind.

Die Geschwindigkeit des Tropopausenjets ist im Pazifik höher als im Atlantik (siehe Abbildung 4.14 (a,b)). Einige PVAs der Kategorie IV weisen niedrigere Geschwindigkeiten auf. Diese PVAs befinden sich wahrscheinlich in einiger Entfernung zum Tropopausenjet. Die DRWs besitzen verglichen mit den anderen Kategorien mit Ausnahme der Kategorie III sehr hohe Tropopausenjetgeschwindigkeiten. Da DRWs in barokliner Umgebung starten, war dies zu erwarten. 20 % aller DRWs befinden sich einmal in ihrer Entwicklung in unmittelbarer Nähe des Tropopausenjets.

Die PVAs der Kategorie IV, die oft weit im Süden starten, entstehen vermehrt in Gebieten mit hoher Meeresoberflächentemperatur (siehe Abbildung 4.14 (e,f)). Eine Gruppe der DRWs startet in Gebieten mit Meeresoberflächentemperaturen um die 295 K und eine Gruppe befindet sich in eher kühleren Gebieten (um 288 K). Einige PVAs der Kategorie I und II bleiben

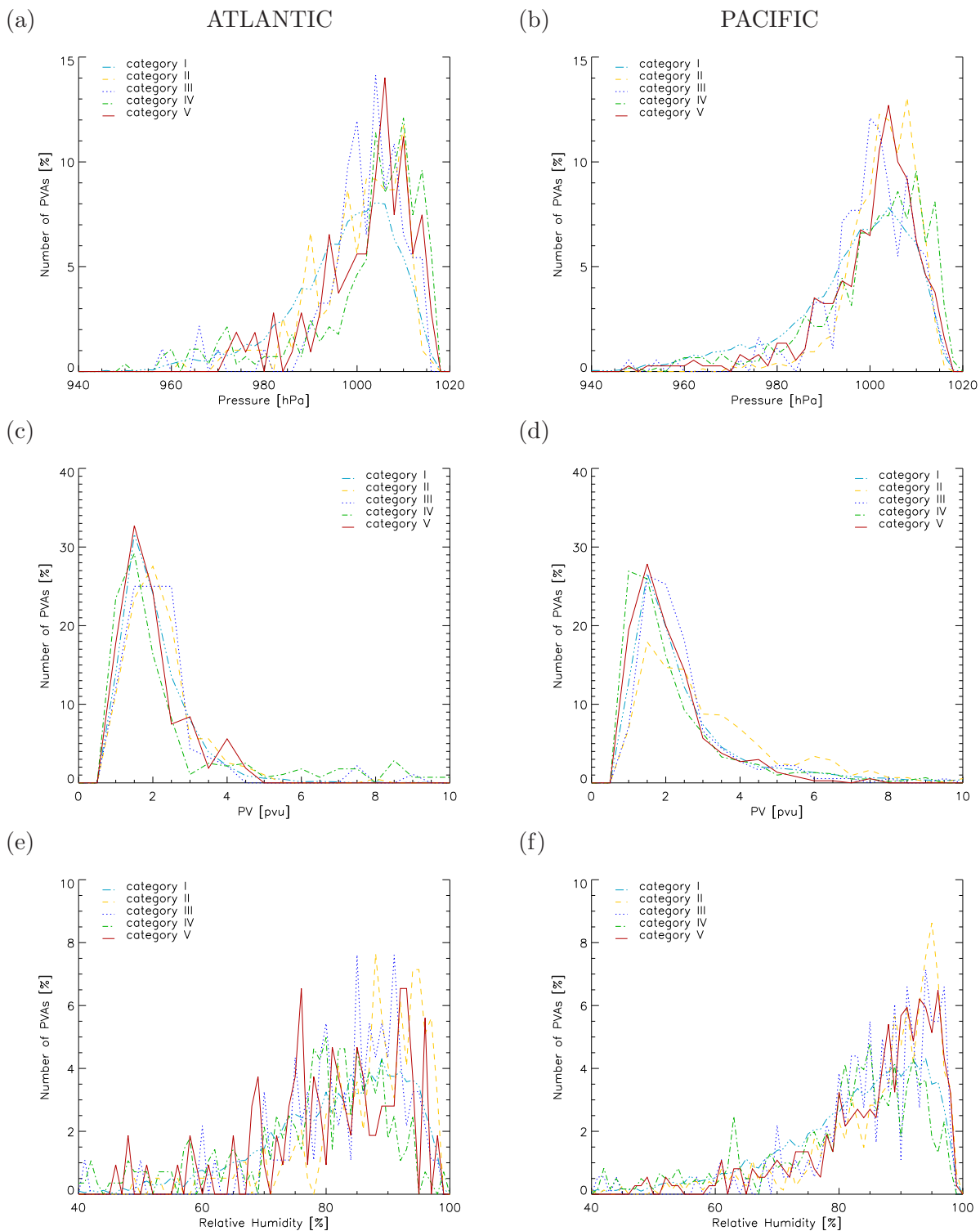


Abbildung 4.13: Histogramme zeigen (a,b) den tiefsten erreichten Bodendruck, (c,d) die maximal erreichte Amplitude der PVA und (e,f) die höchste erreichte mittlere relative Feuchte auf 700 hPa. Die erste Spalte zeigt den Atlantik und die zweite Spalte den Pazifik. Pro Klasse ist der prozentuale Anteil der Gesamtzahl der PVAs in der jeweiligen Kategorie angegeben.

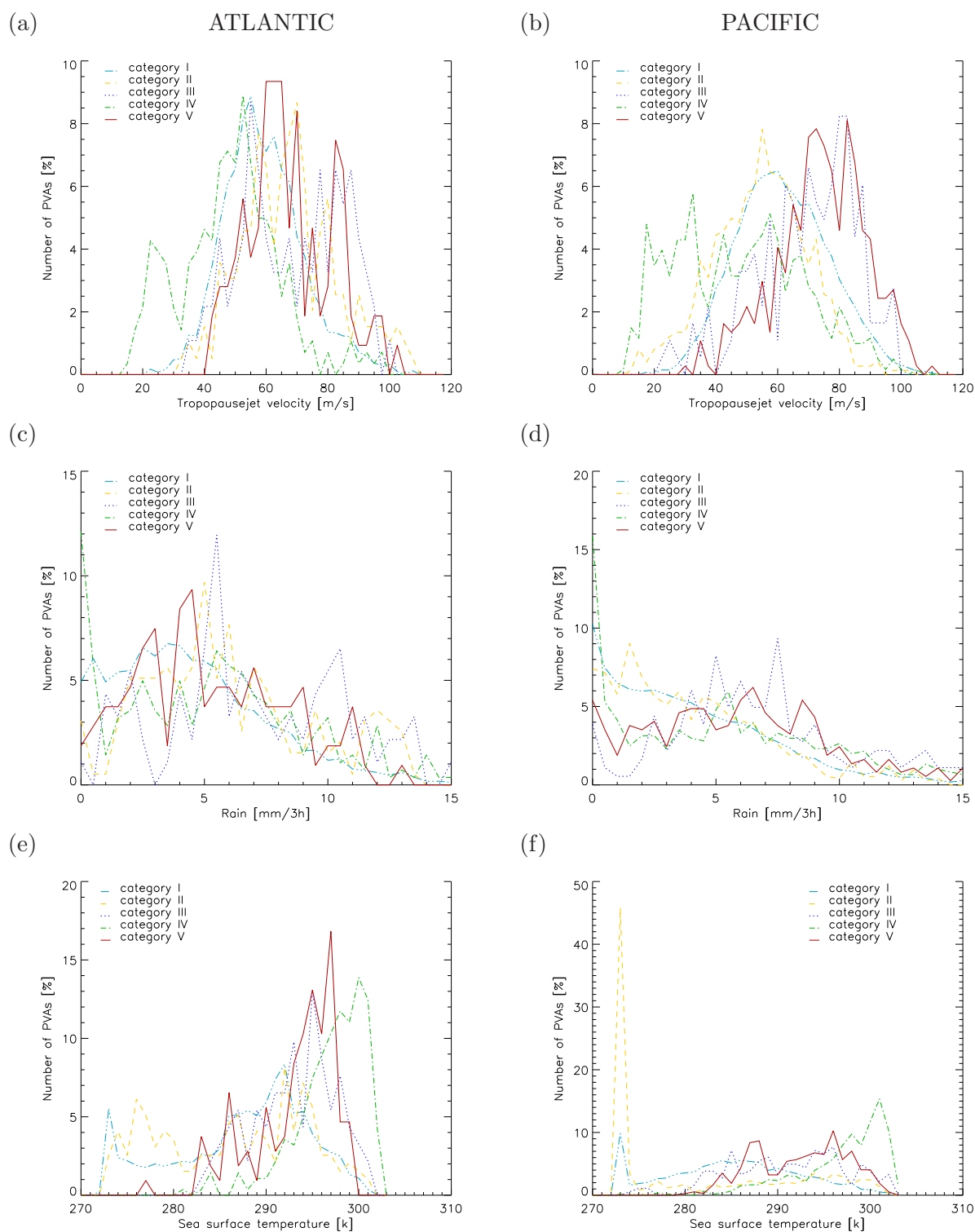


Abbildung 4.14: Wie Abbildung 4.13 jedoch für (a,b) die maximale Tropopausejet-Geschwindigkeit, (c,d) den maximalen 6-Stunden-Niederschlag und (e,f) die maximale Meeresoberflächentemperatur.

