

Vergleich der Entwicklung von Zyklonen mit Potenzial für Sturm und extreme Niederschlagsereignisse im Mittelmeerraum

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

von

Christian Ehmann

Juni 2012



INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE

Referent:

Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Korreferent:

Prof. Dr. Klaus Dieter Beheng

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	5
2	Theoretische Grundlagen	11
2.1	Überblick über die quasigeostrophische Theorie	11
2.1.1	Drucktendenz, geostrophischer Wind und Vergenzen	11
2.1.2	Vorticity	13
2.1.3	Geopotenzialtendenz und Temperaturänderungen	15
2.1.4	Geopotenzialtendenz und Vorticity	16
2.1.5	Omegagleichung	17
2.1.6	Q-Vektor-Diagnostik	18
2.1.7	Strahlströme	20
2.2	Das Zwei-Schichten-Modell	22
2.3	Lebenszyklus einer Polarfrontzyklone	24
2.4	Conveyor Belts	26
3	Modelle, Daten und Methoden	29
3.1	Modelle	29
3.1.1	Das COSMO-Modell	29
3.1.2	Das LAGRANTO-Programmsystem	31
3.1.3	VERA-Analysen	32
3.2	Verfügbare Daten und deren Anwendung	32
3.2.1	COSMO-EU-Analysedaten	32
3.2.2	Synoptische Daten	33
4	Analyse und Diagnose der Tiefdrucksysteme	35
4.1	Tiefdruckgebiet „Klaus“	35
4.1.1	Grundlegende Strukturen und Zugbahn	35
4.1.2	Messwerte und Analysen	41
4.1.3	Diskussion der synoptisch-skaligen Antriebe	46
4.1.4	Analyse der Struktur des Tiefs mit Hilfe von Trajektorien	55
4.2	Tiefdruckgebiet „Xanthippe“	76
4.2.1	Grundlegende Strukturen und Zugbahn	76
4.2.2	Messwerte und Analysen	85
4.2.3	Diskussion der synoptisch-skaligen Antriebe	90
4.2.4	Analyse der Struktur des Tiefs mit Hilfe von Trajektorien	97

5 Zusammenfassung und Ausblick	128
5.1 Vergleich der Entwicklungen und Interpretation	128
5.2 Ausblick	133
Literaturverzeichnis	135

1. Einleitung

Wohl die meisten Menschen assoziieren mediterrane Witterungsverhältnisse mit Sonnenschein und Wärme, verbringen doch zahlreiche Touristen ihren jährlichen Sommerurlaub am Mittelmeer. So führte im Jahr 2002 beispielsweise allein knapp ein Drittel der deutschen Urlaubsreisen ins EU-Ausland nach Spanien (Schmidt, 2002). Im Übergangsbereich zwischen der vorherrschenden westlichen Strömung der mittleren Breiten und dem subtropischen Hochdruckgürtel im Bereich des Mittelmeeres allerdings kommt es dort auch immer wieder zu heftigen Wettererscheinungen, die unter dem Begriff „High Impact Weather“ (HIW) zusammengefasst werden und zum Teil schwere Schäden verursachen. In erster Linie sind damit Starkniederschläge und Sturm gemeint. Solche extremen Wettererscheinungen treten zumeist im Umfeld von Tiefdruckgebieten auf, die jedoch nicht zwangsläufig einen niedrigen Kerndruck aufweisen müssen (Jansa et al., 2001). Tatsächlich wird eine Vielzahl dieser HIW-Ereignisse beobachtet, während nur vergleichsweise schwache synoptisch-skalige Hebungsantriebe wirksam sind (Homar et al., 2002). Dies geschieht häufig im Spätsommer und Frühherbst, wenn eine über dem zu dieser Jahreszeit warmen Mittelmeerwasser lagernde feuchtwarme Luftmasse allmählich unter den Einfluss der nach Süden ausgreifenden Westwindzone mit den darin eingelagerten Wellen der Höhenströmung gerät (Abb. 1.1). Dennoch können pro Jahr auch etwa 30 intensive Zyklonen im Mittelmeerraum analysiert werden, die meisten von ihnen während der Herbst- und Wintermonate.

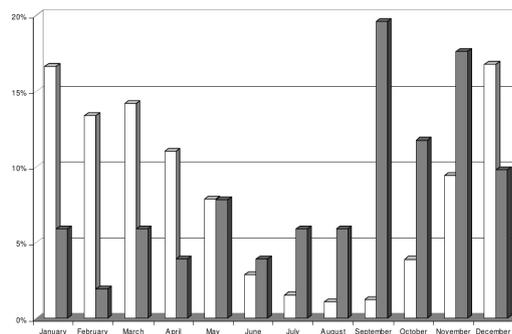


Abb. 1.1: Monatliche relative Häufigkeit intensiver Zyklonen (definiert über Zirkulation und Lebensdauer) im Mittelmeerraum in den Jahren 1957 bis 2002 (weiß) und monatliche Verteilung von Episoden mit High Impact Weather (HIW), charakterisiert durch Sturm, Starkregen und Überschwemmungen (grau) (Homar et al., 2007).

Der gesamte Mittelmeerraum zeichnet sich durch eine komplexe Orografie mit steil aufragenden Küstengebirgen sowie zahlreichen Inseln und Halbinseln aus (Abb. 1.2). Im Westen findet

sich die Iberische Halbinsel mit den darin eingelagerten Höhenzügen der Pyrenäen, der Sierra Nevada und des Iberischen Randgebirges. Die lang gezogene Apenninen-Halbinsel mit dem bis knapp 3 000 m hohen namensgleichen Gebirgszug grenzt den westlichen vom östlichen Mittelmeerraum ab. Im Osten reicht beispielsweise das Dinarische Gebirge mit bis etwa 2 700 m Höhe nahe an die Küste heran und bildet eine Trennlinie zwischen dem westlichen Balkan und dessen Ostteil mit dem Balkangebirge und den Rhodopen. Im Süden erstreckt sich der Atlas nahe der Mittelmeerküste über mehr als 2 000 km durch den Norden Afrikas und stellt eine natürliche Barriere zum flachen Hinterland Algeriens und Tunesiens dar. Unweit der Nordwestküste erheben sich das französische Zentralmassiv sowie die See- und Westalpen; sie komplettieren die das Mittelmeer umspannenden Gebirgszüge. Die flächenmäßig größten Inseln sind Sizilien, Sardinien und Korsika im Westen sowie Zypern, Kreta und Euböa im Osten.

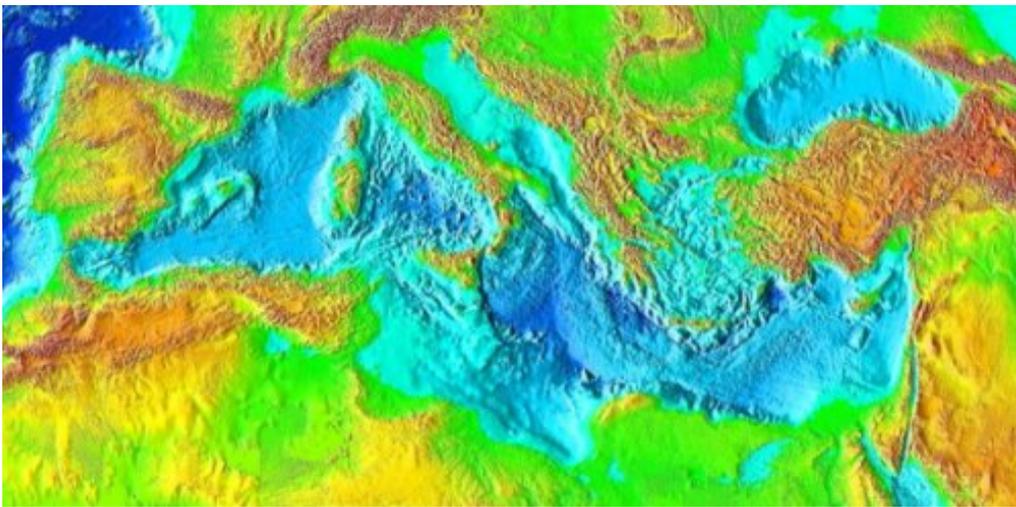


Abb. 1.2: Topografische Karte des Mittelmeerraumes. Quelle: <http://www.hymex.org>.

Eingebettet in dieses vielschichtige Terrain spielen bei der Entstehung und Entwicklung von Tiefdruckgebieten und den damit verbundenen Wettererscheinungen im westlichen Mittelmeerraum häufig mesoskalige Effekte wie fühlbare und latente Wärmeflüsse, Bodentyp und -feuchte, Meeresoberflächentemperatur (SST) oder eben der Einfluss der Orografie eine entscheidende Rolle. Starkniederschlagsereignisse resultieren dabei häufig aus singulärer oder eingebetteter hoch reichender Konvektion respektive der Bildung eines mesoskaligen konvektiven Systems (MCS) (Doswell III et al., 1998). Von großer Bedeutung ist jedoch zudem eine übergeordnete quasistationäre synoptische Situation, welche in einer bestimmten Region länger anhaltende Niederschläge ermöglicht. Infolge einer solchen quasistationären Situation kann zum Beispiel ursprünglich kühle und trockene Luft durch einen Transport über das warme Mittelmeerwasser in eine feuchtwarme Luftmasse mit erhöhter Bereitschaft für hoch reichende Konvektion transformiert werden (Doswell III et al., 1998). Die Anreicherung mit Feuchtigkeit erfordert eine hinreichend lange südliche oder südöstliche Strömung über das Wasser, die häufig bei Starkniederschlagsereignissen beobachtet werden kann (z. B. Buzzi et al. (1998), Doswell III et al. (1998), Jansa et al. (2001)). Diese Strömungen bilden sich auf der Vorderseite eines langwelligigen Höhentrogens oder eines Höhentiefs aus, die ob ihrer großen Wellenlängen meist nur geringe Verlagerungstendenzen aufweisen und somit wiederum eine gewisse Stationarität der Großwetterlage bedingen.

Im Rahmen des **Hydrological cycle in Mediterranean Experiment (HyMeX)**¹, an dem auch das Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) am Karlsruher Institut für Technologie (KIT) beteiligt ist, werden in einer insgesamt zehn Jahre andauernden Messphase mit Fokus auf den Zeitraum 2012 bis 2013 im gesamten Mittelmeerraum meteorologische, hydrologische und ozeanografische Daten gewonnen. Die Studie soll nicht nur zu einem besseren Verständnis des Wasserkreislaufes, vor allem hinsichtlich extremer Wetterereignisse und vor dem Hintergrund des globalen Klimawandels, beitragen, sondern auch die Vorhersage von HIW sowie die Beobachtungs- und Messsysteme bezüglich gekoppelter Systeme optimieren. Das IMK stellt hierfür mit dem KITCube², einem Gesamtbeobachtungssystem zur Sondierung der Atmosphäre, eine wichtige Beobachtungsplattform bereit. Damit können insbesondere die mit hochreichender Konvektion in Verbindung stehenden Prozesse, die zu HIW führen, untersucht werden.

In dieser Diplomarbeit wird die Entstehung und Entwicklung von zwei Tiefdruckgebieten untersucht, die typische Fälle einer intensiven Sturmzyklone (Abb. 1.1, weiß) und einer flachen Tiefdruckzone mit mehreren Zentren und resultierendem HIW (Abb. 1.1, grau) repräsentieren. Hinsichtlich der Struktur auf der synoptischen Skala wiesen die beiden Zyklonen Unterschiede unter anderem bezüglich des Kerndrucks, der Zugbahn und der Lebensdauer auf. Sie richteten zum einen durch verbreitet auftretende Orkanböen und zum anderen durch starke Niederschläge in verschiedenen mediterranen Regionen erhebliche Schäden an.

Das Tiefdruckgebiet „**Klaus**“, das Ende Januar 2009 über Südfrankreich in den nordwestlichen Mittelmeerraum zog, verursachte Schäden enormen Ausmaßes. Besonders betroffen waren Südwestfrankreich und Nordspanien, wo schwere Schäden an Natur und Infrastruktur auftraten. Im Süden Frankreichs waren etwa 1,7 Millionen Verbraucher vorübergehend ohne Strom, nachdem der Sturm Masten und Versorgungsleitungen des meist oberirdisch angelegten Netzes zerstört hatte. Der Stromausfall hatte auch Einfluss auf den Bahnverkehr; mehr als 400 Bahnübergänge mussten gesperrt werden, da Signal- und Schrankenanlagen nicht mehr funktionierten. Zudem gab es Probleme mit der Trinkwasserversorgung. Neben dem Strom- war auch das Telefonnetz der France Télécom gebietsweise unterbrochen. Dabei wurden mehr als 350 000 Anschlüsse in Mitleidenschaft gezogen. Störungen wurden auch aus dem Mobilfunknetz gemeldet, nachdem Antennen durch den Orkan beschädigt worden waren. Je nach Département waren 25% bis 75% der Kunden nicht erreichbar. Etliche umgestürzte Bäume machten Bahnstrecken unpassierbar. Betroffen waren unter anderem Verbindungen von und nach Paris, Bordeaux und Toulouse. An den internationalen Flughäfen von Bordeaux und Toulouse musste der Flugbetrieb während des Sturms eingestellt werden. Erhebliche Schäden richtete „Klaus“ in den Wäldern Aquitaniens an, manche Waldgebiete wurden zu 60% bis 80% geschädigt. Große Flächen waren erst nach den Weihnachtsorkanen „Lothar“ und „Martin“ 1999, die rund 240 000 ha Wald vernichtet hatten, wieder aufgeforstet worden. Die Wälder stellen in den dortigen Regionen einen bedeutenden Wirtschaftsfaktor dar, die Forstwirtschaft mit etwa 34 000 Beschäftigten erarbeitet einen Jahresumsatz von 2,6 Milliarden Euro. Rund 40 000 Waldbesitzer verfügen über mehr als 4 ha Wald. Ein Problem ist jedoch die Bepflanzung mit nur wenigen Baumarten; knapp 60% der Flächen sind von See-Kiefern bewachsen und damit anfällig für Windbruch. Im Norden Spaniens waren nach dem Ausfall von 17 Hochspannungs-

¹<http://www.hymex.org>

²<http://www.imk-tro.kit.edu/4635.php>

leitungen rund 50 000 Abnehmer von Stromausfällen betroffen, die meisten davon in Galicien. Etwa 45 000 Kunden hatten keine Telefonverbindung, 384 Mobilfunksender waren gestört. Zahlreiche Bäume fielen auch dort dem Orkan zum Opfer. Europaweit kamen durch den Orkan „Klaus“ mindestens 30 Menschen ums Leben, 15 von ihnen in Spanien. Es entstand ein volkswirtschaftlicher Schaden in Höhe von 3,8 Milliarden Euro, davon 2,2 Milliarden versicherte Schäden. Im Vergleich dazu verursachte Orkan „Kyrill“ im Januar 2007 einen volkswirtschaftlichen Schaden von 7,4 Milliarden Euro, davon 4,3 Milliarden Euro versicherte Schäden.

Eine weiteres, wenngleich anders geartetes, so doch fast genauso schadenträchtiges Unwetterereignis trat Ende Oktober / Anfang November 2010 im Norden Italiens auf. Dort richtete das Tiefdruckgebiet „**Xanthippe**“ durch heftige Regenfälle schwere Schäden an. Infolge von Überschwemmungen und Erdbeben mussten tausende Menschen ihre Häuser und Wohnungen verlassen. In den besonders betroffenen Provinzen Vicenza, Verona und Padua blieben zahlreiche Schulen geschlossen. Mehrere Straßen, darunter die Autobahn zwischen Vicenza und Verona, mussten wegen Überschwemmungen gesperrt werden. Durch Erdbeben kamen in der Toskana drei Menschen ums Leben. Daneben verendeten mehr als 100 000 Tiere. Der gesamte volkswirtschaftliche Schaden belief sich auf geschätzte 3,7 Milliarden Euro.

Analyse und Diagnose der Strukturen beider Entwicklungen auf der synoptischen Skala sowie die durch sie initiierten mesoskaligen Prozesse sind Gegenstand der vorliegenden Diplomarbeit. Dabei zeigt sich, dass die Systeme im großskaligen Bereich durchaus Gemeinsamkeiten wie zum Beispiel eine in ihrer Grundstruktur ähnliche Zugbahn über das nordwestliche Mittelmeer aufwiesen, jedoch auf der Mesoskala deutliche Unterschiede in Aufbau und Entwicklung offenbarten. Sich – wie in diesen beiden Fällen – innerhalb eines Tiefdrucksystems ausbildende Teil- und Randtiefs führen mitunter in gewisser Weise ein „Eigenleben“ und bewirken zeitlich und räumlich für das resultierende Wetter entscheidende Modifikationen des horizontalen und vertikalen Windfeldes. Auf den ersten Blick gleichartige Tiefdruckentwicklungen können somit zu völlig unterschiedlichen Wettererscheinungen führen, von denen ebenso unterschiedliche Gefahren ausgehen. Zwar wird die großräumige Struktur der Druckgebilde von den Vorhersagemodellen meist recht gut erfasst, die Intensität der Wettererscheinungen und das von ihnen ausgehende Gefahrenpotenzial kann an Hand gängiger Wetterkarten jedoch nicht immer hinreichend genau eingeschätzt werden. Um die exakte Struktur und den Aufbau der Systeme besser zu verstehen, könnten geeignetere Darstellungsmethoden zum Einsatz kommen. Mit Hilfe von Trajektorienanalysen lassen sich die in einem Tiefdrucksystem auftretenden Luftbewegungen anschaulich visualisieren und interpretieren. Sowohl bei Tief „Klaus“ als auch bei Tief „Xanthippe“ können klare Strukturen identifiziert und separiert werden, die zum einen auf gleichmäßige, großräumige Hebung und zum anderen auf hoch reichende Konvektion hindeuten. Eine solche Trennung der für die unterschiedlichen Niederschlagsarten verantwortlichen Luftbewegungen könnte in Zukunft dazu beitragen, Entwicklungen wie zum Beispiel eingelagerte Konvektion frühzeitig zu erkennen und das Potenzial für markante Wettererscheinungen besser abschätzen zu können.

In Kapitel 2 werden theoretische Grundlagen betrachtet, in Kapitel 3 die angewandten Modelle und Methoden sowie die zur Verfügung stehenden Daten vorgestellt. Kapitel 4 gliedert sich in drei große Abschnitte, in denen die beiden Tiefdruckgebiete zunächst getrennt voneinander

betrachtet werden. Einer einleitenden Diskussion der Beobachtungs- und Messdaten aus dem Umfeld des westlichen Mittelmeerraumes zur Zeit des Wirkens von „Klaus“ und „Xanthippe“ folgt die „klassische“ Analyse in Bezug auf Entstehung, Zugbahn und Entwicklung bis hin zur Auflösung der Systeme mittels gängiger Wetterkarten. Zusätzlich werden die relevanten synoptischen Hebungsantriebe im zeitlichen Verlauf dargestellt. Einen Einblick in Aufbau und innere Struktur während verschiedener Entwicklungsstadien erlaubt eine Analyse der Trajektorien im Umfeld der beiden Zyklonen. Die vergleichende Interpretation der Ergebnisse rundet dieses Kapitel ab. Abschließend wird eine Zusammenfassung und ein Ausblick gegeben.

2. Theoretische Grundlagen

Die Entstehung, Entwicklung und Verlagerung von Tiefdruckgebieten folgt bestimmten Mechanismen, die mit unterschiedlichen Methoden und Konzepten beschrieben werden können. In dieser Arbeit orientiert sich die Diagnose an der quasigeostrophischen Theorie, über die im ersten Teil dieses Kapitels ein Überblick gegeben wird. Im zweiten Teil werden zusätzliche, bei der Diagnose verwendete Modelle und Größen erklärt.

2.1 Überblick über die quasigeostrophische Theorie

Für die Entstehung und Entwicklung von Hoch- und Tiefdruckgebieten in den mittleren Breiten und ihrer Begleitprozesse wie Wolkenbildung, Niederschlag und Wind spielen Vertikalbewegungen der Luft eine entscheidende Rolle. Die quasigeostrophische Theorie basiert auf einem Gleichungssystem, mit dessen Hilfe diese Vertikalbewegungen und deren Ursachen anschaulich erklärt werden können. Sie geht davon aus, dass in der Atmosphäre ein Gleichgewicht zwischen Druck-, Massen- und Windfeld angestrebt wird und Störungen dahingehend abgebaut werden, dass ein neues Gleichgewicht resultiert (Kurz, 1990). Dabei wird Advektion geostrophisch genähert; das bedeutet, dass statt dem realen der geostrophische Wind eingesetzt wird. Im Folgenden wird ein Überblick über die wichtigsten Beziehungen und Gleichungen gegeben.