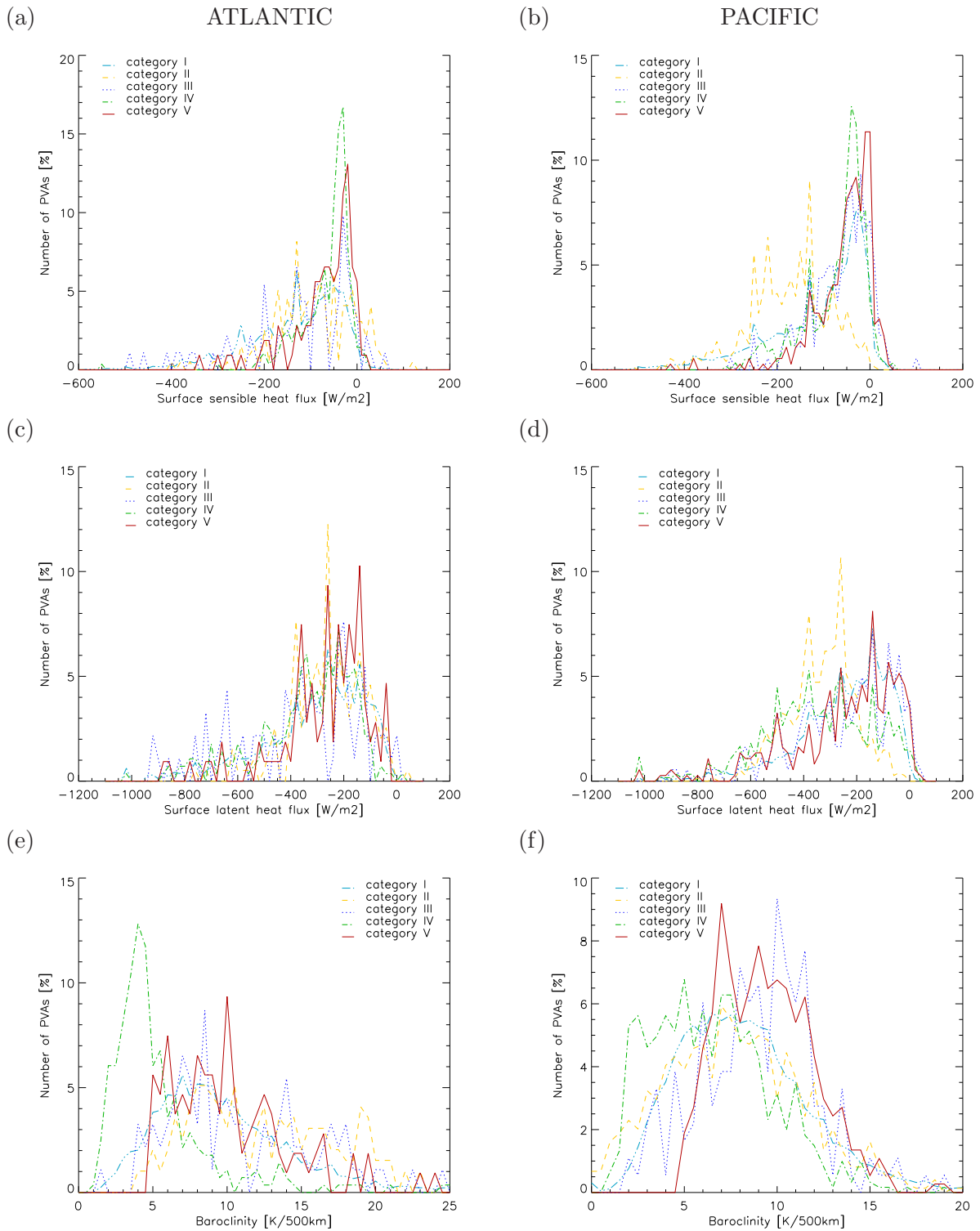


Abbildung 4.15: Wie Abbildung 4.13 jedoch für (a,b) den maximalen sensiblen Wärmefluss, (c,d) den maximalen latenten Wärmefluss und (e,f) die maximale Baroklinität.

während ihrer ganzen Entwicklung über einem sehr kalten (nördlichen) Gebiet. Im Pazifik weisen fast 50 % der PVAs der Kategorie II eine Meeresoberflächentemperatur von 0°C auf (man muss beachten, dass diese PVAs auf dem Kontinent starten).

In den maximalen (nach oben gerichteten) Wärmeflüssen unterscheiden sich die verschiedenen Kategorien kaum (siehe Abbildung 4.15). Der grösste Teil der PVAs hat einen sensiblen Wärmefluss zwischen 0 und -200 W/m^2 und einen latenten Wärmefluss zwischen 0 und -300 W/m^2 . Nur Kategorie II beinhaltet im Pazifik ungewöhnlich viele PVAs mit grossen Wärmeflüssen. Die erhöhten Wärmeflüsse sind wahrscheinlich dadurch entstanden, dass kalte trockene Luftmassen über den warmen Ozean gezogen sind [*Wallace and Hobbs, 1977*].

Etwa die Hälfte der DRWs erreichen eine maximale Baroklinität von mehr als $10\text{ K}/500\text{ km}$. Damit gehören sie zusammen mit Kategorie III zu den PVAs, die sich in Gebieten mit der höchsten Baroklinität aufhalten. Wie erwartet befinden sich die PVAs der Kategorie IV in Gebieten mit der schwächsten Baroklinität.

4.5 Diskussion

Die unterschiedlichen PVAs der fünf Kategorien können mit einem relativ einfachen Tracking-Algorithmus gefunden werden. Die Einteilung der PVAs in die fünf Kategorien scheint sinnvoll, denn sie unterscheiden sich stark in ihren Ausprägungen. Die Kriterien für die Einteilung der PVAs in die Kategorien I-IV sind restriktiv gewählt, damit sich in der Kategorie V nur noch DRWs befinden.

Die DRWs des EPS von Lothar erfüllen alle Kriterien, die für die Einteilung in Kategorie V gelten (siehe Kapitel 3).

In einigen Fällen können die PVAs nicht vollständig verfolgt werden, weil sie sich in verschiedene PVAs aufteilen. Es wird jedoch immer schwierig bleiben DRWs zu verfolgen, da nicht Advektion sondern PV-Produktion durch diabatische Prozesse zur Bildung einer neuen PVA führt.

Bei der Einteilung der PVAs in die fünf Kategorien wurde nur der erste Tag der Entwicklung angeschaut. In einem weiteren Schritt könnte die Bestimmung von DRWs noch mit weiteren Kriterien verfeinert werden.

Die in diesem Kapitel beschriebene Klassifikation unterscheidet verschiedene Arten von positiven PV-Anomalien in der unteren Troposphäre. Ein grosser Teil dieser PVAs sind durch diabatische Prozesse entstanden. Es wurde nach PVAs gesucht und nicht nach Tiefdruckgebieten, weil diabatische Prozesse für die Entwicklung einer DRW massgeblich sind. Die verschiedenen Kategorien enthalten trotzdem viele Zyklonen, jedoch erst ab dem Zeitpunkt, wann Kondensation stattfindet und eine positive PV-Anomalie in der unteren Troposphäre gebildet wird.

Die Klimatologie der PVAs beinhaltet Daten der operationellen Vorhersage eines Jahres. Da es sich um 7-Tages-Vorhersagen handelt, wird etwas mehr als nur ein Jahr abgebildet. Es wird erhofft, dass die Klimatologie dadurch an Repräsentativität gewinnt.

Kapitel 5

Schlussfolgerungen und Ausblick

Die Untersuchung von diabatischen Rossby Wellen (DRWs) hat erst begonnen, deshalb sind noch einige Fragen offen. Das Beispiel des Wintersturms Lothar zeigt, dass DRWs ein ernstzunehmendes atmosphärisches Phänomen darstellen. Mit dieser Arbeit konnte ein bedeutender Beitrag zu einem besseren Verständnis von DRWs geleistet werden. Die erste Klimatologie von DRWs wurde erstellt. Die zwei Hauptfragestellungen wurden untersucht:

Erstens wurde mit Hilfe des “Ensemble Prediction System” des ECMWF von Lothar (12 UTC 24. Dezember bis 12 UTC 25. Dezember 1999) die Dynamik von DRWs untersucht. Anhand der 50 Modellläufe des EPS von Lothar konnten die theoretischen Merkmale einer DRW, wie sie von *Parker and Thorpe* [1995] beschrieben wurden, mit realistischen Fallbeispielen belegt werden. Durch den Vergleich der 50 Modellläufe konnte das Verständnis für die Dynamik einer DRW und deren Potential zur explosiven Zyklognese verbessert werden. Es konnten die wichtigsten Parameter bestimmt werden, die für das Bestehen und die Intensivierung von DRWs nötig sind.

Zweitens wurde eine Klimatologie von positiven PV-Anomalien in der unteren Troposphäre (PVAs) aus operationellen ECMWF-Vorhersagen (Juni 2004 bis Mai 2005) erstellt. DRWs erhalten ihre Energie aus diabatischen Prozessen und bestehen aus einer PVA. Im Mittelpunkt der zweiten Fragestellung stehen deshalb verschiedene Arten von PVAs.

Mit Hilfe eines Tracking-Algorithmus wurden PVAs im Nordatlantik und Nordpazifik bestimmt und in fünf Kategorien eingeteilt. Die Kategorie I-IV beinhalten verschiedene Arten von PVAs, die sich in mindestens einem Merkmal von DRWs unterscheiden. In der letzten Kategorie (V) befinden sich DRWs. Durch den Vergleich der PVAs der Kategorien I-IV mit den DRWs wurde deutlich, welche Umgebungsparameter und welche Merkmale einer PVA vorhanden sein müssen, damit von einer DRW gesprochen werden kann. Es konnte ein erster Überblick verschafft werden, wo und wann DRWs vermehrt auftreten. Ausserdem wurde die Vorhersagbarkeit von DRWs untersucht.

Es werden nun die wichtigsten Erkenntnisse, die aus der Untersuchung der zwei Fragestellungen hervorgingen, aufgezählt. Anschliessend folgen einige Anregungen für weitere Untersuchungen.

5.1 Erkenntnisse aus der Untersuchung der Lothar-Vorhersage

Der Wintersturm Lothar ist als diabatische Rossby Welle um 00 UTC 24. Dezember südlich von Neufundland entstanden und intensivierte sich im Laufe des 26. Dezember durch Einfluss einer PV-Anomalie an der Tropopause zu einem Orkan. Der theoretische Mechanismus einer diabatischen Rossby Welle (vergleiche Kapitel 1 und *Parker and Thorpe* [1995]) kann bei allen 50 Modellläufen des EPS von Lothar wiedererkannt werden. Die starke Intensivierung gegen Ende der Entwicklung wurde jedoch nur von einem Teil der Modellläufe des EPS von Lothar vorhergesagt; nur 16 Zyklonen erreichten einen ähnlich tiefen Bodendruck wie Lothar. Die Hälfte der Modellläufe sagten um 06 UTC 26. Dezember keine oder eine bedeutend schwächere Zyklone vorher (Bodendruckminima grösser als 980 hPa).

Die DRWs der EPS-Modellläufe von Lothar weisen während der Untersuchungsperiode zwei Maxima in ihrer Intensität auf: die Anfangsintensivierung erreicht um 21 UTC 24. Dezember ihren Höhepunkt und die Endintensivierung um 06 UTC 26. Dezember. Es fällt auf, dass die DRWs, die eine starke Endintensivierung erfahren, bei der Anfangsintensivierung relativ schwach bleiben. Die Intensität der DRW zu Beginn hat keinen Einfluss auf die Endintensivierung.

Für die Anfangsintensivierung sind diabatische Prozesse ausschlaggebend. Um 21 UTC 24. Dezember ist der meridionale Temperaturgradient in der Nähe der DRWs am grössten (ungefähr 15 K/500 km). Die hohe Baroklinität führt zu einem steileren Aufstieg der warmen, feuchten Luft östlich der PVA und dadurch zu erhöhter PV-Produktion durch Kondensation. Deshalb erreicht die Anfangsintensivierung zur selben Zeit ihren Höhepunkt wie die Baroklinität. Diejenigen DRWs die um 15 UTC 24. Dezember eine stärker ausgeprägte PVA aufweisen, erreichen die höchsten PV-Werte beim Höhepunkt der Anfangsintensivierung (21 UTC 24. Dezember). Je grösser die Amplitude der PVA ist, desto stärkere Winde werden induziert. Diese führen zu stärkeren Aufwinden östlich der PVA und damit zu mehr Kondensation. Das bedeutet, dass eine intensivere DRW bei Erhöhung der Baroklinität verhältnismässig mehr an Intensität gewinnt als eine weniger intensive DRW.

Die explosive Zyklonogenese am 26. Dezember (Endintensivierung) ist darauf zurückzuführen, dass die PVA eine PV-Anomalie an der Tropopause induziert. Durch das übereinanderliegen der zwei Anomalien entsteht ein PV-Tower, der mit sehr starken zyklonalen Winden verbunden ist. Diejenigen DRWs, die zum Zeitpunkt 12 UTC 25. Dezember näher als 400 km am Tropopausenjet liegen, intensivieren sich zu starken Zyklonen. Teilweise ist die Distanz der starken Zyklonen zum Tropopausenjet deshalb kürzer, weil sie sich weiter nördlich befinden und teilweise weil sich der Tropopausenjet weiter südlich befindet. Es könnte sein, dass sich die Anomalie auf Tropopausenhöhe und die Anomalie in der unteren Troposphäre gegenseitig anziehen.

Es ist nicht klar, was zur Distanz DRW-Tropopausenjet zum Zeitpunkt 12 UTC 25. Dezember führt. Es könnte sich um einen "Zufallsprozess" handeln. Es könnte aber auch sein, dass die Ausprägung der DRW zu einem früheren Zeitpunkt ausschlaggebend ist: Die relative Feuchte auf 700 hPa ist höher bei den intensiven Zyklonen. Die Frage bleibt offen, ob die relative Feuchte wegen der intensiveren Südströmung höher ist, oder ob die DRW intensiver ist, weil die Mächtigkeit der feuchten unteren Atmosphärenschicht grösser ist und darum mehr Feuchtigkeit für das diabatische Heizen vorhanden ist. *Moore and Montgomery* [2005] behaupten, dass der Feuchtegradient der unteren Atmosphäre einen grossen Einfluss auf die Dynamik der DRW hat.

Die Amplitude der negativen PV-Anomalie in der mittleren Troposphäre ist korreliert mit

der Amplitude der PVA. Die Intensität und die Lage der negativen PV-Anomalie könnte für einen Teil der Norddrift der intensiven Zyklonen verantwortlich sein [Moore and Montgomery, 2005]. Es fällt zudem auf, dass viele DRWs, die sich zu Orkanstärke intensivieren, zu Beginn hohe latente Wärmeflüsse aufweisen.

5.2 Erkenntnisse aus der Untersuchung der Klimatologie von positiven PV-Anomalien in der unteren Troposphäre

PVAs¹ können in ECMWF-Vorhersagen verfolgt und klassifiziert werden. Im Nordpazifik (ab hier nur noch Pazifik) wurden in den Vorhersagen eines Jahres doppelt so viele PVAs (ca. 10'000) verfolgt wie im Nordatlantik (ca. 5'000). Die gefundenen PVAs wurden in fünf Kategorien aufgeteilt, diese unterscheiden sich in ihrer Gestalt, Häufigkeit und Zugbahn. Betrachtet man den Pazifik und den Atlantik zusammen, so starten 80 % der PVAs in der Nähe eines Tropopausenjets (Kategorie I), 6 % der PVAs starten über dem Kontinent (Kategorie II), fast 2 % der PVAs starten östlich eines Tropopausentrogens (Kategorie III) und ungefähr 6 % der PVAs entstehen in einer schwach baroklinen Umgebung oder propagieren sehr langsam oder gar nicht nach Osten (Kategorie IV). Schlussendlich gehören etwa 3 % der PVAs zu den DRWs (Kategorie V). Genau genommen werden im Nordatlantik 107 DRWs (2.26 %) während eines Jahres in allen Vorhersagen und im Nordpazifik 373 DRWs (3.69 %) entdeckt.

Die Häufigkeit des Auftretens der PVAs variiert innerhalb der verschiedenen Monate. In den Wintermonaten wurden durchschnittlich weniger PVAs beobachtet als in den Sommermonaten. Im Atlantik wurden im Juni und Juli (2004) am häufigsten DRWs gefunden (mehr als 20). Im Pazifik wurden im Mai und Oktober die meisten DRWs gefunden (mehr als 50). In beiden Ozeanbecken gehören die Monate Januar, Februar und März zu den Monaten mit den wenigsten DRWs.

Die PVAs der fünf Kategorien weisen unterschiedliche Zugbahnen auf. Während die Kategorien I, II und III eher nördlich starten, startet Kategorie IV eher südlich. DRWs starten vermehrt im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Im Atlantik startet die Hälfte der DRWs südlich von 40°N, im Pazifik sind es 65 % der DRWs, die südlich von 40°N starten. 16 % der DRWs, die im Atlantik starten, erreichen den europäischen Kontinent, sie haben überdurchschnittlich lange Zugbahnen (48°). 18 % der DRWs, die im Pazifik starten erreichen den amerikanischen Kontinent.

13 % der DRWs weisen einen minimalen Bodendruck unter 990 hPa auf. Es wurden einige Beispiele von DRWs gefunden, die eine explosive Zyklogese erfahren.

Die Untersuchung der Vorhersagbarkeit von PVAs ergab, dass ein grosser Teil der PVAs nicht in mehreren Vorhersagen erfasst werden. In durchschnittlich 60 % der Fälle wird eine PVA in der nachfolgenden Vorhersage nicht wiedererkannt. Das weist darauf hin, dass es schwierig ist, PVAs in Wettervorhersagen zu integrieren.

Eine DRW wird in einer anderen Vorhersage oft in Kategorie I eingeteilt. In 11-12 % der möglichen Fälle wird eine DRW in einer anderen Vorhersage jedoch wieder als DRW erkannt. Im Allgemeinen können DRWs jedoch nicht schlechter vorhergesagt werden als andere PVAs.

Verglichen mit den anderen PVAs halten sich DRWs in Gebieten mit hoher Baroklinität auf.

¹Als PVAs werden hier positive PV-Anomalien in der unteren Troposphäre bezeichnet, die während mindestens eines Tages bestehen bleiben.

20 % aller DRWs befinden sich einmal in ihrer Entwicklung in unmittelbarer Nähe des Tropopausenjets. Die Tropopausenjetgeschwindigkeiten sind in der Nähe von DRWs besonders hoch.

5.3 Ausblick

Im Rahmen dieser Diplomarbeit konnten nur Teilaspekte der Dynamik und der Klimatologie von DRWs untersucht werden. Im folgenden Abschnitt sind einige Ansätze für weitere Untersuchungen festgehalten. Im ersten Teil werden spezifische Anregungen zur Untersuchung des Wintersturms Lothars anhand des “Ensemble Prediction System” (EPS) gemacht. Der zweite Teil enthält Vorschläge bezüglich der Klimatologie von DRWs und abschliessend werden allgemeine Gedanken zu DRWs diskutiert.

Wind auf 10 m Höhe

Die 50 Modellläufe des EPS von Lothar zeigen zwischen 12 UTC 24. Dezember 1999 und 00 UTC 25. Dezember eine ähnliche Entwicklung auf. Der latente Wärmefluss ist die einzige Untersuchungsgrösse, die bereits zu Beginn die DRWs nach der resultierenden Sturmstärke aufteilt (siehe Kapitel 3.3.1). Die DRWs, die sich später zu intensiven Zyklonen entwickeln, verzeichnen anfangs hohe latente Wärmeflüsse. Die Untersuchung des Windes auf 10 m Höhe könnte erklären, ob die erhöhte Verdunstung auf starke bodennahe Winde zurückzuführen ist.

Meeresoberflächentemperatur

Das Entstehungsgebiet von Lothar wies im Dezember 1999 eine starke positive Anomalie der Meeresoberflächentemperatur auf [Wernli *et al.*, 2002]. Es ist möglich, dass diese Temperaturanomalie durch Erhöhung der sensiblen und latenten Wärmeflüsse viel zur Intensivierung von Lothar beigetragen hat. Die Untersuchung des Einflusses von erhöhten Meeresoberflächentemperaturen auf die Zyklognese ist wichtig, weil dadurch die Auswirkungen der Klimaänderung besser verstanden werden können.

Wassergehalt der Atmosphäre

Die relative Feuchte in der unteren Troposphäre um die DRWs ist bei allen Modellläufen sehr hoch (mindestens 80 %). Die mittlere relative Feuchte in der unteren Troposphäre scheint jedoch nicht massgebend zu sein für die Endintensivierung (jedenfalls nicht in dem ausgewählten Gebiet, siehe Kapitel 2). Die Mächtigkeit der feuchten unteren Atmosphärenschicht hingegen scheint die Stärke der Intensivierung zu beeinflussen (siehe mittlere relative Feuchte auf 700 hPa in Kapitel 3.3.1). Es könnte sein, dass die absolute Feuchtigkeit bestimmend ist für die Lage und Intensität der DRW. Der Vergleich der absoluten Feuchte der 50 Modellläufe integriert über ein Gebiet um die PVA vom Boden bis auf 700 hPa könnte aufschlussreich sein.

Trajektorien vom Zentrum der DRW aus

In Abbildung 3.5 (b) sind Trajektorien aufgezeichnet, die im Gebiet der PVA starten. Die Vorwärtstrajektorien führen in zwei Hauptrichtungen: Die eine Gruppe von Trajektorien steigt an und weist eine leichte Norddrift auf, die andere Gruppe bleibt auf etwa gleicher Höhe und weist eine leichte Süddrift auf. Es könnte sein, dass die Lage innerhalb der PVA den weiteren Verlauf des Luftstromes bestimmt. Es würde sich lohnen die Luftströme, die zum DRW-Zentrum hin und die Luftströme, die weg führen, genauer zu untersuchen.

Negative PV-Anomalie in der mittleren Troposphäre

Es ist nicht klar, welchen Einfluss die Intensität oder die Lage der negativen PV-Anomalie in der mittleren Troposphäre auf die Entwicklung der DRW hat. Die Amplitude der negativen PV-Anomalie ist gekoppelt mit der Amplitude der PVA (siehe Kapitel 3.3.1). Die relative Lage der negativen zur positiven Anomalie sollte jedoch genauer untersucht werden. Damit könnte gezeigt werden, ob die Vermutung von *Moore and Montgomery* [2005] zutrifft, dass die DRW eine Norddrift erhält, wenn die beiden Anomalien in Phase treten.