2.1.1 Drucktendenz, geostrophischer Wind und Vergenzen

Drucktendenzgleichung

Lokale Druckänderungen spielen vor allem bei der Entstehung von Hoch- und Tiefdruckgebieten eine entscheidende Rolle. Einsetzender Druckfall am Boden zum Beispiel weist auf eine beginnende Zyklonogenese hin. Der hydrostatische Druck in einem Höhenniveau z ist gegeben durch

$$p(z) = \int_z^{\infty} g\rho dz' \quad (2.1)$$

Entsprechend lässt sich eine lokalzeitliche Druckänderung in diesem Höhengniveau mit

$$\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_z = \int_z^{\infty} g \frac{\partial \rho}{\partial t} dz' \quad (2.2)$$

formulieren, setzt man eine von der Zeit unabhängige untere und obere Berandung voraus.

Unter Zuhilfenahme der Kontinuitätsgleichung und nach weiteren Umformungen gelangt man zu der Drucktendenzgleichung in der Form nach Pichler (1997):

$$\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_z = -g \int_z^{\infty} \rho (\nabla \cdot \vec{v}_h) dz' - g \int_z^{\infty} (\vec{v}_h \cdot \nabla \rho) dz' + g (\rho w)_z \quad (2.3)$$

Hierbei gibt das erste Integral die dynamischen, infolge der Divergenz des horizontalen Windfeldes entstehende Drucktendenz und das zweite Integral die thermische, durch Temperaturadvektion bestimmte Änderung des Drucks an. Der dritte Term steht für Druckänderungen infolge auf- oder abwärts gerichteter Luftbewegungen.

Der geostrophische Wind

Der geostrophische Wind weht im Gleichgewicht zwischen Druckgradient- und Corioliskraft und weicht im Mittel nur um etwa 10% vom realen Wind ab. Er lässt sich in kartesischen Koordinaten formulieren als

$$\vec{v}_g = \frac{1}{f_0} \vec{k} \times \nabla_p \phi \quad (2.4)$$

mit dem als konstant angenommenen Coriolisparameter f_0 , und dem Geopotenzial ϕ (Beheng, 2006). Für die Annahme eines geostrophischen Gleichgewichtes dürfen die Isobaren nicht gekrümmt, sondern nur geradlinig verlaufen.

Konvergenz und Divergenz

Horizontale Vergenzen im Strömungsfeld führen unmittelbar zu auf- oder abwärts gerichteten Bewegungen der Luft. Sie wirken als Folge der in Abschnitt 2.1.5 beschriebenen Antriebsterme, können selbst jedoch auch Vorticity (Abschnitt 2.1.2) produzieren und vernichten. Die Divergenz einer horizontalen Strömung lässt sich durch

$$\nabla \cdot \vec{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (2.5)$$

berechnen. Typische Größenordnungen sind 10^{-5} s^{-1} auf der synoptischen Skala und bis 10^{-3} s^{-1} bei konvektiven Prozessen. Dabei muss zwischen Richtungs- und Geschwindigkeitsdivergenz unterschieden werden, die häufig einander kompensierend wirken. So herrscht in einer Konfluenzzone, in der die Stromlinien zusammenlaufen, zwar Richtungskonvergenz, aber Geschwindigkeitsdivergenz. Im Bereich einer Diffluenzzone kehren sich die Verhältnisse um.

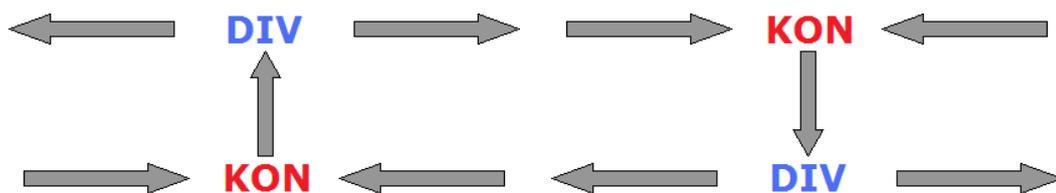


Abb. 2.1: Schematische vertikale Konvergenz- und Divergenzverteilung in einem Tief- (links) und einem Hochdruckgebiet (rechts).

Schematisch wird das Wirken von Divergenz und Konvergenz an Hand der Abbildung 2.1 verdeutlicht. Dabei werden die vereinfachenden Annahmen getroffen, dass zum einen die Vertikalgeschwindigkeiten am Boden und in der oberen Troposphäre verschwinden und zum anderen die Luft als inkompressibel angesehen werden kann. Die linke Seite beschreibt die Situation in einem Tief-, die rechte Seite in einem Hochdruckgebiet. Ein seitliches Ausfließen von Luft in der Höhe (Divergenz) sorgt dafür, dass aus tiefen und mittleren Schichten Luft nachgeführt werden muss, um das entstehende Massendefizit auszugleichen; in der Folge setzt am Boden Druckfall ein. In einem Hochdruckgebiet bewirkt eine obere Konvergenz ein Absinken über alle Höhenniveaus. Am Boden steigt infolge des oberen Massenzuflusses und der absinkenden Luftbewegung der Druck, dem durch eine untere Divergenz entgegengewirkt wird. Da aber der obere Massenzufluss den unteren Massenabzug überwiegt, resultiert insgesamt ein Zugewinn an Masse und damit Druckanstieg.

2.1.2 Vorticity

Eine grundlegende Größe der Dynamik stellt die Vorticity – übersetzt Wirbelstärke – dar. Sie ist definiert über die Rotation des Windfeldes:

$$\vec{\nabla} \times \vec{v} = \vec{i} \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \vec{j} \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \vec{k} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (2.6)$$

In der synoptischen Meteorologie von Bedeutung ist die vertikale Komponente der Vorticity,

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (2.7)$$

das heißt die Rotation um eine vertikale Achse. Sie wird auch relative Vorticity ζ genannt und bezeichnet die rein durch das horizontale Windfeld erzeugte Rotation. Zu dieser addiert sich der durch die Erdrotation geschaffene Anteil – die planetare Vorticity f – zur absolute Vorticity η :

$$\eta = \zeta + f \quad (2.8)$$

Relative Vorticity kann auf zwei Arten erzeugt werden; man unterscheidet zwischen Scherungs- und Krümmungsvorticity (Abb. 2.2). Scherungsvorticity entsteht infolge einer horizontalen Scherung einer ebenen, geradlinigen Strömung. Nimmt zum Beispiel innerhalb einer westlichen Strömung die Windgeschwindigkeit von Süd nach Nord ab, wird ein sich darin befindliches Luftteilchen in eine Drehung entgegen dem Uhrzeigersinn gesetzt und diesem nach Definition positive Vorticity aufgeprägt. Weist die Strömung hingegen eine Krümmung auf, erfährt ein Luftteilchen beim Durchlaufen des Feldes ebenfalls eine Rotation, es gewinnt an positiver oder negativer Krümmungsvorticity. Folglich gilt:

$$\zeta = \zeta_{\text{Scherung}} + \zeta_{\text{Krümmung}} \quad (2.9)$$

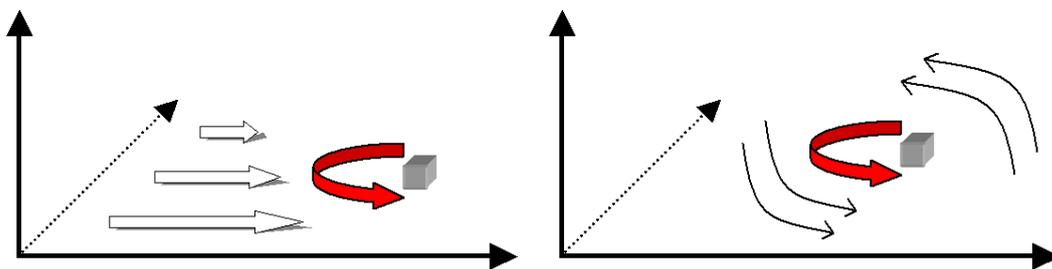


Abb. 2.2: Schematische Darstellung der Entstehung von Scherungs- (links) und Krümmungsvorticity (rechts).

Aus der Anwendung des Rotationsoperators $\vec{\nabla} \times \vec{v}$ auf die Bewegungsgleichung und weiterer Umformungen resultiert eine Gleichung für die zeitliche Änderung der Vorticity, die Vorticitygleichung. Sie lautet für die Vertikalkomponente im z-System (Kunz et al., 2005):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \nabla \zeta - v \frac{\partial f}{\partial y} - \eta (\nabla \cdot \vec{v}) - \vec{k} \left(\nabla \omega \times \frac{\partial \vec{v}}{\partial z} \right) + \vec{k} (\nabla p \times \nabla v) + \vec{k} \cdot \nabla \times \vec{F} \quad (2.10)$$

Lokalzeitliche Änderungen der Vorticity an einem festen Ort (linke Seite) können demnach hervorgerufen werden durch:

- Advektion relativer und planetarer Vorticity (1. und 2. Term auf der rechten Seite)
- horizontale Divergenz (3. Term)
- Kippen/Neigen („Tilting“) (4. Term)
- Produktion von Vorticity infolge von Baroklinität (5. Term)
- Produktion/Vernichtung von Vorticity infolge Reibung (6. Term)

Die zeitliche Änderung der absoluten Vorticity erfolgt in der mittleren und oberen Troposphäre überwiegend durch horizontale Advektion. In den unteren Schichten nahe dem Erdboden gewinnt dagegen der Divergenzterm an Bedeutung, der die Produktion beziehungsweise Vernichtung von Vorticity durch ein Zusammen- oder Auseinanderströmen der Luft beschreibt. Analog zum „Pirouetteneffekt“ intensiviert sich die Rotation um eine vertikale Achse bei Streckung und vermindert sich bei Stauchung einer Luftsäule. Zudem kann durch eine konvergente horizontale Strömung Vorticity erzeugt und bei Divergenz entsprechend vernichtet werden. Der Kipp- oder Drehterm wandelt horizontale in vertikale Vorticity um; dieser Effekt kommt bei einer vertikalen Scherung des horizontalen Windfeldes zum Tragen. Wird ein solches Windfeld beispielsweise in den Aufwind einer Gewitterzelle einbezogen, kippt die Rotationsachse von der Horizontalen in die Vertikale und es entsteht relative Vorticity.

2.1.3 Geopotenzialtendenz und Temperaturänderungen

Bei Annahme eines hydrostatischen Gleichgewichtes ist die Dicke der Schicht $\Delta\phi$ zwischen zwei Druckflächen der dort herrschenden mittleren Temperatur proportional, das heißt mittels eines konstanten Faktors lassen sich die beiden Größen direkt ineinander umrechnen:

$$\Delta\phi = \phi(p_2) - \phi(p_1) = -R \frac{T_m}{p} (p_2 - p_1) \quad (2.11)$$

Hierin sind ϕ das Geopotenzial, p_2 beziehungsweise p_1 der Luftdruck am oberen und unteren Rand der Schicht, R die individuelle Gaskonstante und T_m die mittlere Temperatur in der Schicht. Eine typische Darstellung auf Wetterkarten ist die Schichtdicke – oder relative Topografie – mit den Berandungen $p_1 = 1\,000$ hPa und $p_2 = 500$ hPa. Die lokalzeitliche Änderung der Schichtdicke lässt sich unter Zuhilfenahme des ersten Hauptsatzes der Thermodynamik wie folgt formulieren (Kurz, 1990):

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) = -\frac{R}{p} \vec{v}_g \cdot \nabla_p T + \sigma \omega + \frac{R}{c_p p} H \quad (2.12)$$

Hierin bezeichnen \vec{v}_g den geostrophischen Wind und ω die Vertikalgeschwindigkeit im p-System. σ gibt einen Stabilitätsparameter an und H , definiert über $\frac{dQ}{dt}$, mögliche diabatische Wärmeübergänge. Gleichung 2.12 macht damit zum einen eine Aussage über das Verhalten der Schichtdicke bei einer Temperaturänderung der Schicht. Die Schichtdicke nimmt zu bei

- Warmluftadvektion (1. Term)
- Absinken ($\omega > 0$) und damit verbundener Erwärmung (2. Term)
- diabatischer Wärmezufuhr (z. B. durch Kondensation, 3. Term).

Sie nimmt entsprechend ab im umgekehrten Fall. Zum anderen liefert Gleichung 2.12 – bei Vertauschung der Reihenfolge der Differentiation – eine Erklärung für die vertikale Änderung der Geopotenzialtendenz in Abhängigkeit einer Schichtdickenänderung. So wird eine Erwärmung beziehungsweise eine Vergrößerung der Schichtdicke bewirkt durch

- mit der Höhe abnehmenden Geopotenzialfall
- mit der Höhe zunehmenden Geopotenzialanstieg
- Geopotenzialfall in der unteren und Geopotenzialanstieg in der oberen Troposphäre.

Eine Abkühlung beziehungsweise eine Verringerung der Schichtdicke resultiert im umgekehrten Fall.

2.1.4 Geopotenzialtendenz und Vorticity

Aus der quasigeostrophischen Annahme folgt, dass anstelle des realen Windes der geostrophisch approximierter Wind betrachtet wird. Entsprechend kann dieser für die Berechnung der relativen geostrophischen Vorticity ζ_g verwendet werden, die sich dann zu

$$\zeta_g = \frac{1}{f_0} \Delta_p \phi \quad (2.13)$$

ergibt. Zeitliche Vorticityänderungen am festen Ort können dann über

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = \frac{1}{f_0} \Delta \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right) \quad (2.14)$$

bestimmt werden. Gleichung 2.14 besagt, dass die relative geostrophische Vorticity lokalzeitlich im Bereich des relativ stärksten Geopotenzialfalls zunimmt und umgekehrt.

Wendet man, analog zur Herleitung der allgemeinen Form der Vorticitygleichung, den Operator $\vec{k} \cdot \nabla_p \times$ auf die quasigeostrophisch approximierter Bewegungsgleichung an, erhält man eine geostrophisch approximierter Form der Vorticitygleichung (Beheng, 2006):

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = -(\vec{v}_g \cdot \nabla_p)(\zeta_g + f) - f_0(\nabla_p \cdot \vec{v}_H) \quad (2.15)$$

Sie liefert eine Aussage darüber, wie sich die Geopotentialtendenz hinsichtlich horizontaler Advektion von Vorticity respektive bei der Erzeugung oder Vernichtung von Vorticity verhält. Positive Vorticityadvektion ist demnach mit Geopotentialfall verknüpft.

Die beiden Gleichungen 2.12 und 2.15 können zu einer einzigen Gleichung, der Geopotentialtendenzgleichung, zusammengefasst werden. Diese beschreibt die aus Vorticity- und Schichtdickenadvektion resultierenden Änderungen des Geopotentialfeldes.

2.1.5 Omegagleichung

Die zentrale Gleichung der quasigeostrophischen Theorie stellt die Omegagleichung dar, mit der die Vertikalgeschwindigkeit ω in einem System mit dem Luftdruck als vertikale Koordinate, dem p-System, bestimmt werden kann. Ihr kommt sowohl bei der Entstehung von Hoch- und Tiefdruckgebieten als auch allgemein bei der Wolken- und Niederschlagsbildung oder deren Auflösung entscheidende Bedeutung zu. Sie lässt sich aus den Gleichungen 2.12 und 2.15 ableiten und ergibt sich nach Kurz (1990) zu:

$$\begin{aligned} \left(\sigma \Delta + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = & -f_0 \frac{\partial}{\partial p} [-\vec{v}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f)] \\ & - \frac{R}{p} \Delta [-\vec{v}_g \cdot \nabla_p T] \\ & - \frac{R}{c_p p} \Delta H \end{aligned} \quad (2.16)$$

Hierin sind R die individuelle Gaskonstante, H eine Wärmezufuhr pro Masse- und Zeiteinheit und σ ein Stabilitätsparameter. Die Omegagleichung enthält drei wesentliche Antriebsterme für Vertikalbewegungen der Luft. Die auf der rechten Seite von Gleichung 2.16 aufgelisteten Terme beschreiben ihrer Reihenfolge nach den Einfluss von vertikal zu- oder abnehmender Advektion absoluter Vorticity, Temperatur- oder Schichtdickenadvektion sowie diabatischer Wärmeübergänge auf die Vertikalgeschwindigkeit ω . Entsprechend tritt Hebung ($\omega < 0$) der Luft bei

- aufwärts zunehmender positiver Vorticityadvektion und/oder
- Warmluftadvektion und/oder
- diabatischer Wärmezufuhr

auf, sofern sich die einzelnen Terme nicht gegenseitig kompensieren. Absinken kann entsprechend im umgekehrten Fall erwartet werden. Der Stabilitätsparameter σ übt einen Einfluss auf den Betrag der Vertikalgeschwindigkeit aus, der im stabilen Fall geringer als im labilen Fall ist.

Diabatische Effekte ausgeklammert wird an Gleichung 2.16 deutlich, dass für großräumige Vertikalbewegungen barokline Verhältnisse in der Atmosphäre herrschen, sich also Druck- und isotherme Flächen schneiden müssen. Andernfalls könnten weder vertikale Variationen der Vorticityadvektion noch Schichtdickenadvektion auftreten.

Großräumige Hebungsantriebe durch vertikal zunehmende Vorticityadvektion sind prinzipiell auf den Vorder- und Rückseiten von Trögen und Hochdruckrücken zu erwarten sowie an den Rändern von ausgeprägten Windgeschwindigkeitsmaxima in höheren Schichten der Troposphäre (Strahlströme). Ein wesentlicher Beitrag wird in vielen Fällen von der Krümmungsvorticity geliefert, weshalb im Bereich scharfer kurzweiliger Strukturen im Allgemeinen stärkere Vertikalbewegungen initiiert werden als bei breiten langwelligen Trögen, sofern sich nicht – wie häufig zu beobachten – auf deren Vorderseite ebenfalls kurzweilige Teil- oder Randtröge befinden.

Positive oder negative Schichtdickenadvektion, respektive Warm- oder Kaltluftadvektion, wird vielfach im Bereich von Warm- und Kaltfronten in der unteren Troposphäre wirksam. Sie stellt dort den primären Hebungsantrieb bereit. Darüber hinaus liefert, entsprechende barokline Verhältnisse vorausgesetzt, zum Beispiel bei einer gut ausgeprägten Südwestströmung ohne eingelagerte frontale Strukturen Warmluftadvektion in der unteren Troposphäre einen ausreichenden Hebungsantrieb für Wolken- und Niederschlagsbildung.

Diabatische Prozesse können beispielsweise durch das Freiwerden von Kondensationswärme an Vertikalbewegungen beteiligt sein. Dies spielt im kleinskaligen Bereich besonders bei konvektiven Vorgängen, auf der Mesoskala bei solchen Entwicklungen eine Rolle, bei denen sehr feuchte Luftmassen mit einbezogen werden. Dies ist immer bei der Entstehung von tropischen (Wirbel-)Stürmen der Fall, kann bei weit südlich ansetzenden Zyklonenesen aber auch in den gemäßigten Breiten entscheidend für die Intensität des späteren Tiefdruckgebietes und die damit verbundenen Wettererscheinungen vor allem im Hinblick auf starke Niederschlagsereignisse sein.

2.1.6 Q-Vektor-Diagnostik

Eine Alternative zur Omegagleichung für die Beschreibung der Auslösung von Vertikalbewegungen bietet die Q-Vektor-Diagnostik nach Hoskins et al. (1978). Der Q-Vektor ist definiert über

$$\vec{Q} = \frac{d_g}{dt} \nabla_p \Theta = \left(\frac{\partial}{\partial t} + \vec{v}_g \cdot \nabla_p \right) \nabla_p \Theta \quad (2.17)$$

Dieser beschreibt für ein Luftpartikel, das sich mit der geostrophischen Strömung fortbewegt, die Änderung des Aszendenten der potenziellen Temperatur Θ . Der Aszendent zeigt per Definition zum größten Anstieg.