“Ensemble Prediction System” zu einem früheren Zeitpunkt

In dieser Arbeit wurde untersucht, wie sich eine bestehende DRW weiterentwickelt. Das Verständnis von wichtigen Prozessen und wichtigen Umgebungsparametern für die Intensivierung von DRWs konnte verbessert werden. Es ist jedoch noch unklar, wie die PVA entstanden ist. Die Untersuchung des “Ensemble Prediction Systems” mit Start um 00 UTC 24. Dezember 1999 (oder zu einem früheren Zeitpunkt) könnte Aufschluss geben über die Mechanismen, die eine PVA entstehen lassen.

Vervollständigung der Klimatologie

Es wurde eine Klimatologie von DRWs erstellt mit den operationellen ECMWF-Vorhersagen von Juni 2004 bis Mai 2005. Es ist nicht klar, ob diese Klimatologie auch repräsentativ ist für andere Jahre. Mit dem Tracking-Algorithmus könnte leicht eine Klimatologie über viele Jahre erstellt werden. Eine Auswertung mit Analysedaten würde ein genaueres Bild der DRWs aufzeichnen. Der Vergleich von Klimatologien, die einerseits aus Analysedaten und andererseits aus operationellen Vorhersagen erstellt wurden, könnte Aufschluss über Probleme bei der Vorhersage von DRWs geben.

Verschiedene Arten von DRWs

In Kapitel 4 wurden verschiedene Arten von positiven PV-Anomalien in der unteren Troposphäre miteinander verglichen. Dadurch konnten die Besonderheiten von DRWs hervorgehoben werden. In einem nächsten Schritt könnte man nun die verschiedenen Ausprägungen von DRWs unterscheiden. Zum Beispiel könnte untersucht werden, wie sich derjenige Teil der DRWs verhält, der in die Nähe des Tropopausenjets kommt. Dies betrifft einen relativ grossen Teil der DRWs (mehr als 20%).

Weitere DRW-Fallstudien

Es würde sich lohnen einige DRWs, die in den ECMWF-Vorhersagen gefunden wurden näher zu untersuchen. Finden bei allen DRWs die selben Prozesse statt?

Die Untersuchung von DRWs ist wichtig, weil DRWs verhältnismässig oft auftreten: In den 7-Tages-Vorhersagen von Juni 2004 bis Mai 2005 wurden 107 DRWs im Atlantik und 370 DRWs im Pazifik gefunden. 13% der DRWs weisen einen tieferen Bodendruck als 990 hPa auf, etwa 5% der DRWs weisen gar einen tieferen Bodendruck als 980 hPa auf.

Die operationelle Wettervorhersage vom 24. Dezember konnte die Stärke von Lothar nicht vorhersagen. Jedoch ein Viertel der Modellläufe des EPS von 12 UTC 24. Dezember sagten einen ähnlich starken Sturm wie Lothar voraus. Es scheint besonders im Zusammenhang mit DRWs wichtig zu sein, bei der Wettervorhersage das EPS miteinzubeziehen.

Viele DRWs erscheinen harmlos, aber es besteht die Möglichkeit, dass sie eine explosive Zyklogenese erfahren, wie verschiedene Beispiele in der Klimatologie zeigen (vergleiche Abbildungen 4.7 und 4.11). Aus diesem Grund ist es wichtig, das Verständnis für DRWs zu verbessern und das Potential von DRWs ernstzunehmen.

Literatur

- Bergeron, T. (1959), Methods in scientific weather analysis and forecasting. An outline in the history of ideas and hints at a program, *The atmosphere and the sea in motion. The Rossby memorial volume*.
- Bjerknes, J. (1919), On the structure of moving cyclones, *Geophys. Publ.*, 1(2), 1–8.
- Bjerknes, J., and H. Solberg (1922), Life cycles of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation, *Geophys. Publ.*, 3(1), 3–18.
- Bresch, D., M. Bisping, and G. Lemcke (2000), Sturm über Europa. Ein unterschätztes Risiko, *Schweizerische Rückversicherungs-Gesellschaft Zürich*.
- Charney, J. G. (1947), The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current, *J. Met.*, 4, 135–163.
- Charney, J. G. (1948), On the scale of atmospheric motions, *Geophys. Publ.*, 17(2).
- Davis, C. A. (1992), Piecewise potential vorticity inversion, *J. Atmos. Sci.*, 49, 1397–1411.
- Davis, C. A., M. T. Stoelinga, and Y.-H. Kuo (1993), The integrated effect of condensation on numerical simulations of extratropical cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1929–1953.
- Eady, E. T. (1949), Long waves and cyclone waves, *Tellus*, 1, 33–52.
- Eliassen, A., and E. Kleinschmidt (1957), *Handbuch der Physik*, vol. XLVIII, chap. Dynamic Meteorology, pp. 1–154, Springer-Verlag Berlin.
- Emanuel, K. A. (1985), Frontal circulations in the presence of small moist symmetric stability, *J. Atmos. Sci.*, 42(10), 1062–1071.
- Green, J. (1999), *Atmospheric dynamics*, 210 pp., Cambridge University Press.
- Hakim, G. J. (2003), Cyclogenesis, in *Encyclopedia of atmospheric sciences*, edited by J. C. J. R. Holton, J. Pyle, pp. 589–594, Academic Press.
- Hart, R. E., and J. L. Evans (2001), A climatology of the extratropical transition of atlantic tropical cyclones, *J. Climate*, 14, 546–564.
- Haynes, P. H., and M. E. McIntyre (1987), On the evolution of isentropic distributions of potential vorticity in the presence of diabatic heating and frictional or other forces, *J. Atmos. Sci.*, 44, 828–841.
- Holton, J. R. (1992), *An introduction to dynamic meteorology*, 511 pp., Int. geophysics series Academic Press.

- Holton, J. R. (2003), Dynamic meteorology, in *Encyclopedia of atmospheric sciences*, edited by J. C. J. R. Holton, J. Pyle, pp. 673–711, Academic Press.
- Hoskins, B. J. (1991), Towards a PV- θ view of the general circulation, *Tellus*, *43 B*, 27–35.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson (1985), On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *111*, 877–946.
- Kållberg, P., P. Berrisford, B. Hoskins, A. Simmons, S. Uppala, S. Lamy-Thépaut, and R. Hine (2005), ERA-40 project report series no. 19, *Tech. rep.*, European Centre for Medium Weather Forecasts.
- Mak, M. (1994), Cyclogenesis in a conditionally unstable moist baroclinic atmosphere, *Tellus*, *46A*, 14–33.
- Moore, R. W., and M. T. Montgomery (2004), Reexamining the dynamics of short-scale, diabatic Rossby waves and their role in midlatitude moist cyclogenesis, *J. Atmos. Sci.*, *61*, 754–768.
- Moore, R. W., and M. T. Montgomery (2005), Analysis of an idealized, three-dimensional diabatic Rossby vortex: A coherent structure of the moist baroclinic atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, *62(8)*, 2703–2725.
- Parker, D. J., and A. J. Thorpe (1995), Conditional convective heating in a baroclinic atmosphere: A model of convective frontogenesis, *J. Atmos. Sci.*, *52*, 1699–1722.
- Persson, A., and F. Grazzini (2005), User guide to ECMWF forecast products 4.0, *Tech. rep.*, European Centre for Medium Weather Forecasts, <http://www.ecmwf.int/products/forecasts/guide/>.
- Reed, R. J., M. T. Stoelinga, and Y.-H. Kuo (1992), A model-aided study of the origin and evolution of the anomalously high potential vorticity in the inner region of a rapidly deepening marine cyclone, *Mon. Wea. Rev.*, *120(6)*, 893–913.
- Reed, R. J., G. A. Grell, and Y.-H. Kuo (1993), The ERICA IOP 5 storm. Part II: Sensitivity tests and further diagnosis based on model output, *Mon. Wea. Rev.*, *121*, 1595–1612.
- Rossa, A. M., H. Wernli, and H. C. Davies (2000), Growth and decay of an extra-tropical cyclone’s PV-tower, *Metrol. Atmos. Phys.*, *73*, 139–156.
- Sanders, F., and J. R. Gyakum (1980), Synoptic-dynamic climatology of the ‘Bomb’, *Mon. Wea. Rev.*, *108*, 1589–1606.
- Snyder, C., and R. S. Lindzen (1991), Quasi-geostrophic wave-CISK in an unbounded baroclinic shear, *J. Atmos. Sci.*, *46*, 76–86.
- Thorpe, A. J., and K. A. Emanuel (1985), Frontogenesis in the presence of small stability to slantwise convection, *J. Atmos. Sci.*, *42(17)*, 1809–1824.
- Uccellini, L. W. (1986), The possible influence of upstream upper-level baroclinic processes on the development of the QE II storm, *Mon. Wea. Rev.*, *114(6)*, 1019–1027.
- Wallace, J. M., and P. V. Hobbs (1977), *Atmospheric Science (an introductory survey)*, 467 pp., Academic Press, San Diego.
- Wernli, H. (1995), Lagrangian perspective of extratropical cyclogenesis, Ph.D. thesis, ETH Zurich.

Wernli, H. (2003), Wettersysteme, Manuskript, unveröffentlicht, ETH Zürich.

Wernli, H. (2005), Diabatic Rossby wave and explosive cyclogenesis, Proceeding for The First THORPEX International Science Symposium, Montreal, Canada.

Wernli, H., S. Dirren, M. A. Liniger, and M. C. Zillig (2002), Dynamical aspects of the life cycle of the winter storm 'Lothar' (24-26 December 1999), *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *128*, 405–429.

Whitaker, J. S., and C. A. Davis (1994), Cyclogenesis in a saturated environment, *J. Atmos. Sci.*, *51*, 889–907.

Whitaker, J. S., L. W. Uccellini, and K. F. Brill (1988), A model-based diagnostic study of the rapid development phase of the President's Day cyclone, *Mon. Wea. Rev.*, *116*, 2337–2365.

Anhang A

Untersuchung der Vorhersage des Wintersturms Lothar

A.1 Das “Ensemble Prediction System” des Wintersturms Lothar

Im Folgenden ist die Lebensdauer, der minimale Bodendruck und die Amplitude der PVA der 50 Modellläufe des EPS von Lothar aufgeführt. Die DRWs sind nach ihrer resultierenden Sturmstärke eingeteilt. Es folgen Momentaufnahmen der 50 Modellläufe der PV-Verteilung auf 850 hPa zu den Zeitpunkten: 12 UTC 24. Dezember, 21 UTC 24. Dezember, 12 UTC 25. Dezember und 00 UTC 26. Dezember.

Tabelle A.1: Druck-Klasse I: DRWs, deren Minimaldruck nie unter 995 hPa fällt

Sturmnummer	Lebensdauer [h]	Minimaldruck [hPa]	PV-Maximum [pvu]
5	36	997	3.6
8	21	1004	2.4
13	48	995	4.3
18	30	1000	3.0
19	18	1002	2.7
25	36	997	3.6
26	24	1001	2.9
28	42	997	3.3
30	15	1004	2.3
31	48	995	4.7
32	18	1001	2.6
34	48	994	3.7
35	48	997	4.1
38	18	1004	2.3
39	24	1001	2.3
44	45	995	3.1
46	48	998	3.4

Tabelle A.2: Druck-Klasse II: DRWs, deren Minimaldruck zwischen 995 hPa und 980 hPa liegt

Sturmnummer	Lebensdauer [h]	Minimaldruck [hPa]	PV-Maximum [pvu]
1	45	985	2.7
2	48	985	4.0
6	39	984	2.5
12	48	985	4.3
14	42	986	3.0
20	42	994	3.0
27	48	988	2.7
29	42	993	4.8
36	48	988	3.2

Tabelle A.3: Druck-Klasse III: DRWs, deren Minimaldruck zwischen 980 hPa und 965 hPa liegt

Sturmnummer	Lebensdauer [h]	Minimaldruck [hPa]	PV-Maximum [pvu]
3	48	970	2.8
7	48	968	3.8
10	48	974	3.6
15	48	969	4.5
17	48	978	4.4
21	48	970	4.2
22	45	973	2.5
23	42	973	3.1
37	48	975	4.3
48	48	966	3.0
49	48	976	5.3
50	48	971	3.9

Tabelle A.4: Druck-Klasse IV: DRWs, deren Minimaldruck unter 965 hPa fällt

Sturmnummer	Lebensdauer [h]	Minimaldruck [hPa]	PV-Maximum [pvu]
4	48	956	4.4
9	42	965	2.8
11	45	959	6.3
16	42	958	3.4
24	48	954	3.4
33	48	958	4.0
40	45	959	4.2
41	45	964	4.1
42	48	960	3.4
43	45	946	5.1
45	48	961	5.3
47	48	964	3.4

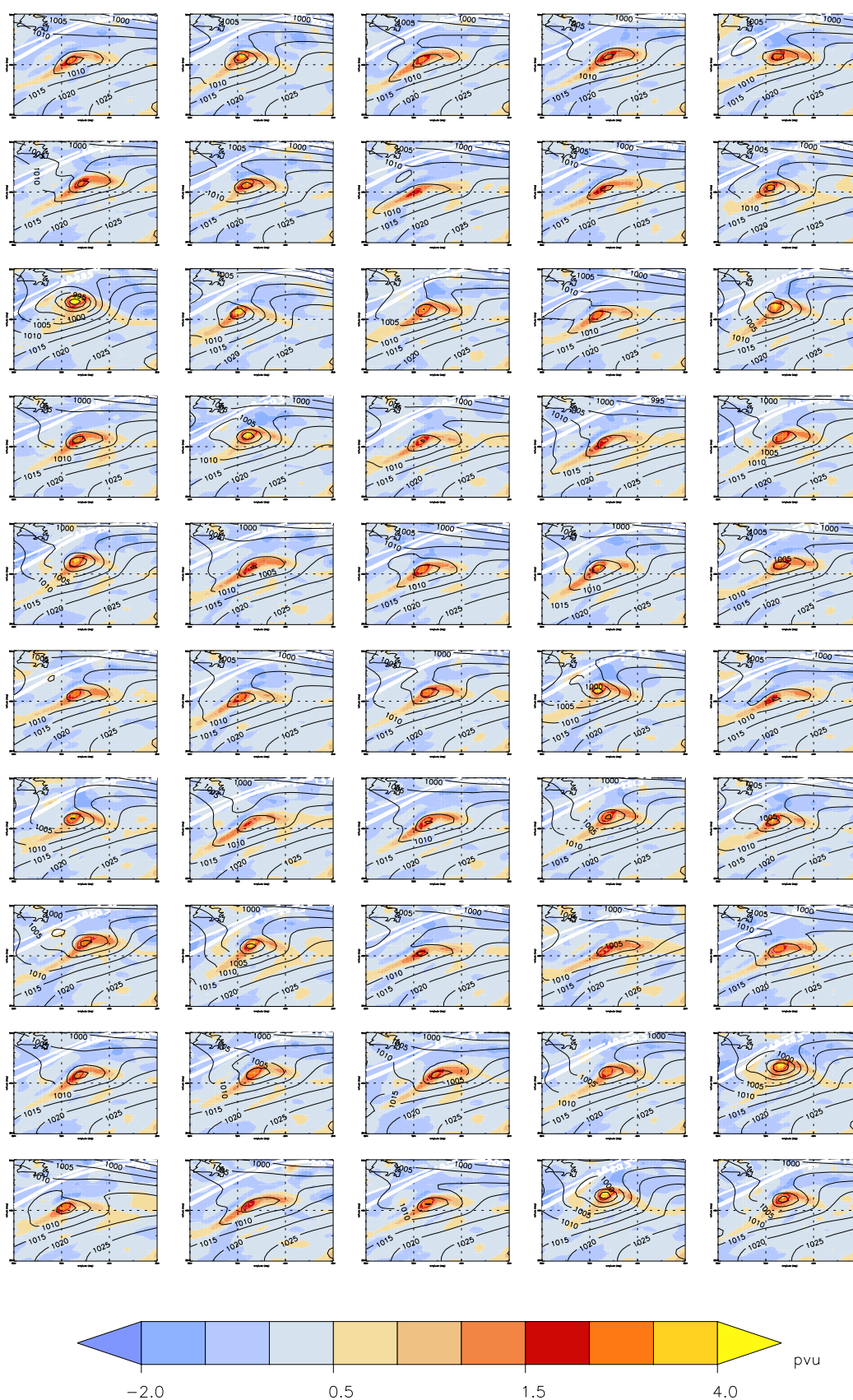


Abbildung A.1: PV auf 850 hPa (in pvu) der 50 Modellläufe des Ensemble Prediction System (EPS) von Lothar zum Zeitpunkt 21 UTC 24. Dezember 1999. Weiße Linien zeigen die PV auf 250 hPa (1.5, 2 und 4 pvu) und schwarze Linien zeigen den reduzierten Bodendruck an.

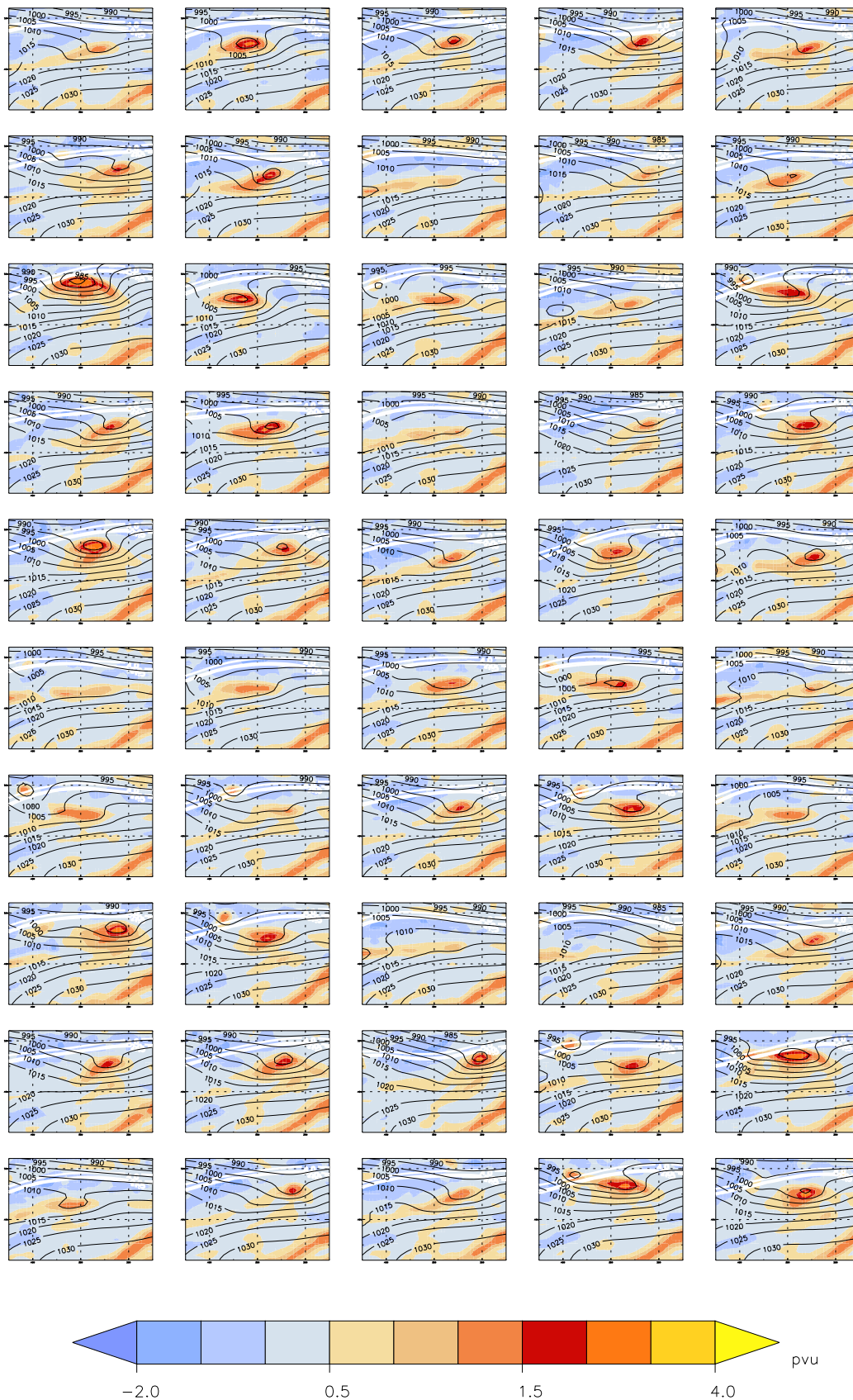


Abbildung A.2: Wie Abbildung A.1, jedoch zum Zeitpunkt 12 UTC 25. Dezember 1999.