Adiabasis vorausgesetzt und bei Verwendung eines natürlichen Koordinatensystems, in dem \vec{s} tangential an den Isothermen anliegt und \vec{n} in Richtung der Kaltluft zeigt, lässt sich der Q-Vektor in einen Richtungs- und einen Betragsteil aufspalten:

$$\vec{Q} = \left(-\frac{\partial V_{g,n}}{\partial s} \frac{\partial \Theta}{\partial n} \right) \vec{s} + \left(-\frac{\partial V_{g,n}}{\partial n} \frac{\partial \Theta}{\partial s} \right) \vec{n} = \vec{Q}_s + \vec{Q}_n \quad (2.18)$$

Der Vektor \vec{Q}_s gibt die Änderungen der Richtung von $\nabla_p \Theta$ an. Dabei variiert in Vorticity- oder Deformationsfeldern die Komponente des geostrophischen Windes, die senkrecht auf den Isothermen steht, entlang eben dieser. Dagegen gibt \vec{Q}_n den Prozess von Frontogenese und Frontolyse wieder.

Wendet man den Divergenzoperator auf die Gleichung 2.18 an, erhält man

$$\nabla_p \cdot \vec{Q} = \nabla_p \cdot (Q_s \vec{s}) + \nabla_p \cdot (Q_n \vec{n}) = FQ_s + FQ_n = FQ \quad (2.19)$$

Das F steht dabei für „forcing“ (Antrieb).

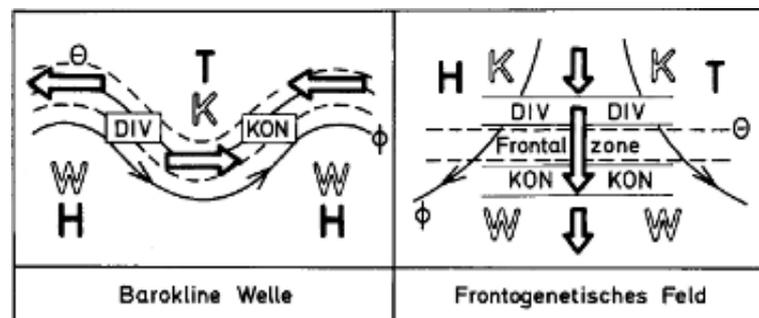


Abb. 2.3: Vergenzen des Q-Vektors bei verschiedenen synoptischen Situationen entlang (links) und quer (rechts) der Isothermen (Kurz, 1990).

Die Divergenz des Q-Vektors ist entsprechend der Omegagleichung (2.16) der Vertikalgeschwindigkeit ω direkt proportional Kurz (1990). Ein Antrieb für Hebung ist im Bereich mit konvergierenden Q-Vektoren gegeben, Absinken kann entsprechend bei Divergenz von FQ erwartet werden. Durch die Aufspaltung in FQ_s und FQ_n lassen sich die unterschiedlichen Mechanismen, die zu Hebung beziehungsweise Absinken führen, voneinander trennen und erklären. So finden sich Vergenzen von Q_s im Bereich von Trog-Rücken-Strukturen in der Höhe, wobei vorderseitig eines Höhentrog im Allgemeinen Hebung und rückseitig Absinken vorherrscht (Abb. 2.3, links). Dies wird einsichtig, wenn man die Krümmung der Isothermen (strichliert) betrachtet; die Änderung der Richtung von Q_s entlang der Isothermen ist dann jeweils im Bereich der Trog- und Rückenachsen am größten, das heißt variiert dort auf vergleichsweise kurzer Distanz stark. Jeweils an den Wendepunkten der Richtungsänderung, also in den Übergangsbereichen zwischen Rücken und Trog beziehungsweise zwischen Trog und Rücken, herrscht bei einer sinusförmigen Anordnung der Gebilde die stärkste Kon- respektive Divergenz von Q_s .

Vergenzen von Q_n zeigen hingegen Hebungsantriebe infolge von Frontogenese und Frontolyse an (Abb. 2.3, rechts). Der größte Betrag des horizontalen Gradienten der potenziellen Temperatur findet sich hierbei im Bereich einer Frontalzone, wo die Temperaturgegensätze am größten sind. Dabei zeigt Q_n in Richtung des Anstieges, also zu wärmeren Luft hin. Entsprechend des großen Gradienten der potenziellen Temperatur in der Frontalzone und des im Vergleich dazu geringeren Kontrastes außerhalb resultiert eine Divergenz von Q_n und damit ein Antrieb für Absinken auf der kalten und eine Konvergenz mit einem Hebungsantrieb auf der warmen Seite der Front.

Das Aufsteigen innerhalb der Warmluft und das Absinken in der Kaltluft zieht – ähnlich dem Land-See-Wind-System – eine geschlossene Zirkulation nach sich, indem quer zur Frontfläche ageostrophische Bewegungen einsetzen. Sie versuchen einen neuen Gleichgewichtszustand über die dafür notwendigen Vorticityänderungen herbeizuführen. So wird die (relative) Vorticity, die aufgrund der Scherung im Umfeld der Front innerhalb der Frontalzone ein Maximum aufweist, bei einem frontogenetischen Prozess über horizontales Zusammenströmen der Luft (Konvergenz) zu-, bei Frontolyse über horizontales Auseinanderströmen selbiger (Divergenz) hingegen abnehmen. Die frontale Querkirkulation kann durch diabatische Prozesse verstärkt werden.

2.1.7 Strahlströme

Strahlströme („Jetstreams“) sind mäandrierende, im Mittel zonal ausgerichtete Starkwindbänder, die in den mittleren Breiten der Nord- und Südhemisphäre auftreten und in der idealisierten Modellvorstellung sich jeweils um die gesamte Halbkugel spannen. In der Realität hingegen findet man nicht immer ein durchgängiges Band; teilweise lassen sich einzelne Abschnitte erkennen oder die Strömung spaltet sich in mehrere Äste auf, zum Beispiel in den Randbereichen abgeschlossener Höhentiefs oder -hochs. Da der geostrophische Wind im Mittel mit der Höhe zunimmt, sind die größten Windgeschwindigkeiten in Strahlströmen in der Tropopausenregion anzutreffen.

Strahlströme üben einen entscheidenden Einfluss auf die Entstehung und die Zugbahn von Tiefdruckgebieten aus und bestimmen ihre Entwicklung. Eine Intensivierung von Zyklonen kann häufig im Bereich von eingelagerten Windmaxima („Jetstreaks“) beobachtet und mit einem einfachen Modell erklärt werden.

Das „Straight Jet Four-quadrant Model“ bildet einen idealtypischen Jetstreak, also ein Windmaximum innerhalb eines Strahlstromes, ab (Abb. 2.4). Die Anordnung der Druckgebilde mit einem Hoch im Süden und einem Tief im Norden bedingt auf der Nordhemisphäre eine westliche Strömung und damit die Definition einer Einzugsregion („Entrance Region“) auf der West- und einer Auszugsregion („Exit Region“) auf der Ostseite des Jetstreaks. Die jeweiligen Quadranten des Modells werden von 1 bis 4 von links oben nach rechts unten nummeriert.

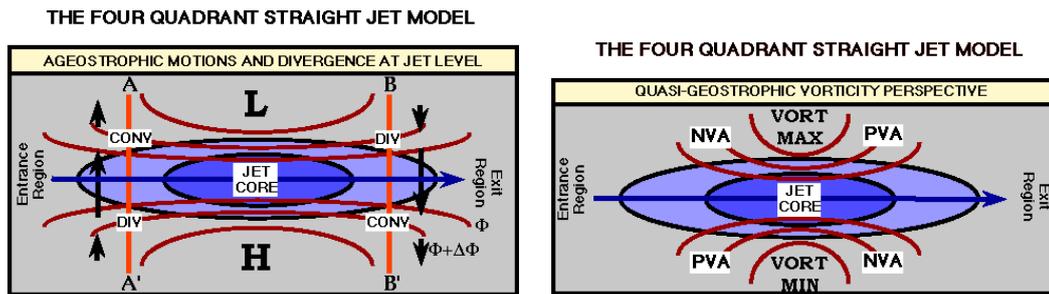


Abb. 2.4: Das „Straight Jet Four-quadrant Model“. Die blau schattierten Flächen stellen Bereiche gleicher Windgeschwindigkeit dar, die roten Linien im linken Teil der Abbildung das Geopotenzial und rechts die Vorticity. Die schwarzen Pfeile markieren die sich einstellenden ageostrophischen Windkomponenten. Quelle: <http://www4.ncsu.edu/~nwsfo/storage/training/jets/straightjet.html>.

Ein Luftpartikel, das in den Einzugsbereich des Jetstreaks gerät, wird infolge der sich stromauf vergrößernden Luftdruckgegensätze zunächst eine Beschleunigung erfahren. Seine Geschwindigkeit wird aufgrund der Trägheit dann zunächst kleiner sein, als es dem geostrophischen Gleichgewicht zwischen Druckgradient- und Corioliskraft entspricht. Bis sich ein neuer Gleichgewichtszustand einstellt, sich also die – vom Partikel aus in Strömungsrichtung gesehen nach rechts wirkende – Coriolisbeschleunigung infolge der erhöhten Windgeschwindigkeit ebenfalls vergrößert, befindet es sich weiter im Norden, als es der ursprüngliche Gleichgewichtszustand erlauben würde. Insgesamt resultiert eine ageostrophische, nach Norden gerichtete Strömungskomponente. Umgekehrte Verhältnisse mit abnehmenden Strömungsgeschwindigkeiten und einer nach Süden gerichteten ageostrophischen Komponente herrschen im Auszugsbereich. Da die ageostrophischen Komponenten im Bereich der größten Druckgegensätze auf der Achse des Strahlstromes am größten sind und nach Norden beziehungsweise Süden abnehmen, ergibt sich eine konvergente (ageostrophische) Strömung im ersten und vierten sowie eine divergente (ageostrophische) Strömung im zweiten und dritten Quadranten. Durch die meridional variierenden Horizontalwinde wird zudem zyklonale Scherungsvorticity nördlich und antizyklonale Scherungsvorticity südlich der Jetachse erzeugt, beziehungsweise dort im Trog bereits bestehende positive respektive negative Vorticity im Rücken verstärkt. Bei der vorausgesetzten westlichen Strömung folgt daraus positive Vorticityadvektion im zweiten Quadranten auf der Vorderseite des Troges und im dritten Quadranten auf der Rückseite des Rückens sowie negative Vorticityadvektion im ersten Quadranten auf der Rückseite des Troges und im vierten Quadranten auf der Vorderseite des Rückens. Somit überlagern sich die Gebiete mit oberer horizontaler Divergenz und positiver Vorticityadvektion im zweiten und dritten Quadranten, was diese Bereiche als günstig für die Entstehung und Entwicklung von Tiefdruckgebieten ausweist.

Die Bedingungen in der Realität weichen meist von der Modellvorstellung ab. So spielt unter anderem die Temperaturadvektion eine gewichtige Rolle, so dass vertikales Aufsteigen über einem größeren Bereich als lediglich über dem linken Auszug erwartet werden kann. Tatsächlich erstreckt sich großräumige Hebung sogar über große Teile des gesamten Auszuges. Dagegen dominiert Kaltluftadvektion mit entsprechendem Absinken in vielen Fällen den gesamten Einzugsbereich. Die Isobaren beziehungsweise Isohypsen verlaufen oft nicht geradlinig, sondern gekrümmt durch ein Starkwindmaximum in der Höhe hindurch, beispielsweise im Bereich eines Troges oder eines Rückens. Je nach Stärke der Krümmung ist die geostrophische Appro-

ximation mit einem mehr oder weniger großen Fehler behaftet. Moore und Vanknowe (1992) zeigten, dass bei zyklonal gekrümmten Isohypsen starke Höhendivergenz den gesamten Auszugsbereich überdeckt, während bei antizyklonalen Verhältnissen eine solch starke Höhendivergenz großräumig im Einzugsbereich ausgemacht werden kann.

2.2 Das Zwei-Schichten-Modell

Das Zwei-Schichten-Modell stellt ein vereinfachtes Konzept zur Untersuchung von stabilen und instabilen baroklinen Wellen bereit, mit dem unter anderem auch das Wirken von Vorticity- und Temperaturadvektion in Verbindung mit horizontalen Vergenzen im Strömungsfeld erklärt werden kann. Dazu wird die gesamte Atmosphäre in zwei Schichten unterteilt, die jeweils 500 hPa mächtig sein und von 1 000 hPa bis 500 hPa zum einen (untere Schicht) und von 500 hPa bis 0 hPa zum anderen (obere Schicht) reichen sollen (Abb. 2.5).

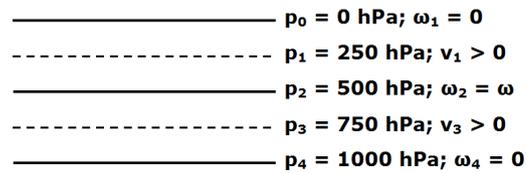


Abb. 2.5: Schematische Darstellung des Zwei-Schichten-Modells.

Als untere und obere Randbedingung wird eine verschwindende Vertikalgeschwindigkeit ($\omega = 0$) vorausgesetzt. Jeweils in der Mitte der beiden Schichten bei $p_1 = 250 \text{ hPa}$ und $p_3 = 750 \text{ hPa}$ sei eine Referenzströmung mit den Geschwindigkeiten $v_1 > 0$ und $v_3 > 0$ gegeben.

Stabile barokline Wellen erfahren in ihrem Werdegang keinerlei Intensivierung. Dies ist bei Wellen der Fall, deren Achse – eine gedachte gerade Verbindungslinie zwischen Bodentief und Zentrum des Höhentrogos beziehungsweise zwischen Bodenhoch und Zentrum des Hochdruckrückens – senkrecht steht. Bei einer baroklin instabilen Welle dagegen wächst die Amplitude im zeitlichen Verlauf immer mehr an, schließlich bilden sich die Wellen vornehmlich in der unteren Troposphäre zu zyklonalen oder antizyklonalen Wirbeln um. In einem konstanten, zonal ausgerichteten Grundstrom mit vertikaler Scherung wird eine eingebrachte wellenförmige Störung dann instabil, wenn die Wellenlänge L einen bestimmten kritischen Wert L_c übersteigt:

$$L > 2\pi \sqrt{\frac{\sigma_2 \Delta p^2}{2f_0^2}} = L_c \quad (2.20)$$

Hierin sind σ_2 ein Stabilitätsparameter in der Mitte der gesamten Schicht und Δp die Druckdifferenz zwischen der unteren und mittleren beziehungsweise der mittleren und oberen Schicht.

Des Weiteren hängt die Stabilität der Welle vom Betrag des thermischen Windes U_T ab:

$$U_T > \frac{1}{2} \frac{\frac{q^2}{k^2} c_R}{\sqrt{\frac{q^4}{k^4} - 1}} = U_{T,c} \quad (2.21)$$

Dabei bezeichnen $U_{T,c}$ den kritischen Betrag des thermischen Windes, oberhalb dessen die Welle instabil wird, sowie c_R die Rossby-Geschwindigkeit, bei der die Welle stationär wird und sich weder progressiv noch retrograd verlagert. Die Variable q hängt vom Stabilitätsparameter σ sowie von Δp ab.

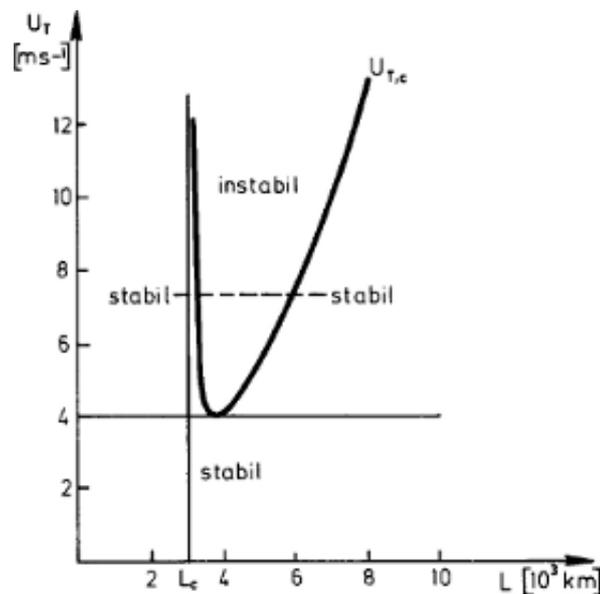


Abb. 2.6: Barokline Instabilität als Funktion von Wellenlänge und thermischem Wind (Kurz, 1990).

Diese Bedingungen können grafisch in Form einer Parabel dargestellt werden (Abb. 2.6). Demnach werden barokline Wellen instabil, wenn der thermische Wind U_T einen kritischen Wert von 4 m s^{-1} überschreitet und die Wellenlänge zwischen 3000 km und 8000 km beträgt. Nicht berücksichtigt sind in diesem Modell zusätzliche Effekte wie Bodenreibung und fühlbare Wärmeflüsse, welche die Stabilität stark beeinflussen und dadurch den Instabilitätsbereich beträchtlich verschieben können.

Im Falle einer baroklinen instabilen Welle muss die Geopotenzial- der Temperaturwelle vorseilen. Dies entspricht einer rückwärts geneigten vertikalen Achse und einer Positionierung des Bodentiefs auf der Vorderseite des korrespondierenden Höhentroges sowie des Bodenhochs vor dem nachfolgenden Rücken. Die Intensivierung der Druckgebilde am Boden wird dabei über die Vorticityadvektion in der Höhe und den damit verbundenen Vertikalbewegungen und Vergenzen gesteuert. Für die Trog-Rücken-Struktur in der Höhe zeichnet dagegen die Temperatur- beziehungsweise Schichtdickenadvektion verantwortlich. Umgekehrt wird die Verlagerung von Bodentief und -hoch vornehmlich von Warm- und Kaltluftadvektion, die Verlagerung von Trog und Rücken jedoch zum größten Teil durch die Vorticityadvektion bestimmt.

2.3 Lebenszyklus einer Polarfrontzyklone

Die Entwicklung von Tiefdruckgebieten in den mittleren Breiten läuft auf vielfältige Art und Weise ab, weist in ihren Grundzügen jedoch meist dieselben Charakteristika auf. Im Folgenden wird der Entstehungsprozess einer idealisierten Polarfrontzyklone vom Wellen- über das Jugend- und Reife- bis zum Auflösungsstadium schematisch skizziert.

Wellenstadium

Häufig nimmt die Entwicklung eines Tiefdruckgebietes im Bereich einer Frontalzone (Vierdruckfeld) als wellenartige Deformation des Druck- und Temperaturfeldes ihren Anfang (Abb. 2.7, links). Auf Satellitenbildern wird eine solche Deformation oftmals durch einen Bereich mit verstärkter Wolkenbildung sichtbar, der zur kalten Seite der Bodenfront verschoben ist. Eine abgeschlossene Isobare – und damit ein eigenständiger Tiefkern – bildet sich in diesem Stadium der Entwicklung aber noch nicht aus.

Jugendstadium

Tritt überlagerte großräumige Hebung auf, unterstützt dies den durch Frontogenese initiierten Druckfall am Boden und lässt ein Druckminimum entstehen (Abb. 2.7, rechts). Infolge von Konvergenz wird positive relative Vorticity produziert, es kommt eine zyklonale Rotation in Gang. Östlich des jungen Tiefdruckzentrums weist die Strömung eine südliche, westlich davon eine nördliche Komponente auf. Aus der anfänglichen quasistationären Luftmassengrenze geht das Frontensystem des Tiefs mit einer Warm- und einer Kaltfront hervor. Das Tief besitzt nun einen weit geöffneten Warmsektor und verlagert sich etwa in Richtung und mit der Geschwindigkeit der Warmluftströmung oberhalb der planetaren Grenzschicht (Kurz, 1990).