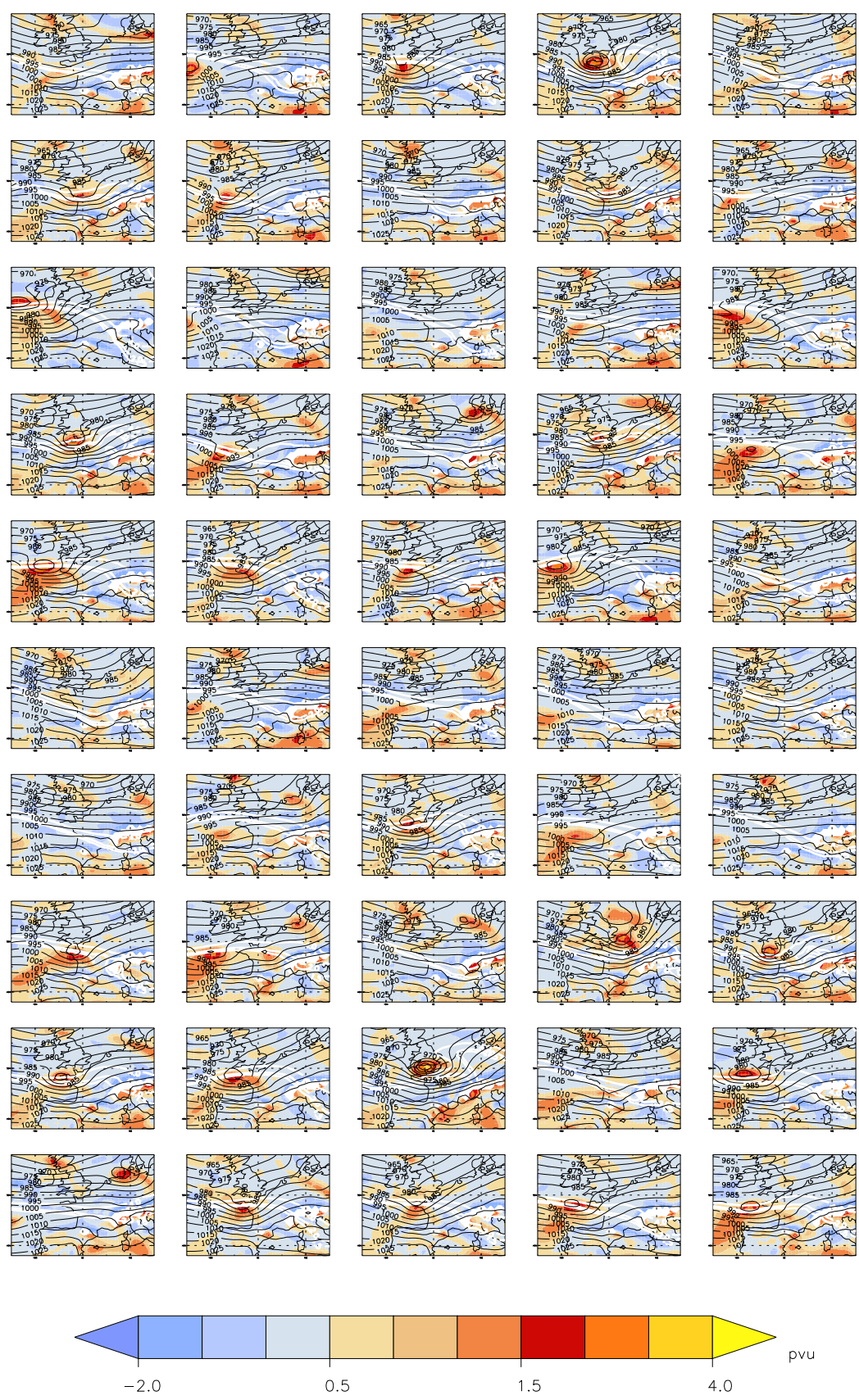


Abbildung A.3: Wie Abbildung A.1, jedoch zum Zeitpunkt 00 UTC 26. Dezember 1999.

A.2 Korrelationen einzelner Parameter

Die Hypothese, dass die Amplitude der PVA am Anfang ausschlaggebend ist für die spätere Intensivierung, konnte nicht bestätigt werden (siehe Abbildung A.4 und A.5).

Die Distanz zur Tropopause ist eine Schlüsselgröße für die Intensivierung der DRWs des EPS von Lothar zu starken Zyklonen. Es hat sich gezeigt, dass die Distanz der DRWs zum Tropopausenjet um 12 UTC 25. Dezember entscheidend ist für die spätere Intensivierung.

In Abbildung A.6 bis A.12 sind folgende Parameter in Abhängigkeit der Distanz zum Tropopausenjet um 12 UTC 25. Dezember dargestellt: die mittlere relative Feuchte auf 700 hPa, die Amplitude der negativen PV-Anomalie in der mittleren Troposphäre, die mittlere PV-Produktions-Rate, die Amplitude der PV-Anomalie in der unteren Troposphäre, der mittlere 3-Stunden-Niederschlag und der mittlere latente Wärmefluss.

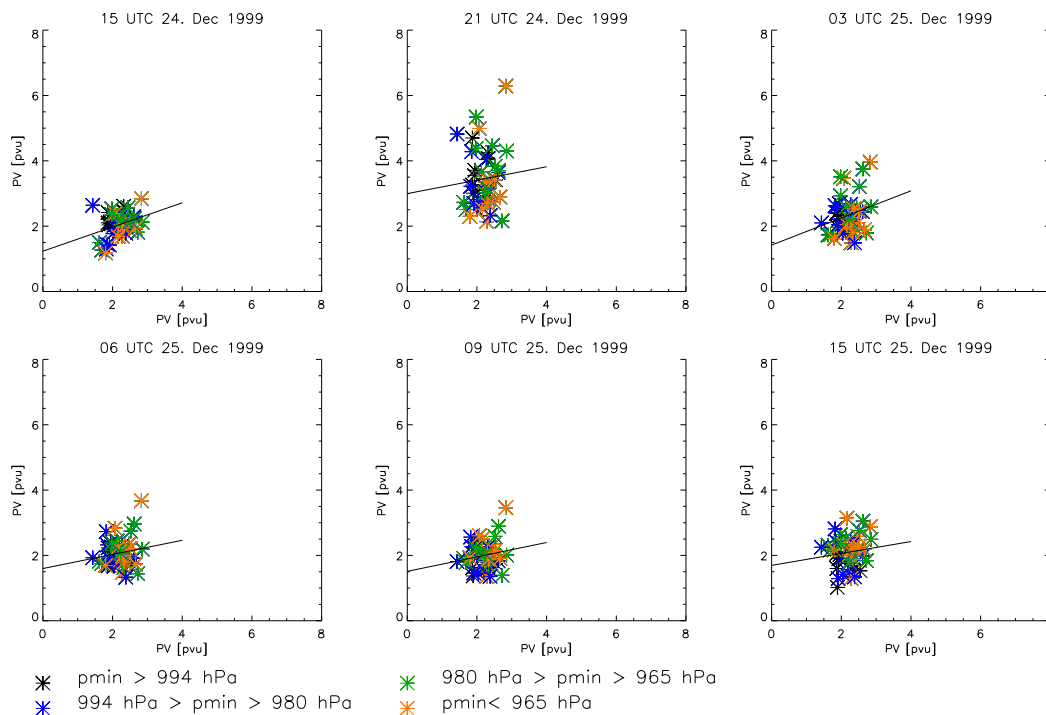


Abbildung A.4: Amplitude der PVA zu sechs verschiedenen Zeitpunkten in Abhängigkeit der Amplitude der PVA um 12 UTC 24. Dezember. Aufgezeigt sind alle Modellläufe des EPS, die bis um 12 UTC 25. Dezember bestehen, mit Ausnahme von Modelllauf 11, 45 und 49. DRWs, deren Bodendruck unter 965 hPa fällt, sind orange, die deren tiefster Bodendruck zwischen 980 hPa und 965 hPa liegt sind grün, die, deren Bodendruck zwischen 980 hPa und 994 hPa liegt, sind blau und die, deren Bodendruck immer über 994 hPa ist, sind schwarz eingezeichnet.

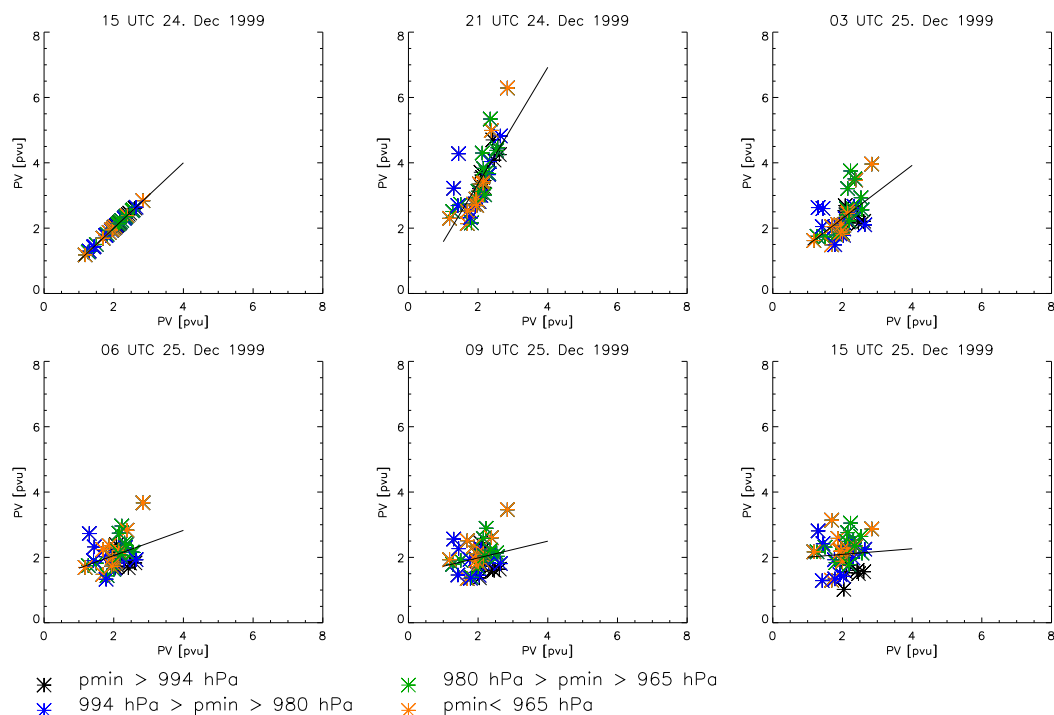


Abbildung A.5: Wie Abbildung A.4, jedoch in Abhängigkeit der Amplitude zum Zeitpunkt 15 UTC 24. Dezember.

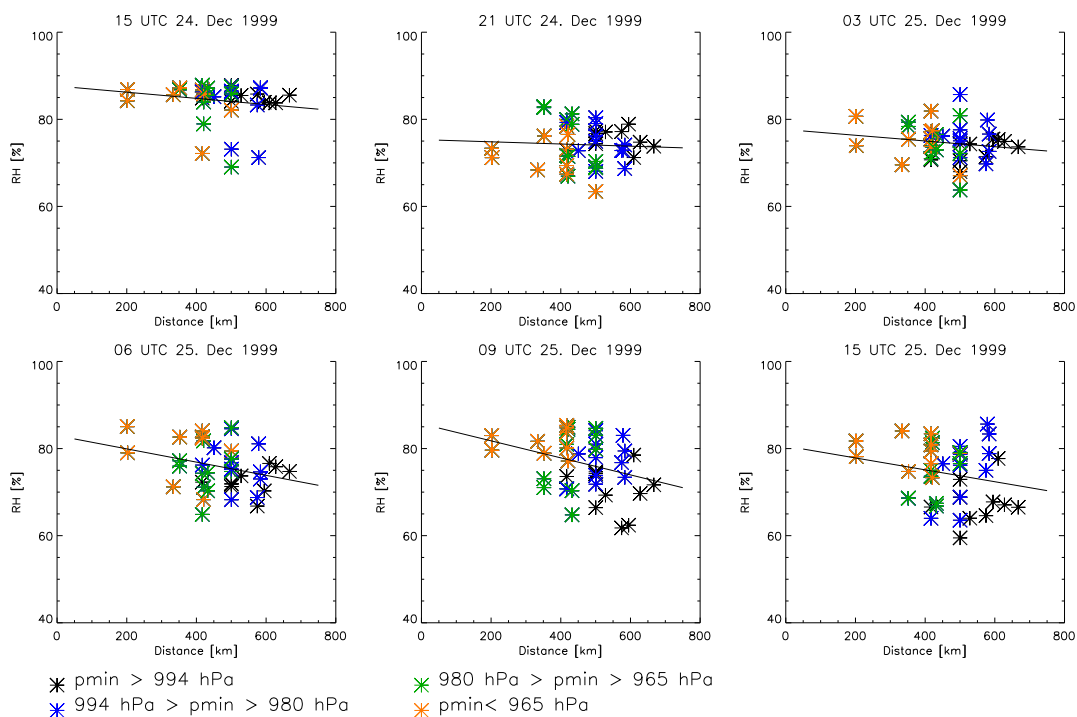


Abbildung A.6: Wie Abbildung A.4, jedoch ist hier die mittlere relative Feuchte auf 700 hPa in Abhängigkeit der Distanz zum Tropausenjet zum Zeitpunkt 12 UTC 25. Dezember aufgetragen.

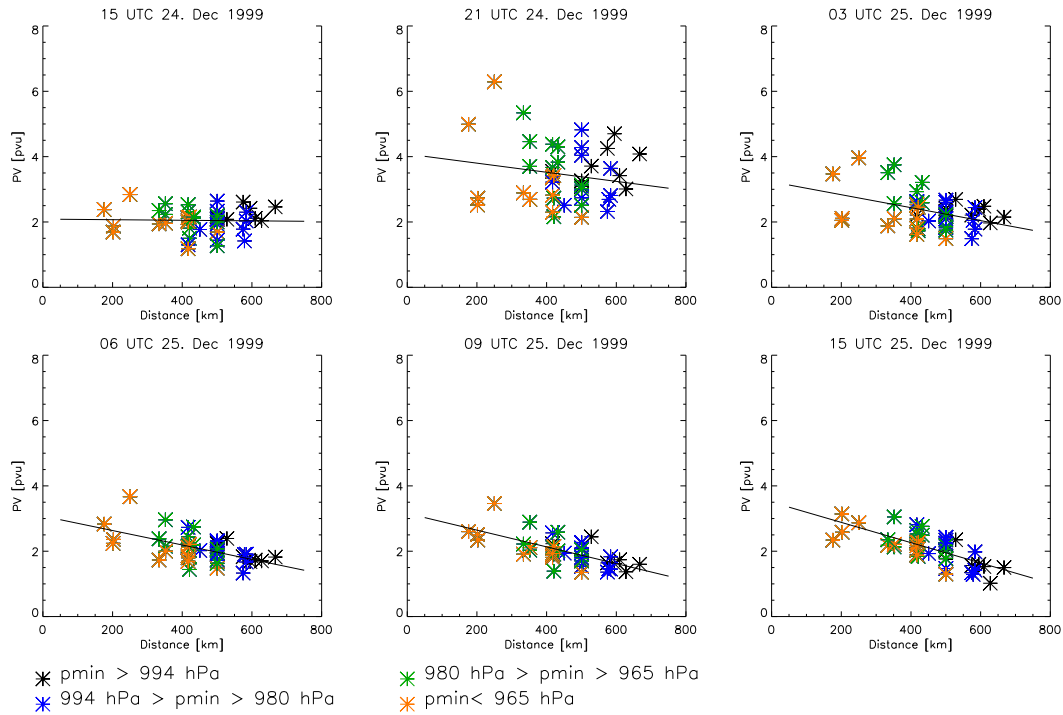


Abbildung A.7: Wie Abbildung A.6, jedoch für die Amplitude der PVA.

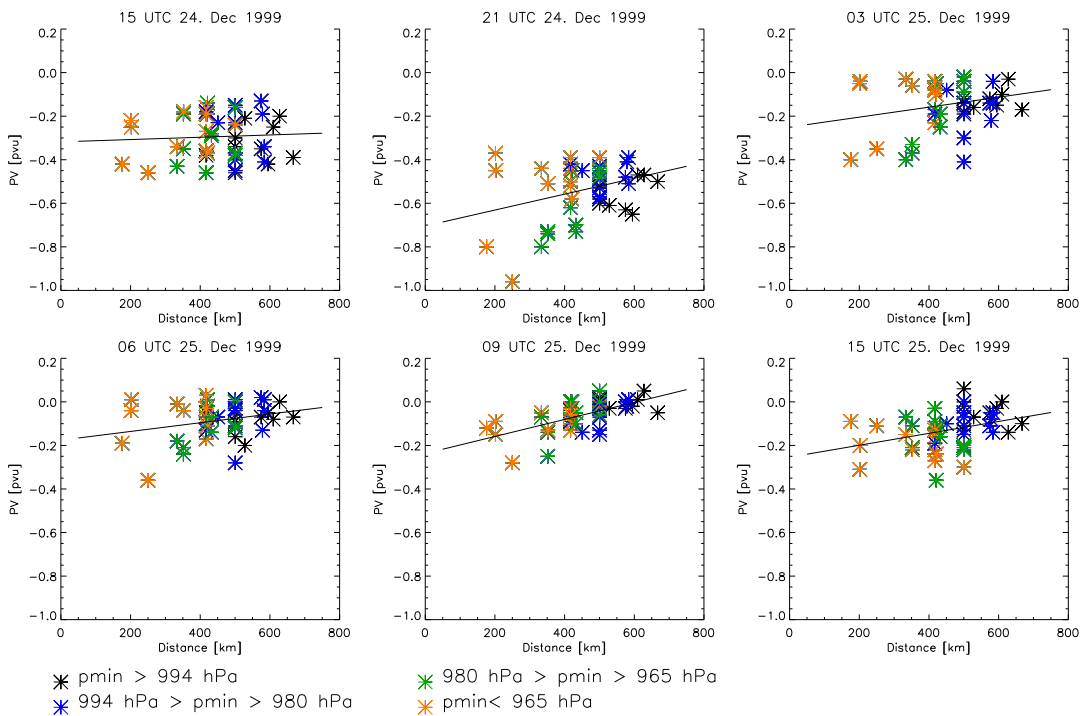


Abbildung A.8: Wie Abbildung A.6, jedoch für die Amplitude der negativen PV-Anomalie.

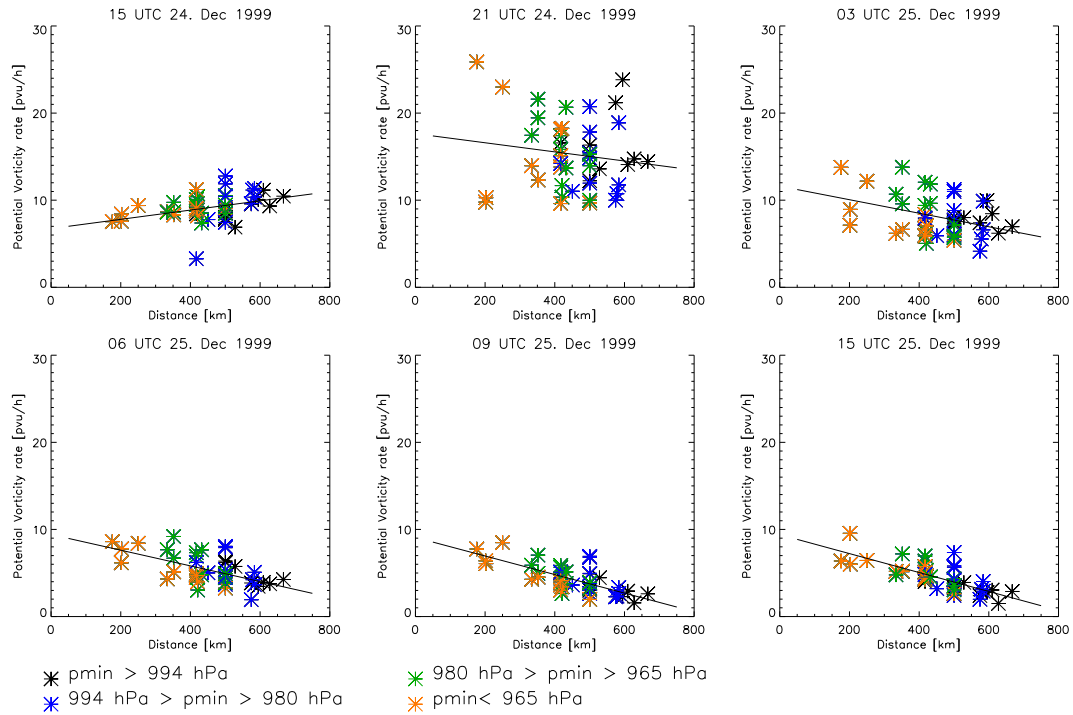


Abbildung A.9: Wie Abbildung A.6, jedoch für die mittlere PV-Produktions-Rate.