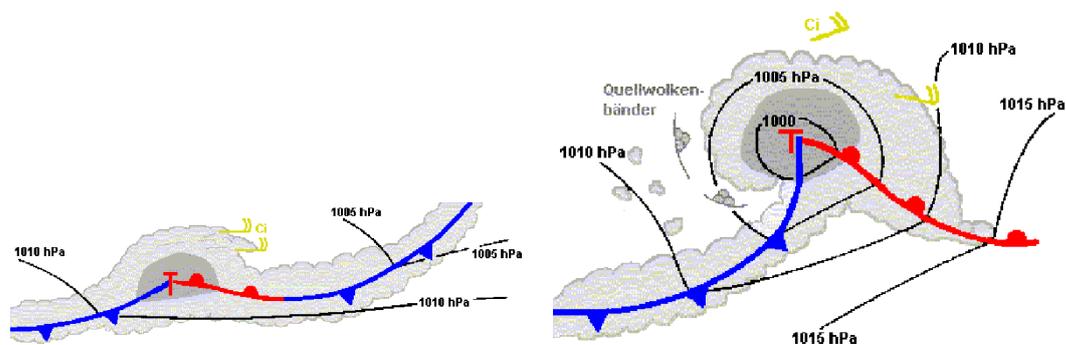


Abb. 2.7: Polarfrontzyklone im Wellen- (links) und Jugendstadium (rechts). Quelle: <http://www.dwd.de> (Wetterlexikon).

Reifestadium

Im weiteren Verlauf kommt die Kaltfront rascher voran als die vorgelagerte Warmfront und holt diese nahe des Tiefzentrums zuerst ein – es bildet sich eine Okklusion (Abb. 2.8, links). Auch in größerer Entfernung vom Tiefkern wird der Warmsektor allmählich schmaler. Damit tritt das Tief in das Reife- oder Okklusionsstadium ein. Zu diesem Zeitpunkt erreicht die Zyklone den Höhepunkt ihrer Entwicklung, wobei im Winterhalbjahr über dem Nordatlantik im Zentrum kräftiger Tiefdruckgebiete der Luftdruck unter 950 hPa betragen kann und damit einhergehend markante Wettererscheinungen wie Sturm oder Orkan und starke Niederschläge auftreten können. Der starke Druckfall bedingt eine immer stärkere zyklonale Rotation, entsprechend windet sich die Okklusion beziehungsweise die mit ihr verbundene Bewölkung auf der Nordhalbkugel im Gegenuhrzeigersinn um den Tiefkern – auf den Satellitenbildern lässt sich das Tief nun an Hand der typisch spiralförmigen Struktur erkennen.

Auflösungsstadium

Die an der Entwicklung beteiligten Luftmassen werden im Laufe des Lebenszyklus großräumigen Vertikalbewegungen unterworfen. Im Bereich der Warmluft sind diese nach oben gerichtet, wodurch die Luft adiabatisch abgekühlt wird. Umgekehrt überwiegen in der Kaltluft abwärts gerichtete Vertikalbewegungen, so dass sich die Luft adiabatisch erwärmt. Dies führt zu einer Verringerung des horizontalen Temperaturgegensatzes, aus dem die Zyklone letztendlich ihre Energie bezieht. Kommt das Bodentief senkrecht unterhalb des Höhentiefs oder des Höhentrogzentrums zum Liegen, ist die Entwicklung abgeschlossen. Aus der Bodenreibung resultieren ageostrophische, in Richtung Tiefkern gerichtete Strömungen, wodurch sich das Tief allmählich auffüllt (Abb. 2.8, rechts).

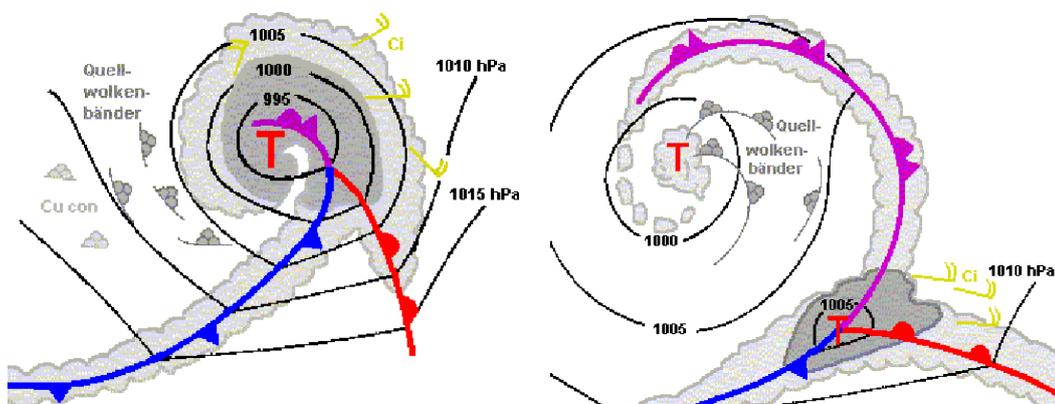


Abb. 2.8: Polarfrontzyklone im Reife- (links) und Auflösungsstadium (rechts). Quelle: <http://www.dwd.de> (Wetterlexikon).

Spezialfall: Rapide Zyklogenese

Sanders und Gyakum (1980) definierten eine „rapide Zyklogenese“ („rapid cyclogenesis“) als eine Entwicklung, bei der ein Luftdruckabfall im Zentrum eines Tiefdruckgebietes von 24 hPa innerhalb von 24 Stunden multipliziert mit dem Verhältnis zwischen dem Sinus der geographischen Breite, in der die Entwicklung stattfindet, und dem Sinus von 60° oberhalb eines kritischen Wertes liegt:

$$\frac{24 \text{ hPa}}{24 \text{ h}} \cdot \left(\frac{\sin(\phi)}{\sin(60^\circ)} \right) = \text{kritischer Wert} \quad (2.22)$$

In 60° nördlicher oder südlicher Breite beträgt dieser kritische Wert gerade 24 hPa in 24 Stunden, an den Polen liegt er bei 27,7 hPa in 24 Stunden und in 30° bei 13,9 hPa in 24 Stunden. Durch die Multiplikation mit dem Faktor $\left(\frac{\sin(\phi)}{\sin(60^\circ)} \right)$ wird die Breitenabhängigkeit der Entwicklung berücksichtigt.

2.4 Conveyor Belts

Das Konzept der „Conveyor Belts“ wurde von Harrold (1973) entwickelt und betrachtet die großräumigen (Relativ-)Bewegungen der Luft im Umfeld von Warm- und Kaltfront eines Tiefdruckgebietes. Die Conveyor Belts sind einige hundert Kilometer breite und einige Kilometer hoch reichende Förderbänder warmer und kalter Luft, die nahezu parallel oder quer zu den Fronten liegen und in deren Bereich ausgedehnte Wolken- und Niederschlagsfelder entstehen. Es handelt sich dabei um Strömungen relativ zur Verlagerung der Fronten (Kurz, 1990).

In der Umgebung der Warmfront tritt der Warm Conveyor Belt in Erscheinung, ein Förderband warmer Luft, das seinen Ursprung in den unteren Schichten im Warmsektor hat und aufsteigend die Warmfront von der Rück- zur Vorderseite quert (Abb. 2.9, links). Die aufsteigende Luftbewegung mit maximalen Vertikalgeschwindigkeiten um 10 cm s^{-1} zwischen 700 hPa und 500 hPa (Kurz, 1990) führt durch adiabatische Abkühlung zu Verdunstung und bei ausreichend vorhandener Feuchtigkeit zu Wolken- und Niederschlagsbildung. In der oberen Troposphäre wird der Warmluftstrom vor der Warmfront der dort wirksamen horizontalen Divergenz unterworfen, was ein auf Satellitenbildern an Hand des Verhaltens der hohen Bewölkung meist gut erkennbares antizyklonales Ausscheren nach sich zieht (Abschnitt 2.1.1). Meist geschieht dies auf der Vorderseite des durch die großräumige Warmluftadvektion entstandenen Hochdruckrückens, so dass der Warm Conveyor Belt der vorherrschenden Höhenströmung folgt. Unmittelbar vor der Warmfront findet man häufig eine Relativströmung kalter Luft (Cold Conveyor Belt), die unter dem Warm Conveyor Belt parallel zur Front Richtung Tiefzentrum gerichtet ist und in dessen Nähe ebenfalls aufsteigt. Durch den mit der Warmfront beziehungsweise mit dem Warm Conveyor Belt einhergehenden Niederschlag reichert sich die zunächst trockene Kaltluft ebenfalls mit Feuchtigkeit an, was in vielen Fällen zur Entstehung von tiefen und mittelhohen Schichtwolken führt.

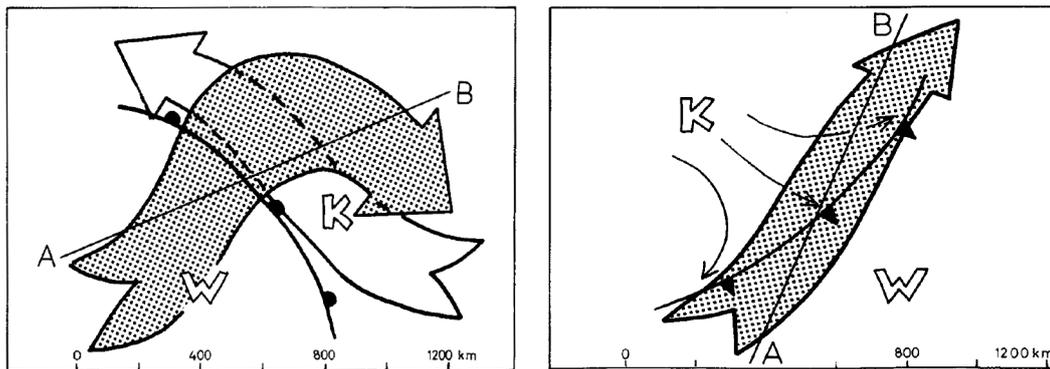


Abb. 2.9: Anordnung der Conveyor Belts bei einer Warmfront (links) und einer Anakaltfront (rechts) (Kurz, 1990).

Im Gegensatz zu den Conveyor Belts im Bereich der Warmfront können die Förderbänder in der Umgebung der Kaltfront in Form und Ausprägung unterschiedliche Muster aufweisen. Sie kennzeichnen die Front nicht zuletzt als Ana- oder Katafront, bei der die Warmluft relativ zur Kaltluft auf- beziehungsweise absteigt. Bei einer Anafront ist der ansteigende Warm Conveyor Belt in spitzem Winkel von vorne gegen die Front gerichtet und quert diese in einer bestimmten Höhe (Abb. 2.9, rechts). Die großräumige Hebung erzeugt in vielen Fällen ein ausgedehntes postfrontales Wolken- und Niederschlagsgebiet. Eine solche Konstellation kann zum Beispiel bei wellenden oder solchen Kaltfronten beobachtet werden, die sich auf der Vorderseite eines überlagerten Höhentrog befinden. Während sich dann – in einem typischen Fall für Mitteleuropa – in den unteren Schichten rückseitig der Front eine nordwestliche Strömung etabliert, überströmt mit der südwestlichen Höhenströmung advehierte Warmluft die herantransportierte Kaltluft.

Bei einer Katakaltfront hingegen ist der Warm Conveyor Belt nicht gegen, sondern von der Front weg gerichtet. Oberhalb davon verläuft eine obere Relativströmung von hinten nach vorne über die Front und den Warm Conveyor Belt hinweg. Diese Relativströmung transportiert trockene und recht warme Luft mit sich. Die Frontpassage geht oftmals mit schauerartigen Niederschlägen und kräftigen Windböen einher, postfrontal lockert die Bewölkung rasch auf.

Ein Zusammenwirken der vorgestellten Prozesse kann bei Okklusionsfronten beobachtet werden. Warm- und Cold Conveyor Belt verlaufen aufsteigend parallel zur Front oder teilweise über sie hinweg. Die obere Relativströmung quert die Front nach vorne hin und wird ebenfalls in die zyklonale Rotation einbezogen. Ein antizyklonales Ausscheren der Luft aus dem Warm Conveyor Belt tritt auf, wenn die Warmluft nicht in ihrer gesamten vertikalen Mächtigkeit von der zyklonalen Rotation erfasst wird, sondern der obere Teil durch horizontale Divergenz negative Vorticity erfährt. Wie bei Warmfronten kann dieser Vorgang an Hand des Verhaltens der hohen Bewölkung auf Satellitenbildern diagnostiziert werden.

3. Modelle, Daten und Methoden

Für die Analyse der großräumigen Wettersituation zum einen, sowie der mesoskaligen Strukturen zum anderen wurde auf verschiedene Modelle, Programme und Daten zurückgegriffen.

3.1 Modelle

Die COSMO-EU-Analysedaten (Abschnitt 3.2.1) wurden sowohl mit dem COSMO-Modell als auch mit dem Programmsystem LAGRANTO verarbeitet. Nachstehend findet sich eine kurze Beschreibung beider Modelle, dazu ein kurzer Überblick über das ebenfalls verwendete VERA-Analyseverfahren.

3.1.1 Das COSMO-Modell

Das **CO**nsortium for **S**mall-Scale-**MO**deling (COSMO¹) ist ein Zusammenschluss nationaler Wetterdienste, das im Oktober 1998 gegründet wurde. Es verfolgt das Ziel, ein nicht-hydrostatisches, regionales atmosphärisches Modell zu entwickeln, zu verbessern und zu warten. Dieses Modell soll sowohl zu operationellen als auch zu Forschungszwecken von den Mitgliedern des Konsortiums angewendet werden.

Das COSMO-Modell stellt eine Weiterentwicklung des Lokal-Modells (LM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) dar, das zum 1. Dezember 1999 in den operationellen Betrieb überführt wurde (Schulz und Schättler, 2011). Aufgrund neuer Anforderungen wurde das Modellgebiet des LM im Jahre 2004 erweitert und deckte fortan nahezu ganz Europa ab. Es erhielt den Namen Lokal-Modell Europa (LME) und wurde am 28. September 2005 in den operationellen Betrieb übernommen. Im Rahmen von COSMO wurde im Jahre 2007 beschlossen, den Modellnamen in COSMO-Modell zu ändern. Um die von den einzelnen Mitgliedern betriebenen verschiedenen Versionen des Modells besser unterscheiden zu können, wird jeweils ein Kürzel angehängt; die neue Bezeichnung für das LME lautete von nun an COSMO-EU.

¹<http://www.cosmo-model.org>

COSMO-EU wird auf den Skalen Meso- β und Meso- γ betrieben, die einen Raumbereich von etwa 2 km bis 200 km abdecken (Heyer, 2006). Damit können auch kleinräumige atmosphärische Phänomene wie Land-See-Wind-Zirkulationen, orografische Effekte oder Gewitterzellen teilweise erfasst werden. Das Modellgebiet der operationellen und der in dieser Arbeit verwendeten Version besteht in der horizontalen Ebene aus 655 mal 657 (= 436 905) Gitterpunkten mit einer Maschenweite von 7 km. In der Vertikalen wird die Atmosphäre bis in etwa 24 km Höhe in 40 Schichten eingeteilt, so dass die prognostischen Gleichungen an insgesamt 436 905 mal 40 (= 17,5 Millionen) Gitterpunkten gelöst werden müssen.

Bei COSMO-EU handelt es sich um ein nicht-hydrostatisches Modell, das die hydrostatische Approximation

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (3.1)$$

zur Schallfilterung nicht verwendet (Adrian und Frühwald, 2002). Zwar würde sich die Lösung des zugrunde liegenden Gleichungssystems erheblich vereinfachen, weswegen diese Vereinfachung in den meisten Globalmodellen implementiert ist; allerdings können konvektive Prozesse damit nicht direkt simuliert, sondern nur parametrisiert werden. Das bedeutet zum Beispiel, dass Gewitter nur dann vom Modell vorhergesagt werden können, wenn ein bestimmter Parameter (z. B. CAPE) an einem Gitterpunkt oder in einer Fläche einen gewissen Grenzwert übersteigt. Nichtlineare, durch Konvektion bedingte Wechselwirkungen, etwa die Bildung eines großen Gewitterkomplexes, können durch hydrostatische Modelle prinzipiell nicht beschrieben werden. Hinzu kommt unter der Voraussetzung einer stabil geschichteten Atmosphäre die bei kleinen Längenskalen der Orografie systematische Überschätzung der Wechselwirkung zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre durch interne Schwerewellen. Die Grenze der Anwendbarkeit eines hydrostatischen Modells hängt von der statischen Stabilität und der Windgeschwindigkeit ab, deren Zusammenhang durch die Froude-Zahl beschrieben wird:

$$Fr = \frac{U}{Nl} \quad (3.2)$$

mit der charakteristischen Strömungsgeschwindigkeit U , der Brunt-Väisälä-Frequenz N und der horizontalen Länge des Hindernisses l . Ein hydrostatisches Modell ist anwendbar für $Fr \ll 1$; dagegen werden die Lösungen für große Strömungsgeschwindigkeiten, kleine Hindernisse und bei geringer statischer Stabilität zunehmend fehlerbehaftet bis unbrauchbar. Um etwa die Strömungseigenschaften über den Mittelgebirgen oder – wie in dieser Diplomarbeit – über komplex gegliedertem Gelände wie dem westlichen Mittelmeerraum korrekt abbilden zu können, bedarf es daher eines nicht-hydrostatischen Modells.

Aufgrund der Größe des Modellgebietes muss bei COSMO-EU die Krümmung der Erdoberfläche berücksichtigt werden (Steppeler et al., 2002). Entsprechend verwendet das Modell Kugelkoordinaten, die jedoch an den Polen Singularitäten aufweisen. Um das Modell in beliebigen Regionen der Erde anwenden zu können, wird das Koordinatensystem so verschoben, dass

der Schnittpunkt zwischen Äquator und Nullmeridian in der Mitte des Modellgebietes liegt. Dadurch wird eine durch die Kugelgestalt der Erde bedingte geometrische Verzerrung der Gitterpunktabstände vermieden. Bei dem in dieser Diplomarbeit verwendeten Modellausschnitt befindet sich der Südpol bei 45° südlicher Breite und 5° östlicher Länge. Infolge des nicht-hydrostatischen Systems wird der Luftdruck über eine prognostische Gleichung berechnet. Als dann zeitabhängige Variable wäre dessen Gebrauch als Vertikalkoordinate nur unter zusätzlichem Aufwand möglich. Als Vertikalkoordinate fungiert daher eine generalisierte geländefolgende Koordinate.

In einem regionalen Modell wie COSMO-EU ist nur die untere Berandung durch die Erdoberfläche fest vorgegeben, die obere und die seitlichen Berandungen hingegen müssen künstlich erzeugt werden (Doms, 2011). Je nach Anwendungsbereich des Modells können unterschiedliche Randbedingungen gewählt werden. Für die Simulation realer Fälle sowie für die numerische Wettervorhersage sollten offene seitliche Randbedingungen gewählt werden, die einen Austausch zwischen der Atmosphäre des Modellgebietes und der Umgebung erlauben. Die Anfangswerte erhält COSMO-EU im operationellen Betrieb durch ein spezielles Analyseverfahren, die „Nudging-Methode“ (Schulz und Schättler (2011) und Schraff (1996)). Dabei werden die prognostizierten Variablen den Beobachtungen angepasst. Somit wird eine kontinuierliche vierdimensionale Datenassimilation bereitgestellt.

3.1.2 Das LAGRANTO-Programmsystem

Mit dem **LAGR**angian **AN**alysis **TO**ol (LAGRANTO, Wernli und Davies (1997)), einem von Wernli entwickelten Softwarepaket, können lagrangesche Bewegungsvorgänge in der Atmosphäre erfasst und analysiert werden.

Auf Basis von Zeitreihen dreidimensionaler Windfelder berechnet LAGRANTO Vor- und Rückwärtstrajektorien für zuvor ausgewählte Startregionen, Zeitschritte und Zeiträume. Entlang der Trajektorien können zusätzlich meteorologische Größen aus den vorliegenden Analysedaten eingezeichnet werden. Des Weiteren lassen sich die Trajektorien an Hand definierter Kriterien filtern, zum Beispiel hinsichtlich eines vorgegebenen Anstieges oder einer Abnahme der potentiellen Temperatur. Auf diese Weise können etwa Ursprungsgebiete von Luftpartikeln identifiziert werden, die im weiteren Verlauf besonders starken Hebungsprozessen unterworfen werden. Am Ende einer jeden Trajektorienberechnung gibt LAGRANTO je nach Wahl mehrere Dateien aus. Unter anderem werden zwei Datendateien erstellt, welche zum einen die Mittelwerte von Position, Höhe und der ausgewählten meteorologischen Größen sämtlicher berechneter Trajektorien zu jedem Zeitschritt enthält. Zum anderen können diese Größen zu jedem Zeitschritt für jede einzelne Trajektorie eingesehen beziehungsweise weiter verarbeitet werden.

Die grafische Aufbereitung kann auf mehrere Arten geschehen. In dieser Diplomarbeit wurde das frei verfügbare Analyse- und Visualisierungsprogramm ParaView² verwendet, mit dem sich die Trajektorien in dreidimensionaler Form darstellen und auswerten lassen.

²<http://www.paraview.org>

3.1.3 VERA-Analysen

Die Vienna Enhanced Resolution Analysis (VERA³), ein am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien entwickeltes Analyseverfahren, ermöglicht eine räumlich interpolierte Darstellung von meteorologischen Messwerten. Berechnet werden die Verteilungen von Luftdruck, Temperatur, Wind und Niederschlag.

Dem Interpolationsverfahren geht eine Überprüfung der Messdaten hinsichtlich systematischer Fehler (z. B. falsch kalibrierte Messgeräte) und zufälliger Fehler (z. B. Übertragungsprobleme) voraus. Anschließend erfolgt die Interpolation der Messdaten auf ein regelmäßiges Gitter, wobei insbesondere den komplexen orografischen Gegebenheiten der Alpen Rechnung getragen wird. Dabei kommt die Methode der kleinsten Quadrate zum Einsatz unter der Annahme, dass sich Feldverteilungen meteorologischer Parameter so verhalten, dass ihre Krümmung minimal ist. Dies entspricht dem Prinzip des minimalen Aufwandes, das in der Natur häufig beobachtet werden kann (z. B. Oberfläche einer Seifenblase). Neben der Methode der kleinsten Quadrate wird zusätzlich eine Fingerprinttechnik verwendet, welche den Einfluss der Orografie auf die Messwerte berücksichtigt (Steinacker et al., 1997). Dabei werden zunächst idealisierte Felder einer solchen Modifikation unterzogen und die dadurch auftretenden charakteristischen Muster in den Daten erkannt. Anschließend werden diese in die Analyse implementiert. Somit können kleinskalige Strukturen, die wegen der festen Dichte des Stationsnetzes von diesem nicht aufgelöst werden, dennoch in der Analyse verarbeitet werden und deren Informationsgehalt erhöhen. In einem letzten Schritt folgt die grafische Aufbereitung der Ergebnisse und die Bereitstellung in Kartenform.

3.2 Verfügbare Daten und deren Anwendung

Neben den COSMO-EU-Analysedaten, die mit dem COSMO-Modell selbst sowie mit LAGRANTO verarbeitet wurden, nimmt die Auswertung, Darstellung und Interpretation von Beobachtungen und Messwerten großen Raum in dieser Diplomarbeit ein. Die Daten wurden auf jeweils unterschiedliche Weise aufbereitet und für die Analyse verwendet. Nachfolgend werden die Vorgehensweisen im Einzelnen kurz erläutert.

3.2.1 COSMO-EU-Analysedaten

Für synoptische Betrachtungen standen aufbereitete COSMO-EU-Analysedaten im Gridded-Binary-Format (GRIB) zur Verfügung. Die Analysen decken Zeiträume vom 22. Januar 2009, 00 UTC bis zum 27. Januar 2009, 00 UTC (Tief „Klaus“) und vom 29. Oktober 2010, 00 UTC bis zum 3. November 2010, 21 UTC (Tief „Xanthippe“) ab. Die zeitliche Auflösung beträgt jeweils 3

³<http://www.univie.ac.at/amk/vera>

Stunden. Neben konstanten geografischen Größen und Vegetationsindizes beinhalten diese eine Vielzahl atmosphärischer Variablen; darunter Temperatur, Luftdruck, Wind und Feuchte in verschiedenen Höhen beziehungsweise auf unterschiedlichen Druckflächen sowie zusätzlich Bedeckungsgrad, ausfällbares Wasser und vertikal integriertes Wolkenwasser und -eis.

Die GRIB-Daten wurden mit Hilfe des **Grid Analysis and Display System** (GrADS⁴) aufbereitet und visualisiert. Nicht direkt in den GRIB-Daten enthaltene Größen (z. B. Advektion absoluter Vorticity, Schichtdickenadvektion) mussten berechnet werden. Aufgrund des stark verrauschten Erscheinungsbildes der Advektionsgrößen wurden diese sowie teilweise Geopotenzialfeld und Bodendruck auf ein gröberes Modellgitter interpoliert und zusätzlich mit einem Filter geglättet. Verwendet wurden hierbei das 1°-Gitter des von der **National Oceanic and Atmospheric Administration** (NOAA⁵) betriebenen **Global Forecast System** (GFS⁶) sowie die in GrADS bereits implementierte Funktion „smth9“. Durch die Glättung wird an jedem Gitterpunkt ein gewichtetes Mittel des Gitterpunktes selbst und der acht umliegenden Gitterpunkte ausgegeben. Der zentrale Gitterpunkt erhält die Gewichtung 1, die Gitterpunkte seitlich davon jeweils 0,5 und die Gitterpunkte in den Ecken jeweils 0,3. Alle neun Gitterpunkte werden mit ihren Gewichtungen multipliziert und aufsummiert und sodann durch die totale Gewichtung dividiert. Fehlende Datenpunkte werden nicht in der Summe berücksichtigt.

Neben der grafischen Darstellung in Kartenform wurden die COSMO-EU-Analysedaten zur Erzeugung von Verlaufsdiagrammen verschiedener Größen verwendet. Dabei wurde zunächst die Lage des jeweiligen Bodentiefzentrums an Hand von Analysekarten subjektiv bestimmt. Die genaue Position konnte sodann durch den niedrigsten Luftdruck nach den COSMO-EU-Analysedaten in dem Gebiet lokalisiert werden. Die nachfolgenden Auswertungen von absoluter Vorticityadvektion, Schichtdickenadvektion und horizontaler Divergenz in verschiedenen Höhen bezogen sich jeweils auf die so bestimmte Lage des Bodentiefzentrums. Als Referenzgebiet galt eine um das Bodentiefzentrum gelegte und dieses begleitende Box, deren Abmessung 1,5° in jede Himmelsrichtung betrug. Ebenfalls den COSMO-EU-Analysedaten zugrunde lagen die Berechnungen der Vorwärtstrajektorien mit LAGRANTO (Abschnitt 3.1.2).

3.2.2 Synoptische Daten

Wetterbeobachtungen und Messwerte, die eine Analyse der meteorologischen Auswirkungen der beiden Tiefdruckgebiete „Klaus“ und „Xanthippe“ ermöglichten, wurden vom spanischen (Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)) und vom französischen Wetterdienst (Météo-France) bezogen. Météo-France stellte für den Zeitraum 22. Januar 2009, 00 UTC bis 30. Januar 2009, 23 UTC („Klaus“) die Messwerte von 272 Stationen und für den Zeitraum 29. Oktober 2010, 00 UTC bis 4. November 2010, 23 UTC („Xanthippe“) die Beobachtungen von 274 Stationen in Frankreich bereit. Die Daten umfassen jeweils die stündliche Niederschlagsmenge, Temperatur, Mittelwind über 10 Minuten, Windrichtung, maximale Böe in 1 Stunde und deren Richtung. Aus Spanien übermittelte AEMET für das Tief „Klaus“ stündliche Daten von 488 (Nieder-

⁴<http://www.iges.org/grads>

⁵<http://www.noaa.gov>

⁶<http://www.emc.ncep.noaa.gov/index.php?branch=GFS>

schlag) beziehungsweise 411 Stationen (Mittelwind über 10 Minuten). Eine wesentlich größere Anzahl an Stationen stand sowohl hinsichtlich Niederschlag (715) als auch Wind (603) für das Tief „Xanthippe“ zur Verfügung. Hinzu kamen Daten von einer unterschiedlichen Anzahl an Stationen über Temperatur und Luftdruck. Insgesamt lagen somit für „Klaus“ stündliche Niederschlagsdaten von 760 und stündliche Winddaten von 683 Stationen in Frankreich und Spanien vor. Für „Xanthippe“ betrug die Anzahl der Stationen in beiden Ländern 683.

Zusätzlich wurden von TuTiempo⁷ tägliche Daten über Niederschlag und Spitzenböen von insgesamt 511 („Klaus“) beziehungsweise 503 Stationen („Xanthippe“) aus Algerien, Frankreich, Italien, Libyen, Marokko, Spanien und Tunesien in den Zeiträumen 22. bis 30. Januar 2009 („Klaus“) und 29. Oktober bis 4. November 2010 („Xanthippe“) verwendet.

Die Daten wurden in ein einheitliches Format überführt und grafisch aufbereitet. Die Darstellung erfolgt – getrennt nach stündlichen und täglichen Daten – über Symbole für verschiedene Messintervalle innerhalb einer Google-Maps-Applikation⁸. Dies bietet gegenüber einer Visualisierung mit festem Kartenhintergrund die Möglichkeit einer interaktiven Betrachtungsweise. Auszüge davon werden als Screenshots in Kapitel 4 gezeigt; die Google-Maps-Applikation mit sämtlichen Messwerten findet sich auf der dieser Diplomarbeit beigelegten DVD.

⁷<http://www.tutiempo.net>

⁸<http://maps.google.de>

4. Analyse und Diagnose der Tiefdrucksysteme

Ausgehend von einer allgemeinen Beschreibung der beiden Tiefdruckgebiete „Klaus“ und „Xanthippe“ sowie den mit ihnen verbundenen signifikanten Wettererscheinungen vor allem hinsichtlich Wind und Niederschlag werden beide Fälle zunächst getrennt analysiert. An Hand von Modelldaten können die für die verschiedenen Stadien der Entwicklung maßgeblichen synoptisch-skaligen Antriebe identifiziert und in ihrem zeitlichen Verlauf dargestellt werden. Trajektorienanalysen liefern Erkenntnisse über Aufbau und Struktur der Zyklonen sowie die Strömungsverhältnisse in deren Umgebung. Das Ziel dieser Analysen ist eine detaillierte Untersuchung von Struktur und Aufbau des Tiefs, um Rückschlüsse auf wirksame mesoskalige Prozesse ziehen zu können. Mit einem besseren Verständnis dieser Prozesse und Abläufe könnten vor allem höher aufgelöste Wettervorhersagemodelle optimiert und die Vorhersagegüte solcher Phänomene und deren Auswirkungen in Zukunft gesteigert werden.

4.1 Tiefdruckgebiet „Klaus“

Bei „Klaus“ handelte es sich um ein typisches, wenngleich nicht alljährlich auftretendes winterliches Orkantief der mittleren Breiten. Von der Initialwelle bis zur Auflösung des Systems vergingen Ende Januar 2009 etwa sechs Tage. Ungewöhnlich war die recht südliche Zugbahn des Tiefs (Liberato et al., 2011); Schäden durch verbreitet auftretende Orkanböen hatten vor allem Südfrankreich und Nordspanien zu beklagen.

4.1.1 Grundlegende Strukturen und Zugbahn

Tiefdruckgebiet „Klaus“ entstand am späten Abend des 22. Januar 2009 bei etwa 40° nördlicher Breite und 40° westlicher Länge rund 750 km nordwestlich der beiden westlichsten Inseln der Azoren, Flores und Corvo. Es ging aus einer Frontalwelle hervor, die sich zuvor an einem lang gestreckten Frontenzug, der ehemaligen Kaltfront eines nordatlantischen Sturmtiefs („Hans“),

entwickelt hatte. In dessen Umfeld herrschten große horizontale Temperaturgegensätze auf engem Raum vor; zwischen subtropischer Warmluft im Süden mit Temperaturen über $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ und polarer Kaltluft im Norden mit Temperaturen unter $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ in 850 hPa lagen nur wenige hundert Kilometer. Analysen von GFS und COSMO-EU zeigen jeweils zum 23., 06 UTC erstmals einen abgeschlossenen Tiefkern, die Bodendruckanalyse des DWD lässt einen solchen bereits 6 Stunden früher, um 00 UTC am 23., erkennen (Abb. 4.1).

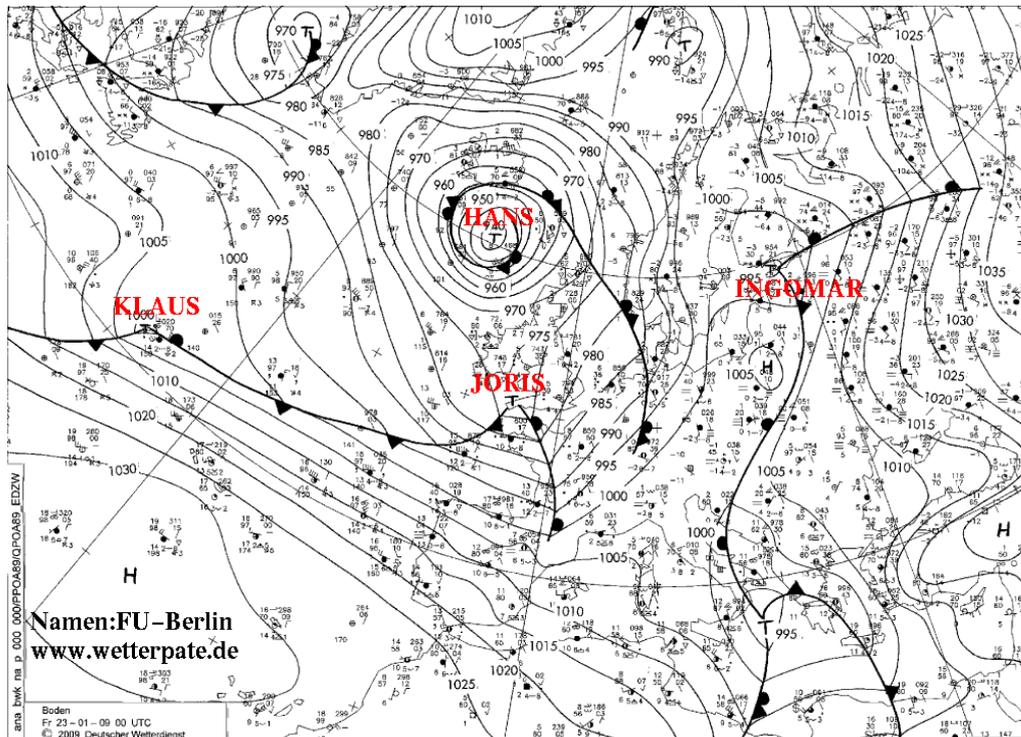


Abb. 4.1: DWD-Bodenanalyse mit Fronten vom 23.01.2009, 00 UTC. Das junge Tiefdruckgebiet „Klaus“ liegt mit seinem Zentrum über dem mittleren Nordatlantik. Quelle: <http://www.met.fu-berlin.de/de/wetter/maps>.

Am Vormittag des 23. geriet „Klaus“ unter die Vorderseite eines markanten Kurzwellentrog, der sich – eingebettet in eine ausgeprägte Frontalzone – dem Bodentiefkern von Westen näherte. In der Folge begann sich das Tief rasch zu intensivieren, der Kerndruck sank zwischen dem 23., 06 UTC und dem 24., 00 UTC innerhalb von 18 Stunden um 26 hPa. Die Entwicklung vollzog sich in etwa 45° nördlicher Breite, so dass nach Sanders und Gyakum (1980) von einer rapiden Zyklonogenese gesprochen werden kann (Abschnitt 2.3). Nach den Analysen von GFS und COSMO-EU erreichte „Klaus“ am 24. zwischen 00 UTC und 03 UTC seinen Entwicklungshöhepunkt mit einem minimalen Kerndruck knapp unter 966 hPa (GFS) beziehungsweise 967 hPa (COSMO-EU). Zu dieser Zeit lag das Tief mit seinem Zentrum im Bereich der französischen Biskayaküste; die dort gemessenen Luftdrücke um 966 hPa (z. B. Pointe de Chassiron 966 hPa um 05 UTC) bestätigen die Analysen und lassen die genaue Lage des Kerns am Morgen dieses Tages im Umfeld der Gironde vermuten (Abb. 4.2).

Etwa zur selben Zeit formierte sich am Okklusionspunkt des Frontensystems von „Klaus“ im Bereich der Costa Brava ein sekundäres Tiefzentrum. Der ursprüngliche Tiefkern zog im weiteren Verlauf über die südliche Mitte Frankreichs hinweg ostwärts und schwächte sich rasch ab.

Bereits um 12 UTC wurde sowohl von GFS als auch von COSMO-EU nur noch ein Kerndruck von 979 hPa analysiert, zwischen 12 UTC und 15 UTC mutierte das ursprüngliche Teiltief zum neuen primären Tiefzentrum.

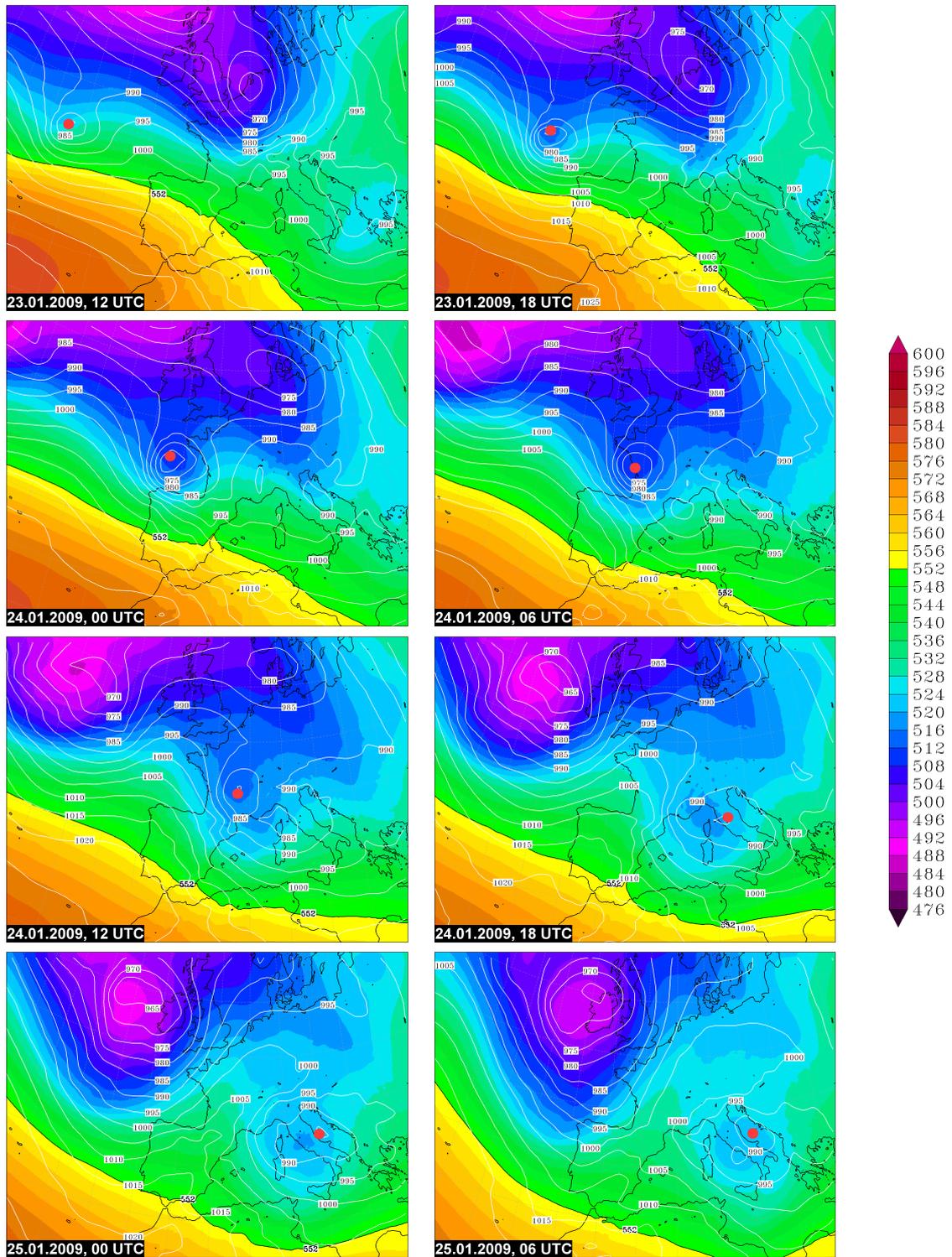


Abb. 4.2: 500-hPa-Geopotenzial in gpm (Farbflächen) und Bodendruck in hPa (weiße Linien) vom 23. bis 25.01.2009 (COSMO-EU). Der rote Punkt markiert die Position des Bodentiefs.