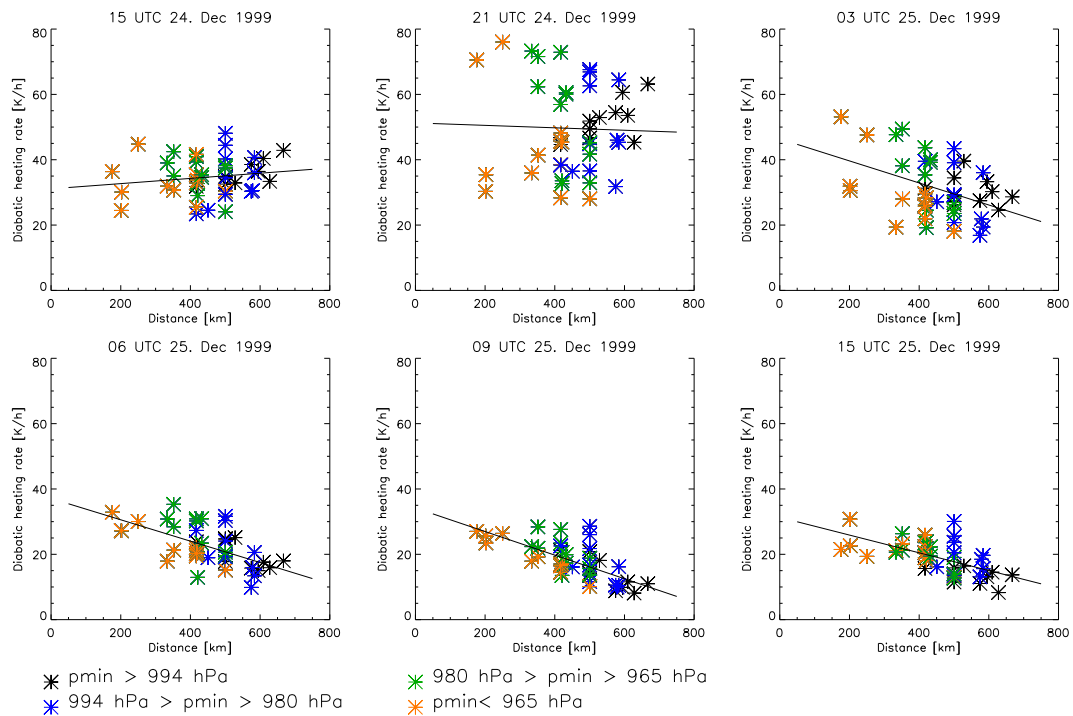


Abbildung A.10: Wie Abbildung A.6, jedoch für die mittlere diabatische Heizrate.

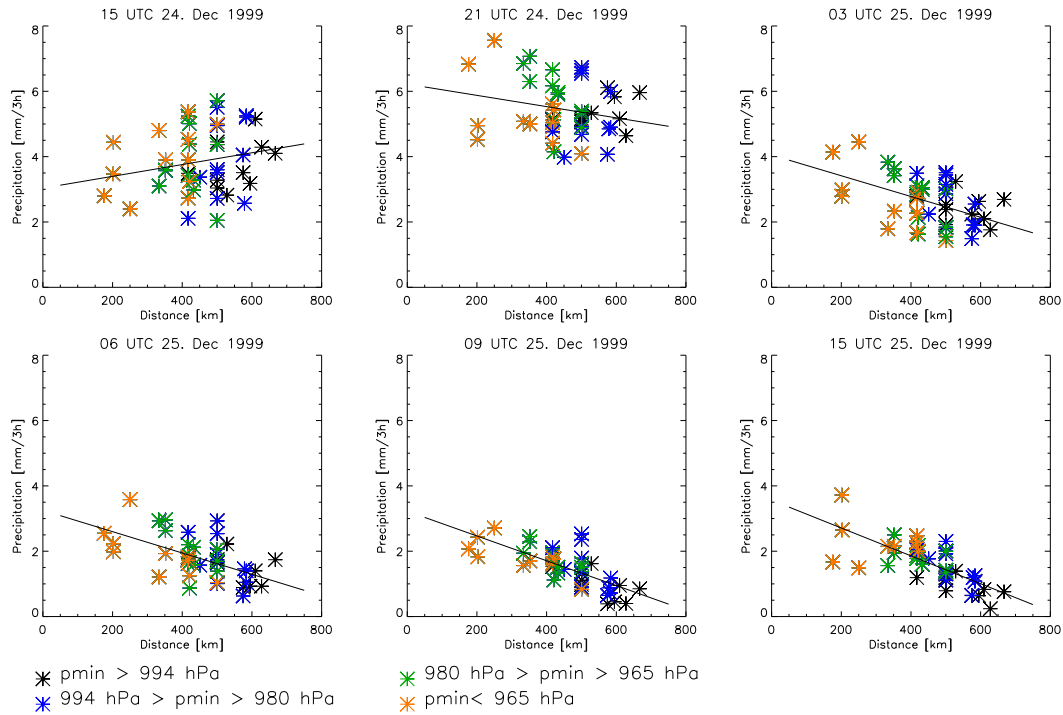


Abbildung A.11: Wie Abbildung A.6, jedoch für die den mittleren 3h-Niederschlag.

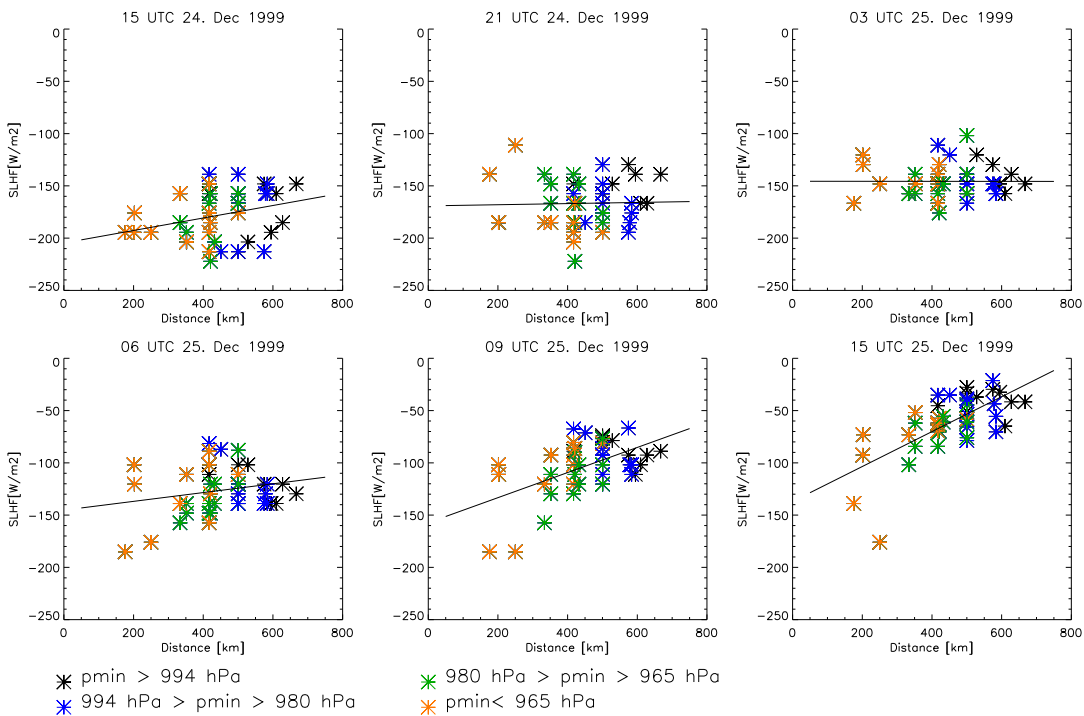


Abbildung A.12: Wie Abbildung A.6, jedoch für den mittleren latenten Wärmefluss.

Anhang B

Klimatologie der PV-Anomalien in der unteren Troposphäre

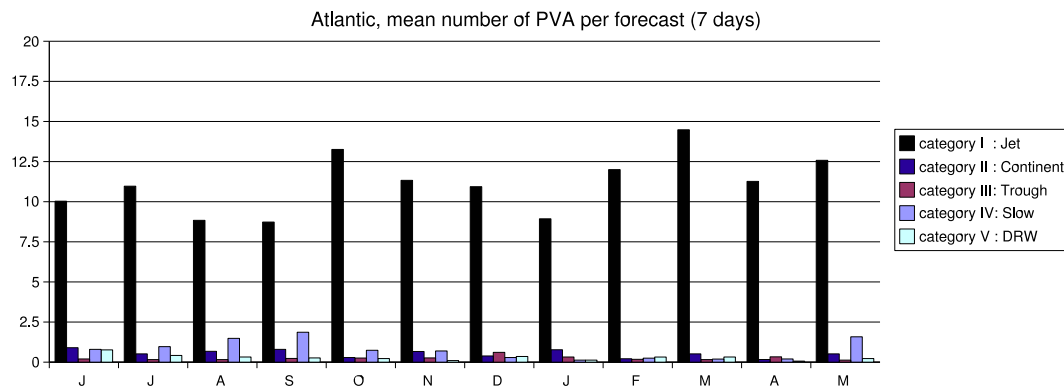


Abbildung B.1: Mittlere Anzahl von PVAs, die pro Monat innerhalb einer 7-Tages-Vorhersage gefunden wurden im Nordatlantik.

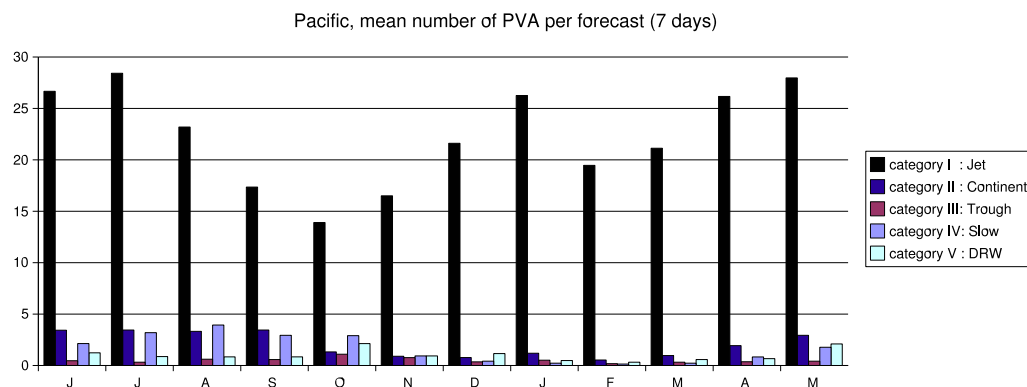


Abbildung B.2: Mittlere Anzahl von PVAs, die pro Monat innerhalb einer 7-Tages-Vorhersage gefunden wurden im Nordpazifik.

Tabelle B.1: Anzahl PVAs im Nordatlantik, deren reduzierter Bodendruck unter 1005 hPa, 990 hPa bzw. 980 hPa fällt.

category	slp < 1005 hPa	slp < 990 hPa	slp < 980 hPa
I	69 %	21 %	8 %
II	60 %	13 %	5 %
III	53 %	7 %	4 %
IV	41 %	14 %	10 %
V	47 %	12 %	6 %

Tabelle B.2: Anzahl PVAs im Nordpazifik, deren reduzierter Bodendruck unter 1005 hPa, 990 hPa bzw. 980 hPa fällt.

category	slp < 1005 hPa	slp < 990 hPa	slp < 980 hPa
I	68 %	24 %	12 %
II	53 %	5 %	1 %
III	65 %	10 %	4 %
IV	53 %	16 %	7 %
V	59 %	13 %	5 %