Bis zum 25., 15 UTC konnte dieses über der Mitte Italiens beziehungsweise der Adria ausgemacht werden. Der Kerndruck stieg nach GFS und der Bodenanalyse des DWD in dieser Zeit von etwa 985 hPa auf 995 hPa an, was mit der Analyse von COSMO-EU übereinstimmt (Druckanstieg von 982 hPa auf 993 hPa zwischen dem 24., 15 UTC und dem 25., 15 UTC). Beobachtungen umliegender Wetterstationen lassen für den Spätnachmittag des 24. noch einen geringfügig tieferen Kerndruck vermuten (z. B. Bastia-Poretta 980 hPa am 24., 15 UTC). Der vormals markante kurzweilige Höhentrog hatte sich zu dieser Zeit bereits in einen relativ breiten Langwellentrog umgewandelt; das tiefste Geopotenzial lag nur wenig südlich des Bodentiefzentrums. Somit war dessen Entwicklung abgeschlossen.

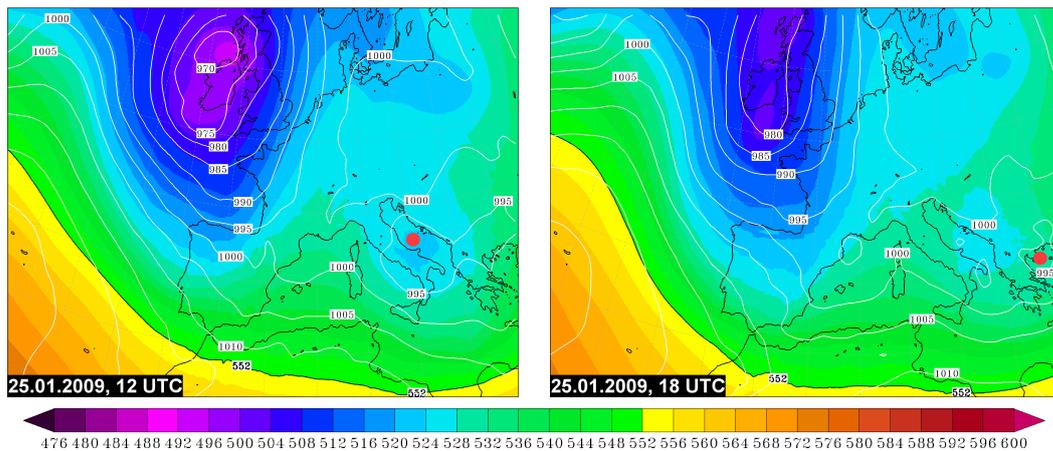


Abb. 4.3: 500-hPa-Geopotenzial in gpm (Farbflächen) und Bodendruck in hPa (weiße Linien) am 25.01.2009 (COSMO-EU). Der rote Punkt markiert die Position des Bodentiefs.

Eine weitere sprunghafte Verlagerung des Tiefs vollzog sich am 25. zwischen 15 UTC und 18 UTC (Abb. 4.3). Während im Bereich der mittleren Adria der Luftdruck weiter auf rund 1 000 hPa stieg, bildete sich über der Ägäis, auf der Vorderseite des langsam ostwärts schwenkenden Langwellentrog, neuerlich ein Randtief aus. Es wies am Abend des 25. einen Kerndruck von etwa 995 hPa auf und zog im Laufe des 26. unter Auffüllung über den Nordosten Griechenlands und den Osten Bulgariens Richtung Schwarzes Meer. Die gesamte Zugbahn von Tief „Klaus“ zeigt Abbildung 4.4.

Die gesamte Entwicklung von Tief „Klaus“ kann auch an Hand von Satellitenbildern nachvollzogen werden (Abb. 4.5). Im Bild vom 23., 00 UTC fällt über dem Nordatlantik ein schmales, lang gestrecktes Wolkenband auf. Die hellgraue bis weiße Farbgebung deutet im Infrarot-Kanal auf niedrige Temperaturen und damit mittelhohe bis hohe Bewölkung in etwa 5 km bis 10 km Höhe hin. Diese hatte sich im Umfeld des dort verlaufenden Jetstreams ausgebildet und markiert den Übergangsbereich zwischen kalter, polarer Luft im Norden und subtropischer Warmluft im Süden. Das etwas nördlich von diesem Wolkenband gelegene kompakte, hellgrau erscheinende Wolkengebiet signalisiert in Form einer Wellenbildung an der Frontalzone den Beginn der Entwicklung von „Klaus“. Nur 12 Stunden später begann die zu „Klaus“ gehörende Bewölkung aufgrund einsetzender Konvergenz und Bildung von positiver Vorticity in der unteren Troposphäre die für kräftige Tiefdruckentwicklungen typische Spiralform anzunehmen. Aus dem zuvor recht unscheinbaren Wolkengebiet ging ein ausgeprägter Wolkenschirm hervor, der die Nord- und Ostflanke des Tiefzentrums dominierte.

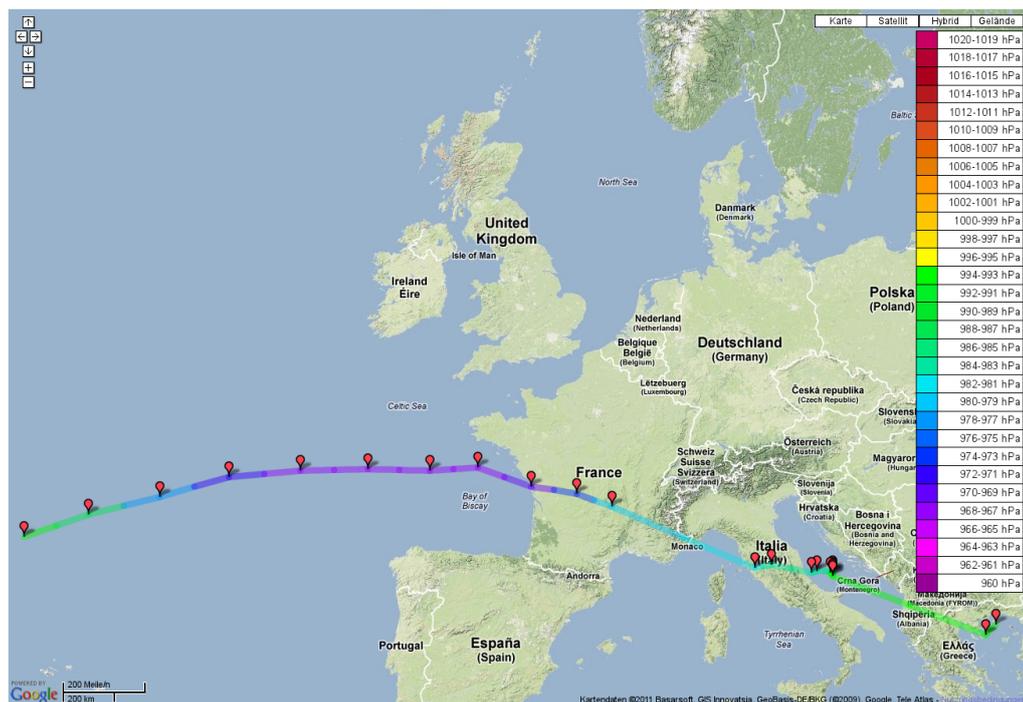


Abb. 4.4: Zugbahn „Klaus“ (COSMO-EU). Die Markierungen dokumentieren in 3-Stunden-Abständen die Position des Bodentiefzentrums. Die erste Markierung im Westen stellt den Zeitpunkt 23.01.2009, 06 UTC dar. Die unterschiedlichen Farben stehen für den jeweiligen Kerndruck.

Am deutlichsten sichtbar tritt „Klaus“ am 24. um 00 UTC über der Biskaya auf den Satellitenbildern mit einer voll ausgeprägten zyklonalen Struktur in Erscheinung. Weitere 12 Stunden später ging die klare Kontur zunehmend verloren. Zu dieser Zeit war die Teiltiefentwicklung über dem nordwestlichen Mittelmeer bereits im Gange, das Rotationszentrum kann aber im Umfeld des ursprünglichen Tiefkerns an Hand der Wolkenstruktur über Südfrankreich noch identifiziert werden. Für den 25., 00 UTC lässt sich die genaue Position des Tiefs im Satellitenbild nicht mehr eindeutig festlegen. Die zu „Klaus“ gehörende Bewölkung überdeckte zu diesem Zeitpunkt große Teile des westlichen und zentralen Mittelmeerraumes; immerhin deutet sich vor allem im südwestlichen Teil im Umfeld des Tiefzentrums noch eine Rotation im Gegenuhrzeigersinn an.

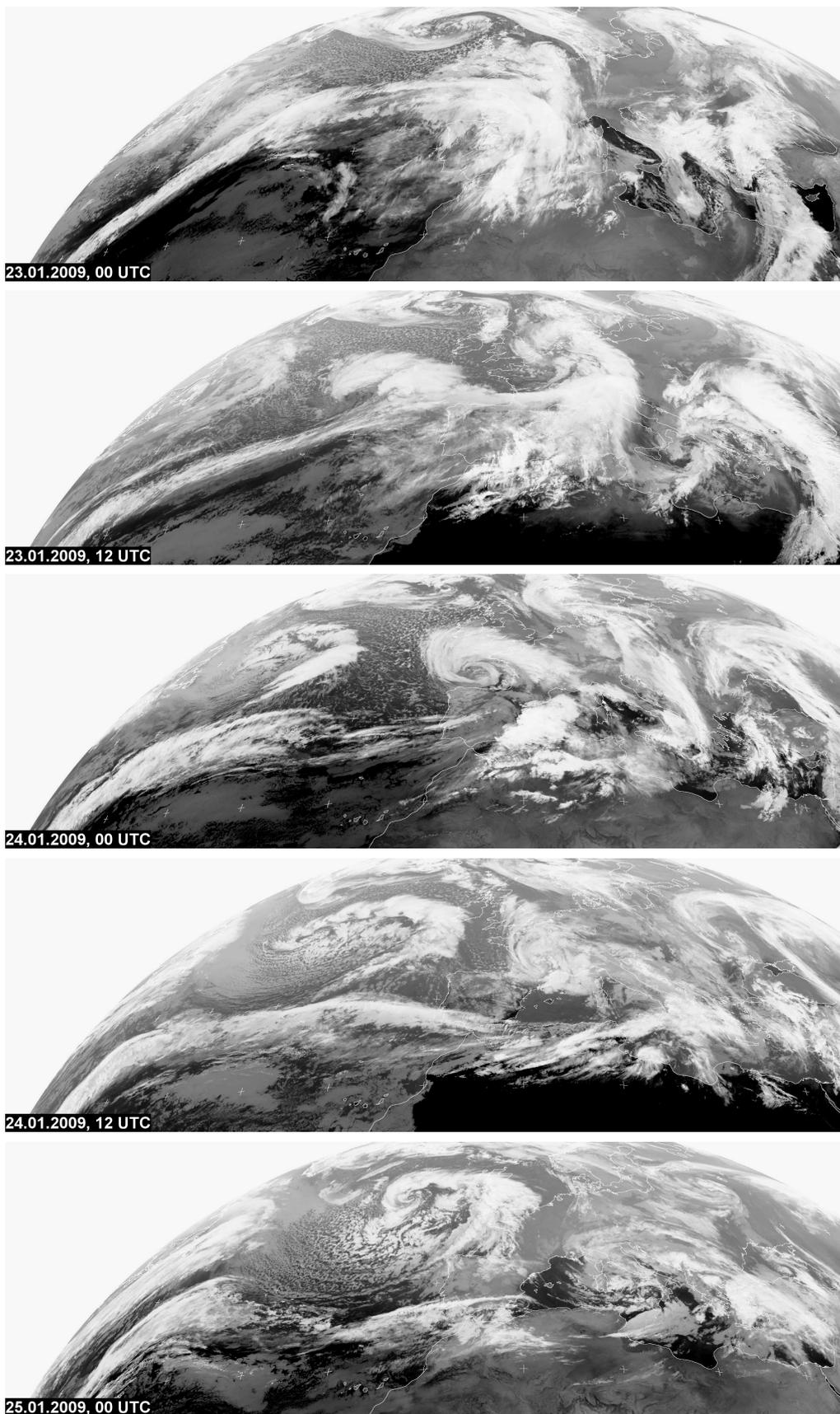


Abb. 4.5: Satellitenbilder (Infrarot-Kanal) vom 23. bis 25.01.2009. Quelle: <http://www.sat.dundee.ac.uk>.

4.1.2 Messwerte und Analysen

Etwa 24 Stunden vor „Klaus“ zog, auf etwas nördlicherem Kurs, das Sturmtief „Joris“ über Nordwesteuropa hinweg und brachte weiten Teilen Frankreichs, den Benelux-Staaten und Deutschland Sturm- und örtlich Orkanböen. Im Westen und in der Mitte Frankreichs traten Spitzenböen bis 117 km h^{-1} auf, insbesondere an der Atlantikküste im Bereich der Loiremündung (z. B. Chemoulin 111 km h^{-1}).

Kurzer Zwischenhocheinfluss beruhigte im Laufe des 23. das Geschehen zunächst, ehe in den späten Nachmittagsstunden das Starkwindfeld von „Klaus“ auf den äußersten Nordwesten Spaniens übergriff. Mit Fisterra in Galicien meldete um 14 UTC eine erste Station einen 10-minütigen Mittelwind im stürmischen Bereich (62 km h^{-1}). Am Abend um 21:40 UTC wurde an dieser Station eine Spitzenböe von 186 km h^{-1} gemessen. Im Laufe des Abends registrierten immer mehr Stationen im Norden Spaniens mittlere Windgeschwindigkeiten über 62 km h^{-1} und damit Windstärke 8. Bis Mitternacht hatte sich das Starkwindfeld bis nach Kastilien und León ausgebreitet, der Süden Frankreichs blieb zunächst noch außen vor. Die größten mittleren Windgeschwindigkeiten konnten dabei an der galicischen Küste und dort speziell an den beiden exponiert gelegenen Stationen Fisterra und Estaca de Bares verzeichnet werden. Letztere Station befindet sich am nördlichsten Punkt der Iberischen Halbinsel auf einer Höhe von 80 m über dem Meeresspiegel. Von 20 UTC an wurden dort mittlere Windgeschwindigkeiten in Orkanstärke bis 168 km h^{-1} (22 UTC) gemessen, die Spitzenböe betrug 229 km h^{-1} um 22:20 UTC (Abb. 4.6).

In der Nacht zum 24. griff das Starkwindfeld auf den Südwesten Frankreichs über. Als erste Station meldete um 03 UTC das etwa 80 km südwestlich von Bordeaux gelegene Biscarrosse eine dreistellige mittlere Windgeschwindigkeit (113 km h^{-1}). Bis 06 UTC lagen weite Teile Südwestfrankreichs im Einflussbereich des Sturmfeldes. Am Vormittag konzentrierte sich die Sturmaktivität auf das Umfeld der Pyrenäen, Schwerpunkte bildeten der äußerste Süden Frankreichs sowie das breite, zwischen Pyrenäen und Iberischem Gebirge west-ost-exponierte Ebrotal (Abb. 4.7). Stürmische Mittelwinde wurden unter anderem an den Flughäfen Bordeaux-Mérignac (78 km h^{-1} um 08 UTC, Böen bis 126 km h^{-1}), Toulouse-Blagnac (81 km h^{-1} um 11 UTC, Böen bis 121 km h^{-1}) und Tarbes-Ossun (64 km h^{-1} um 08 UTC, Böen bis 109 km h^{-1}) beobachtet.

Am Nachmittag verschob sich das Gebiet mit den größten Windgeschwindigkeiten immer weiter nach Osten Richtung Löwengolf. Mittlere Windgeschwindigkeiten gleich oder größer 74 km h^{-1} wurden in Frankreich dann hauptsächlich in der Region Languedoc-Roussillon, in Spanien in Aragonien und Katalonien gemessen. Am Cap Béar konnten zwischen 14 UTC und 20 UTC zu jeder Stunde mittlere Windgeschwindigkeiten in Orkanstärke registriert werden, maximal 145 km h^{-1} um 15 UTC. Ebenfalls um 15 UTC sowie nochmals um 16 UTC meldete die Station eine Spitzenböe von 191 km h^{-1} . Während sowohl die mittleren Windgeschwindigkeiten als auch die Böen zum Abend hin in weiten Teilen Südfrankreichs und Nordspaniens nachließen, konnte am östlichen Löwengolf, am Ausgang des Rhonetals, vorübergehend eine Windzunahme beobachtet werden. Diese lässt sich auf den Mistral zurückführen, der sich auf der Rückseite des Richtung Norditalien ziehenden Tiefs einstellte. In Marignane in der Provence

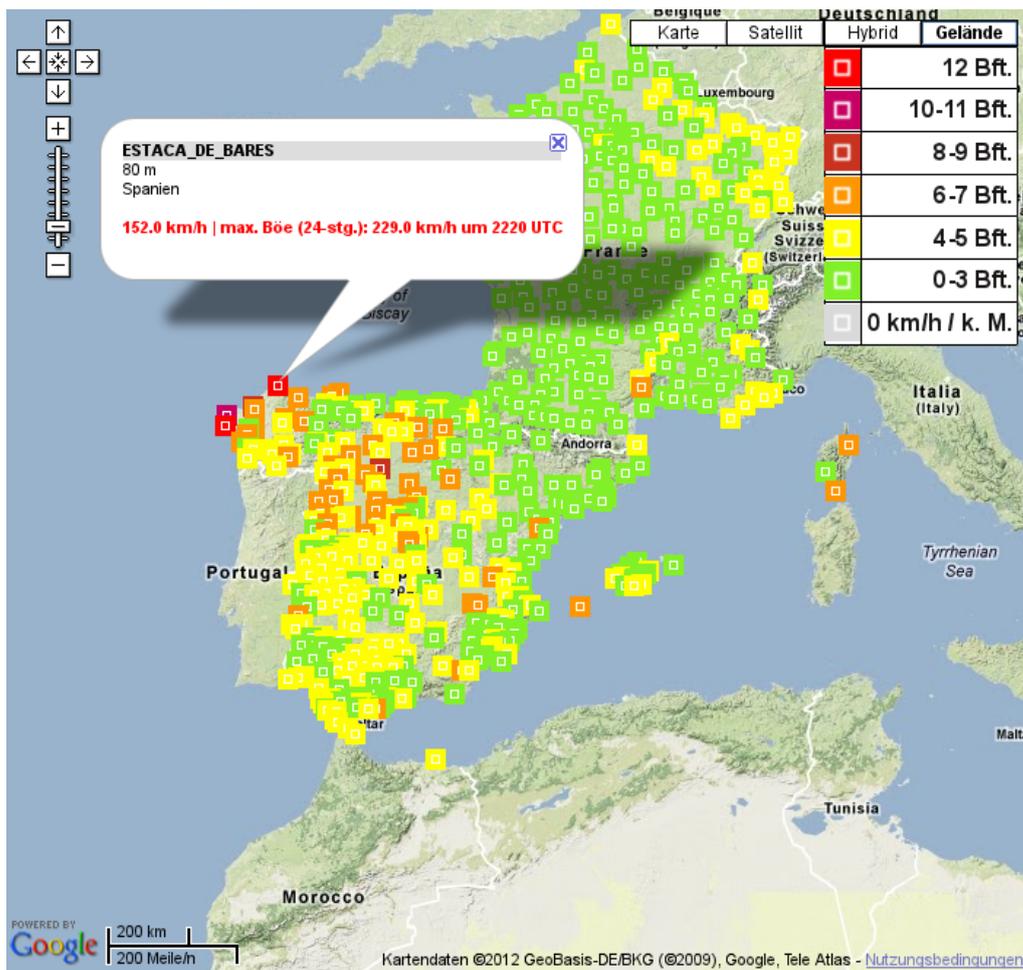


Abb. 4.6: 1-stündige Mittelwinde am 23.01.2009 um 21 UTC an französischen und spanischen Messstationen. Die Station Estaca de Bares im äußersten Nordwesten Spaniens meldet eine mittlere Windgeschwindigkeit von 152 km h^{-1} .

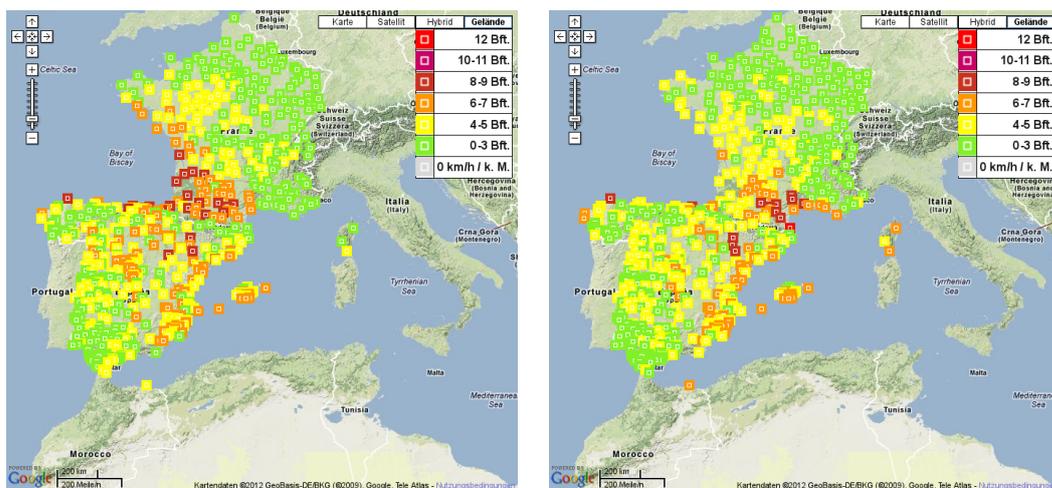


Abb. 4.7: 1-stündige Mittelwinde am 24.01.2009 um 09 UTC (links) und 15 UTC (rechts) an französischen und spanischen Messstationen.

wurde um 22 UTC ein Mittelwind von 80 km h^{-1} und eine Spitzenböe von 112 km h^{-1} gemessen.

Insgesamt traten am 23. und 24. an einer Vielzahl von Stationen in Südfrankreich und Nordspanien Orkanböen mit Windgeschwindigkeiten über 117 km h^{-1} auf (Abb. 4.8). An den exponiert gelegenen Orten unmittelbar an der Atlantikküste erreichten diese extreme Werte um oder sogar deutlich über 200 km h^{-1} (Estaca de Bares). Doch auch in den größeren Städten (z. B. A Coruña, Santander, San Sebastián, Bordeaux, Toulouse) blies der Wind in Böen in Orkanstärke.

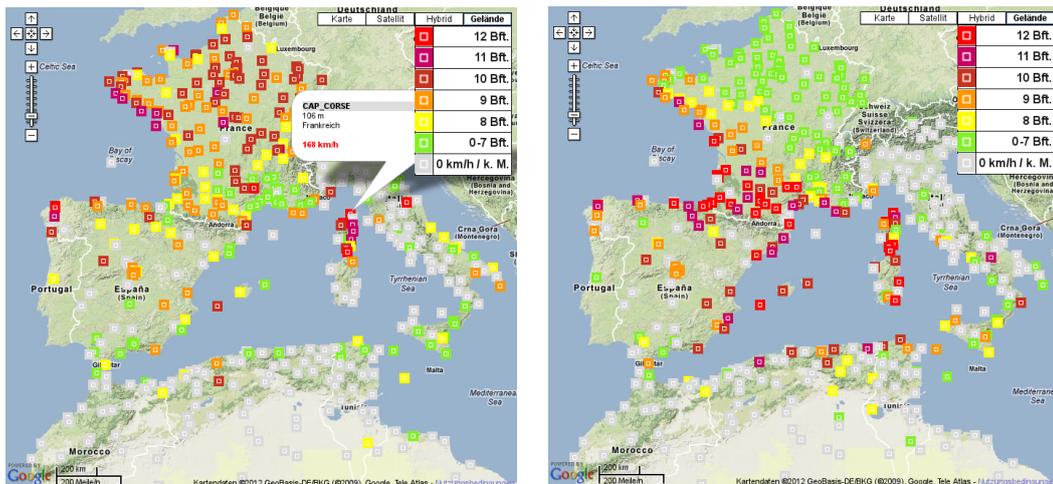


Abb. 4.8: Spitzenböen am 23. (links) und 24.01.2009 (rechts) in Westeuropa und im westlichen Mittelmeerraum. Cap Corse meldet am 23. 168 km h^{-1} , Cap Béar einen Tag später 191 km h^{-1} .

Im Vergleich mit der Windentwicklung spielten die in Zusammenhang mit „Klaus“ registrierten Niederschlagsmengen eine untergeordnete Rolle. Zwar zog in der Nacht zum 24. im Umfeld des Tiefkerns ein ausgedehntes Niederschlagsgebiet über die Mitte Frankreichs hinweg, stündliche Niederschlagsmengen von mehr als 5 l m^{-2} traten jedoch nur an einzelnen Orten auf (z. B. Cognac $9,2 \text{ l m}^{-2}$ zwischen 00 UTC und 01 UTC). Tagsüber fiel hauptsächlich in den zentralen Teilen Frankreichs weiterer Regen, die stündlichen Niederschlagsmengen beliefen sich meist auf $0,1 \text{ l m}^{-2}$ bis $4,9 \text{ l m}^{-2}$ pro Stunde. Nur örtlich konnten auch größere Stundensummen verzeichnet werden (z. B. Saint-Martin-de-Fresnay $5,8 \text{ l m}^{-2}$ bis 12 UTC).

Im 24-stündigen Zeitraum zwischen dem 24., 06 UTC und dem 25. 06 UTC summierten sich im Süden Frankreichs vielfach Niederschlagsmengen von 10 l m^{-2} bis 20 l m^{-2} (Abb. 4.9). Etwas mehr Regen fiel beispielsweise im äußersten Süden in Tarbes-Ossun mit $24,1 \text{ l m}^{-2}$ sowie in der Bretagne (z. B. Quimper $21,8 \text{ l m}^{-2}$). Größere Niederschlagsmengen um 30 l m^{-2} konnten im vorherigen 24-Stunden-Zeitraum zwischen dem 23., 06 UTC und dem 24., 06 UTC im Süden Frankreichs an einigen Stationen gemessen werden (z. B. Dax $36,3 \text{ l m}^{-2}$). Somit lässt sich für die dortigen Regionen die in Zusammenhang mit Tief „Klaus“ stehende Gesamtniederschlagsmenge mit 10 l m^{-2} bis maximal 50 l m^{-2} beziffern. Vermutlich in der Folge vorangegangener kräftiger Niederschläge am 22. und 23. (z. B. Mont-de-Marsan $44,7 \text{ l m}^{-2}$ in 24 Stunden bis zum

23., 06 UTC) kam es dennoch mancherorts zu Überschwemmungen und kleineren Hochwässern an Flüssen.

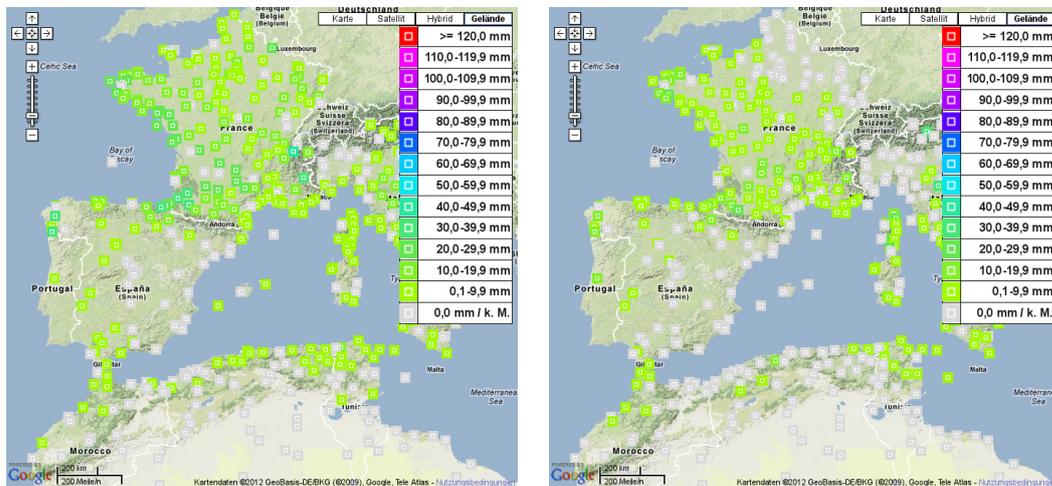


Abb. 4.9: 24-stündige Niederschlagsmengen in Westeuropa und im westlichen Mittelmeerraum bis 24.01.2009, 06 UTC (links) und bis 25.01.2009, 06 UTC (rechts).

Im Norden Spaniens beliefen sich die stündlichen Niederschlagsmengen am 23. meist auf $0,1 \text{ l m}^{-2}$ bis $4,9 \text{ l m}^{-2}$, nur vereinzelt lagen sie auch darüber (z. B. San Sebastián $8,0 \text{ l m}^{-2}$ zwischen 10 UTC und 11 UTC). In den Abendstunden ließen die Niederschläge kurzzeitig nach, ehe sich in der Nacht zum 24. von Galicien her neue Regenfälle dann über weite Teile Spaniens ausbreiteten. Am längsten dauerten die Regenfälle wiederum im Norden des Landes und dort im Umfeld der Pyrenäen an, Richtung Süden klangen die Niederschläge schon am Morgen wieder ab. Die stündlichen Mengen überschritten auch hierbei die Marke von 5 l m^{-2} nur an einzelnen Orten.

Die größte 24-stündige Niederschlagsmenge, gemessen zwischen 00 UTC und 24 UTC, betrug im Norden Spaniens am 23. $87,0 \text{ l m}^{-2}$ an der Station Vinuesa-Quintanar, etwa 150 km westlich von Saragossa gelegen. Am 24. wurde in Roncesvalles am Fuße der Pyrenäen im gleichen Zeitraum $34,9 \text{ l m}^{-2}$ als maximale Menge verbucht. Einen Teil zu den recht ergiebigen Regenfällen vor allem am 23. trug ein quasistationärer Frontenzug bei, der für einige Stunden über dem nordspanischen Raum zum Liegen kam. Dabei handelte es sich um die Kaltfront von Tief „Joris“, die in die Warmfront von „Klaus“ überging.

Die VERA-Analysen lassen den Schwerpunkt der Niederschlagstätigkeit am 24. ebenfalls über der Mitte und dem Süden Frankreichs sowie im Bereich der Pyrenäen erkennen (Abb. 4.10). Im Zeitraum zwischen 00 UTC und 06 UTC fielen demnach in einem breiten Streifen entlang der französischen Biskayaküste verbreitet zwischen 10 l m^{-2} und 20 l m^{-2} . Zwischen 06 UTC und 12 UTC verlagerte sich dieses Gebiet nach Südosten Richtung dem Limousin, der Auvergne und dem nördlichen Teil der Region Midi-Pyrénées. Zum Tagesende nahm die Niederschlagsaktivität generell ab beziehungsweise verschob sich in den westlichen und zentralen Mittelmeerraum, wo dann vor allem auf Korsika, über dem Tyrrhenischen Meer sowie am 25. über dem Süden Italiens kräftigere Regenfälle niedergingen.

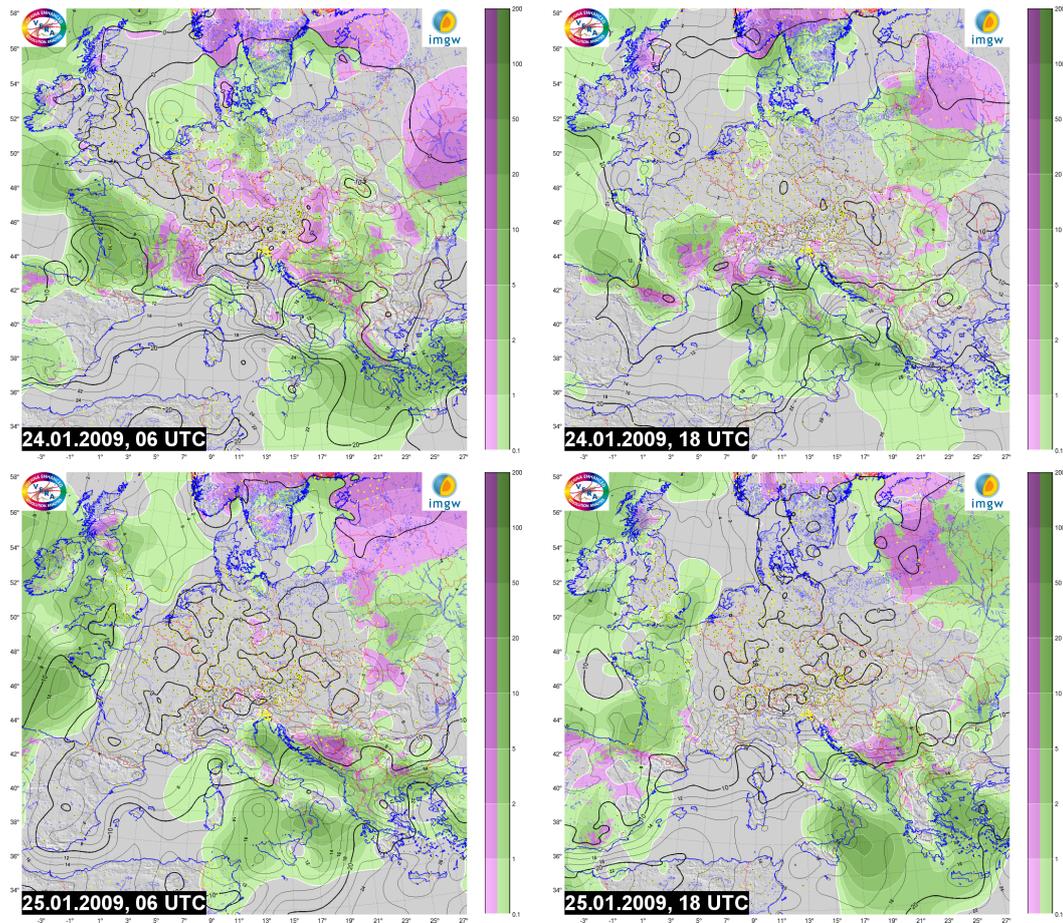


Abb. 4.10: 6-stündige Niederschlagsmengen in Zentraleuropa nach VERA (<http://www.univie.ac.at/amk/vera>), jeweils bis zum angegebenen Termin. Regen: grün, Schnee: violett. Isolinien: potenzielle Schneefallgrenze in 10^2 m.

4.1.3 Diskussion der synoptisch-skaligen Antriebe

Entstehung, Intensivierung, Verlagerung und Abschwächung von Tiefdruckgebiet „Klaus“ wurden maßgeblich von Antrieben auf der synoptischen Skala bestimmt, in erster Linie durch das Wirken differentieller Vorticityadvektion. Einen entscheidenden Beitrag hierzu lieferten in die Höhenströmung eingelagerte Trog-/Rückenstrukturen, die mit dem Bodentief wechselwirkten und über großräumige Hebungs- und Absinkprozesse dessen Entwicklung beeinflussten. Im Folgenden werden diese Antriebe auf Basis der in einem Abstand von jeweils 3 Stunden vorliegenden COSMO-EU-Analysen näher betrachtet.

Frühes Stadium (22./23. Januar 2009)

Als „frühes Stadium“ der Entwicklung von Tief „Klaus“ soll an dieser Stelle das Wellen- und Jugendstadium zusammengefasst und beschrieben werden (Abschnitt 2.3). Zum Entstehungszeitpunkt von „Klaus“ am späten Abend des 22. Januar 2009 wiesen sowohl die bodennahe als auch die Strömung in der mittleren und oberen Troposphäre über dem Entstehungsgebiet nordwestlich der Azoren einen relativ glatten Verlauf auf. Große Geopotenzial- und Temperaturgradienten sowie hohe Windgeschwindigkeiten markierten den Bereich der gut ausgebildeten Frontalzone. Darin eingebettet fand sich die ehemalige Kaltfront eines nordatlantischen Sturmtiefs („Hans“), an der bereits südwestlich von Irland eine Wellenentwicklung – das spätere Sturmtief „Joris“ – im Gange war. Den entscheidenden Impuls für die Formation von „Klaus“ lieferte ein sich der Initialwelle von Westen her annähernder kurzweiliger Höhentrog, auf dessen Vorderseite kräftige, mit der Höhe zunehmende positive Vorticityadvektion wirksam wurde. Am 23. um 09 UTC erreichte diese in 300 hPa einen maximalen Wert von $0,51 \text{ h}^{-2}$ in einer 3° -Umgebung vom Bodentiefzentrum (Abb. 4.11). In den darauffolgenden 3 Stunden bis 12 UTC fiel der Luftdruck im Zentrum des Tiefs um 8,8 hPa, so stark wie zu keinem späteren Zeitpunkt in der Entwicklung mehr (Abb. 4.11). Negative Omegawerte im Umfeld und vor allem auf der Vorderseite des Bodentiefs zeigten zudem eine starke, aufwärts gerichtete Vertikalbewegung an, mit einem minimalen Wert von $-76,8 \text{ hPa/h}$ um 15 UTC in 500 hPa in einer 3° -Umgebung vom Bodentiefzentrum. In 700 hPa betrug der Wert zu diesem Zeitpunkt sogar $-123,8 \text{ hPa/h}$.

Ein besonderer Umstand ermöglichte diese rasche Intensivierung, nämlich die Lage des Bodentiefs relativ zur Höhenströmung. Die Analyse der Windgeschwindigkeit in 300 hPa am 23. um 09 UTC lässt zwei räumlich voneinander getrennte Starkwindbänder erkennen, die sich von der Keltischen See zur nördlichen Biskaya und vom Seegebiet nordwestlich der Azoren nach Nordosten erstreckten (Abb. 4.12). Das Bodentiefzentrum lag zu diesem Zeitpunkt zwischen diesen beiden Starkwindbändern, im Überlagerungsgebiet des rechten Einzuges des Ersteren und des linken Auszuges des Letzteren. Drei Stunden später, um 12 UTC, hatte sich das zweite Starkwindband nach Süden verschoben, das Bodentiefzentrum befand sich nun nördlich von diesem im Bereich seines linken Auszuges. Eine solche Position ist günstig für eine rasche Intensivierung des Bodentiefs, wie sie letztendlich auch beobachtet wurde (Abschnitt 2.1.7). Auf ganz ähnliche Weise entstand an Weihnachten 1999 Orkan „Lothar“, der in weiten

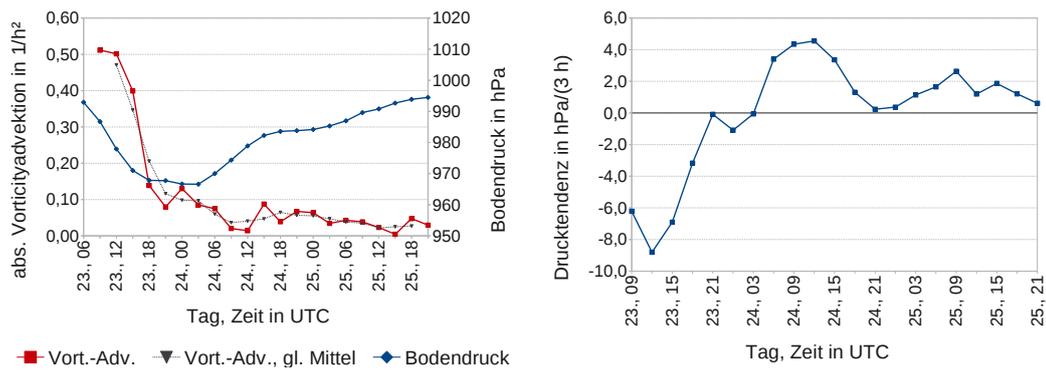


Abb. 4.11: Verlauf der maximalen absoluten Vorticityadvektion in 300 hPa in einer 3°-Umgebung vom Zentrum von Tief „Klaus“ (rot) samt gleitendem Mittel über je drei Termine (grau) und des Kerndrucks (blau) (links) sowie Verlauf der 3-stündigen Drucktendenz im Zentrum des Bodentiefs (rechts) vom 23. bis 25.01.2009.

Teilen West- und Mitteleuropas schwerste Schäden anrichtete (Kunz et al., 2005). Ein räumlich ausgedehntes Gebiet mit horizontaler Divergenz in der oberen Troposphäre und entsprechender horizontaler Konvergenz in den unteren Niveaus bildet sich auch auf den Karten für 300 hPa und 850 hPa für die jeweiligen Zeitpunkte ab (Abb. 4.13). Die maximale horizontale Divergenz in 300 hPa in einer 3°-Umgebung vom Bodentiefzentrum errechnete sich um 09 UTC zu $6,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, also zu Beginn des 3-stündigen Zeitraumes mit der maximalen Abnahme des Kerndrucks. Die horizontale Divergenz wurde dabei unmittelbar über dem Bodentief wirksam, wie der im Vergleich zur 3°-Umgebung ebenfalls recht hohe Wert von $6,2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ an diesem Gitterpunkt zu diesem Zeitpunkt zeigt. In 850 hPa können in der Umgebung des Bodentiefzentrums ebenfalls horizontale Divergenzen festgestellt werden, die jedoch auf dessen Rückseite auftraten. Direkt über dem Bodentief lässt sich für 12 UTC starke Konvergenz konstatieren, der numerische Wert betrug $-7,8 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

Im Umfeld des jungen Tiefs kam massive Schichtdicken- respektive Temperaturadvektion in Gang. Auf der Vorderseite konnte bis zur Nacht zum 24. starke Warm-, auf der Rückseite etwas länger andauernde und in den westlichen Mittelmeerraum vorstoßende Kaltluftadvektion diagnostiziert werden (Abb. 4.14). Der maximale Wert der Schichtdickenadvektion 500/1 000 hPa im Umfeld von 3° um das Bodentiefzentrum betrug am 23. um 09 UTC $1,4 \text{ K h}^{-1}$ und trat damit ebenfalls – wie schon der maximale Wert der positiven Vorticityadvektion in 300 hPa – im frühen Stadium der Entwicklung auf. Zu diesem Zeitpunkt waren somit zwei bedeutsame Antriebe für großräumige Hebung und damit günstige Voraussetzungen für eine rasche Vertiefung der Zyklone gegeben.

Auf diese günstigen Entwicklungsbedingungen weist auch die Divergenz des Q-Vektors in 500 hPa hin, der die minimalen Werte mit unter $-10,0 \cdot 10^{-15} \text{ K s}^{-1} \text{ m}^{-2}$ in der Umgebung des Bodentiefzentrums am 23. um 15 UTC annahm. Solch tiefe Werte wurden während der gesamten weiteren Entwicklung des Bodentiefs in dessen näherer Umgebung nicht mehr erreicht.

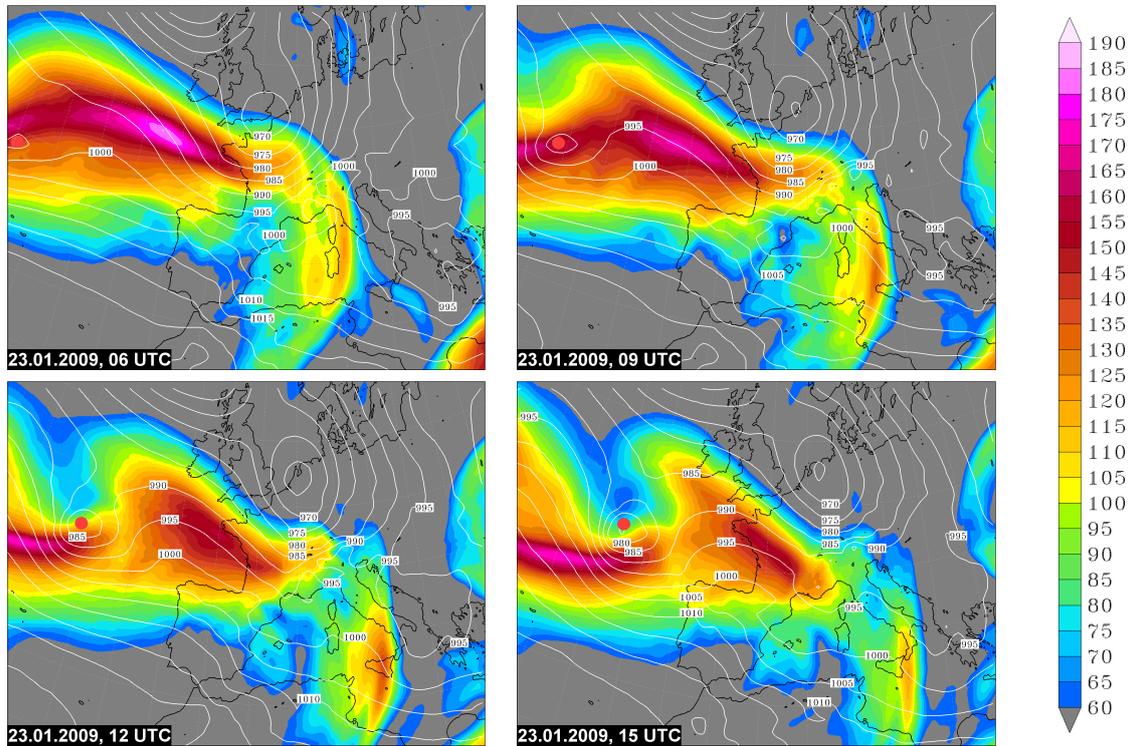


Abb. 4.12: 300-hPa-Wind in kt (Farbflächen) und Bodendruck in hPa (Linien) am 23.01.2009 (COSMO-EU). Der rote Punkt markiert die Position des Bodentiefs.

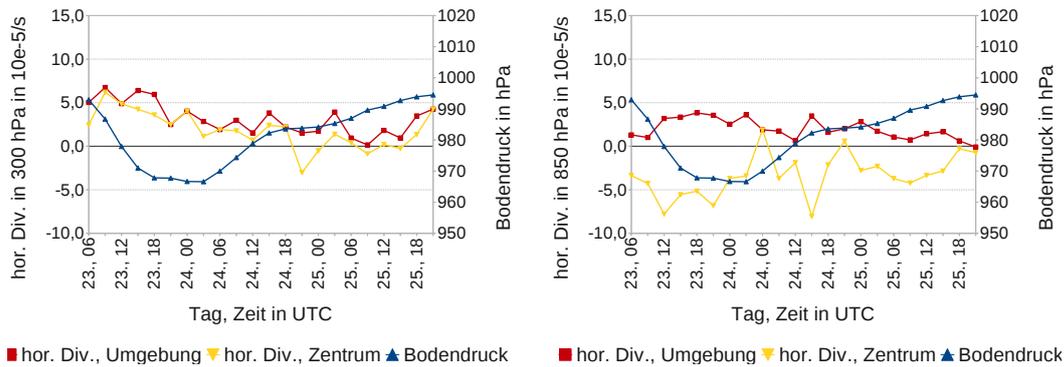


Abb. 4.13: Verlauf der maximalen horizontalen Divergenz in der Umgebung von 3° (rot) und unmittelbar (gelb) über dem Tiefzentrum von „Klaus“ in 300 hPa (links) und 850 hPa (rechts), jeweils vom 23. bis 25.01.2009. Dazu in beiden Grafiken der Verlauf des Kerndrucks in blau.

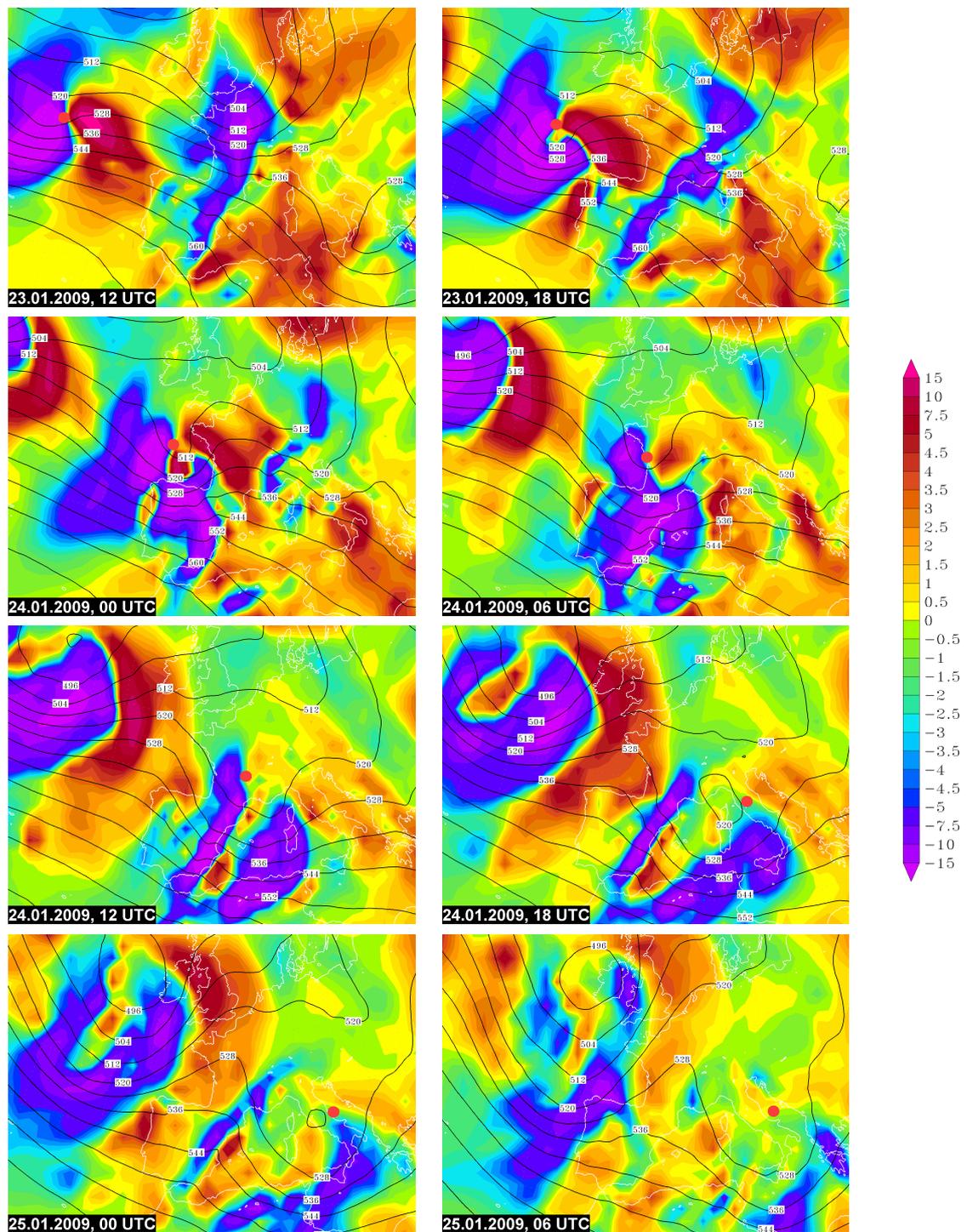


Abb. 4.14: Schichtdickenadvektion 500/1 000 hPa in $0,1 \text{ K h}^{-1}$ (Farbflächen) und 500-hPa-Geopotenzial in gpm (Linien) vom 23. bis 25.01.2009 (COSMO-EU). Der rote Punkt markiert die Position des Bodentiefs.

Reifestadium (23./24. Januar 2009)

Die Bodenanalysen des DWD lassen den Beginn des Reifestadiums von Tief „Klaus“ mit Beginn des Okklusionsprozesses für den 23., 12 UTC vermuten. Etwas deutlicher tritt die sich ausbildende Okklusion 6 Stunden später um 18 UTC in Erscheinung. Dass der Entwicklungshöhepunkt zu dieser Zeit tatsächlich erreicht war, zeigen die 3-stündigen Drucktendenzen im Bodentiefzentrum. Noch zwischen 09 UTC und 12 UTC hatte der Druckfall 8,8 hPa betragen, zwischen 18 UTC und 21 UTC dagegen blieb der Kerndruck quasi konstant. Mit 966 hPa (COSMO-EU) beziehungsweise 967 hPa (GFS) wurde der minimale Kerndruck in der Nacht zum 24. registriert (Abschnitt 4.1.1). Die Vertikalbewegungen unmittelbar über dem Bodentiefzentrum kamen gegen 03 UTC nahezu vollständig zum Erliegen und betragen zum Beispiel in 850 hPa nur noch $-0,7 \text{ hPa h}^{-1}$. In 700 hPa wurden sogar leicht positive Werte verzeichnet ($0,9 \text{ hPa h}^{-1}$). Die maximale positive Vorticityadvektion in einer 3° -Umgebung vom Bodentiefzentrum ging im Vergleich zum frühen Stadium deutlich zurück und lag zwischen dem 23., 18 UTC und dem 24., 06 UTC in 300 hPa nur noch um $0,10 \text{ h}^{-2}$ (Abb. 4.11). Dabei hatte das großflächige Gebiet mit positiver Vorticityadvektion den Bodentiefkern überlaufen und überdeckte beispielsweise am 24. um 00 UTC sowohl in 500 hPa als auch in 300 hPa die Biskaya und Teile Westfrankreichs, während das Bodentief zu diesem Zeitpunkt noch deutlich vor der Küste ausgemacht werden konnte. Nachdem kurzzeitig sogar negative Vorticityadvektion wirksam wurde, könnte ein weiterer, aber deutlich schwächer als sein Vorgänger ausgeprägter Kurzwellentrog nochmals für eine temporäre und leichte Intensivierung des Tiefs gesorgt haben. Das recht kleinräumige Gebiet konzentrierter positiver Vorticityadvektion zeigen die Karten für den Zeitpunkt 24., 03 UTC in 500 hPa und 300 hPa in der Nähe des Bodentiefzentrums. Allerdings erfolgte eine vorübergehende letztmalige Abnahme der 3-stündigen Drucktendenz bereits etwa 6 Stunden zuvor zwischen 21 UTC und 24 UTC, so dass ein unmittelbarer Zusammenhang fragwürdig erscheint.

Das großräumige Gebiet positiver Schichtdickenadvektion zwischen 500 hPa und 1 000 hPa auf der Vorderseite des Tiefs beziehungsweise des zugehörigen Höhentrog wurde in der Nacht zum 24. über dem Westen Frankreichs rapide abgebaut. Gegen 21 UTC am 23. hat wahrscheinlich kurzzeitig negative Schichtdickenadvektion respektive Kaltluftadvektion das Umfeld des Bodentiefzentrums erfasst, ehe zum 24., 00 UTC nochmals ein starker Anstieg der positiven Schichtdickenadvektion in einer 3° -Umgebung vom Bodentiefzentrum verzeichnet werden konnte. Mit $1,1 \text{ K h}^{-1}$ war diese fast noch einmal so stark wie im frühen Stadium während der Intensivierungsphase des Tiefs (Abb. 4.15). Dabei handelte es sich um ein nachfolgendes, gegenüber der großflächig positiven Schichtdickenadvektion im Vorfeld des Höhentrog westlich abgesetztes und recht kleinräumiges Gebiet, das bereits hinter der Kaltfront und damit im Bereich der einströmenden Kaltluft in Erscheinung trat. Eine Verbindung zu dem erwähnten Vorticitymaximum beziehungsweise einem kurzwelligen Höhentrog lässt sich zwar nicht direkt nachweisen, erscheint aber zumindest möglich. Immerhin würde ein dadurch initiiertes, wenn auch nur kurzzeitig wirkender Hebungsantrieb zeitlich besser als das beschriebene Vorticitymaximum mit dem zwischen 21 UTC und 24 UTC am 23. beobachteten Fall der Drucktendenz im Bodentiefzentrum übereinstimmen.

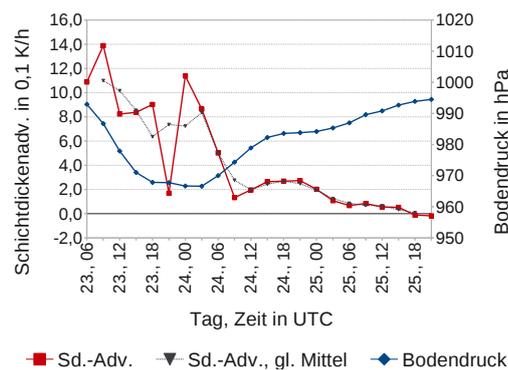


Abb. 4.15: Verlauf der maximalen Schichtdickenadvektion 500/1 000 hPa in einer 3°-Umgebung vom Zentrum von Tief „Klaus“ (rot) samt gleitendem Mittel über je drei Termine (grau) und des Kerndrucks (blau) vom 23. bis 25. Januar 2009.

Die maximale horizontale Divergenz in 300 hPa blieb in einer 3°-Umgebung vom Bodentiefzentrum bis zum 23., 18 UTC groß, unmittelbar über diesem nahm sie bereits nach 12 UTC deutlich ab. Nach 18 UTC beliefen sich deren Werte auf noch höchstens $4,0 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, meist aber nur mehr auf um $2,0 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Im Gegensatz dazu schwächte sich die Konvergenz in der unteren Troposphäre allmählich ab, in der Nacht zum 24. lagen die Werte direkt über dem Bodentief noch um $-3,5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ gegenüber $-7,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ etwa 12 Stunden zuvor (Abschnitt 4.1.3).

Die Konvergenz des Q-Vektors in 500 hPa liefert für die Nacht zum 24. ebenfalls einen Hinweis auf ein kleinräumiges Gebiet mit nochmalig verstärkter Hebung im Bereich der Kaltluft. Die Werte lagen zwischen $-5,0 \cdot 10^{-15} \text{ K s}^{-1} \text{ m}^{-2}$ und $-10,0 \cdot 10^{-15} \text{ K s}^{-1} \text{ m}^{-2}$ im näheren Umfeld des Bodentiefzentrums, und damit allerdings höher als während des frühen Stadiums der Entwicklung. Dies steht in Einklang mit den Beobachtungen bei positiver Vorticityadvektion und positiver Schichtdicken- beziehungsweise Warmluftadvektion.

Auflösungsstadium und Neubildungen (24./25. Januar 2009)

Richtet sich die vertikale Achse eines Tiefdruckgebietes auf und steht schließlich annähernd senkrecht, liegen Boden- und Höhentief übereinander und die Zyklone hat ihr Auflösungsstadium erreicht (Abschnitt 2.3). Bei „Klaus“ war dies am 24. gegen 06 UTC der Fall. Zu dieser Zeit wurde auch in der Höhe das niedrigste Geopotenzial analysiert, die 300-hPa-Fläche lag bei 8567 gpm. Der Luftdruck im Zentrum des Tiefs stieg rasch an, bereits zwischen 03 UTC und 06 UTC konnte ein Anstieg von 3,4 hPa verzeichnet werden. Zur selben Zeit formierte sich im Bereich der Costa Brava ein Teiltief, wobei offenbar mehrere Faktoren eine Rolle spielten. So verlagerte sich beispielsweise das Starkwindband in 300 hPa, an dessen linken Auszug sich das primäre Tiefzentrum entwickelt hatte, nach Südosten und überstrich dabei auch den Bereich des westlichen Mittelmeeres. Tatsächlich bildete sich der Kern des Teiltiefs ebenfalls genau unter dem linken Auszug des Starkwindfeldes in 300 hPa aus, das durch starke horizontale Divergenz in diesem Höhenniveau gekennzeichnet war. In der unteren Troposphäre (925 hPa) herrschte auf der Rückseite von Tief „Joris“ über dem Löwengolf anfangs noch eine nordwestliche Strömung vor, die mit Passage der Warmfront von Tief „Klaus“ in eine südwestliche Strö-

mung übergang. Wahrscheinlich infolge der Umströmung der Costa Brava wurde zwischen 00 UTC und 03 UTC eine zyklonale Rotation initiiert, aus der mit Unterstützung von großräumigen Hebungsantrieben aus der mittleren und oberen Troposphäre das Teiltief hervorging (Abb. 4.16).

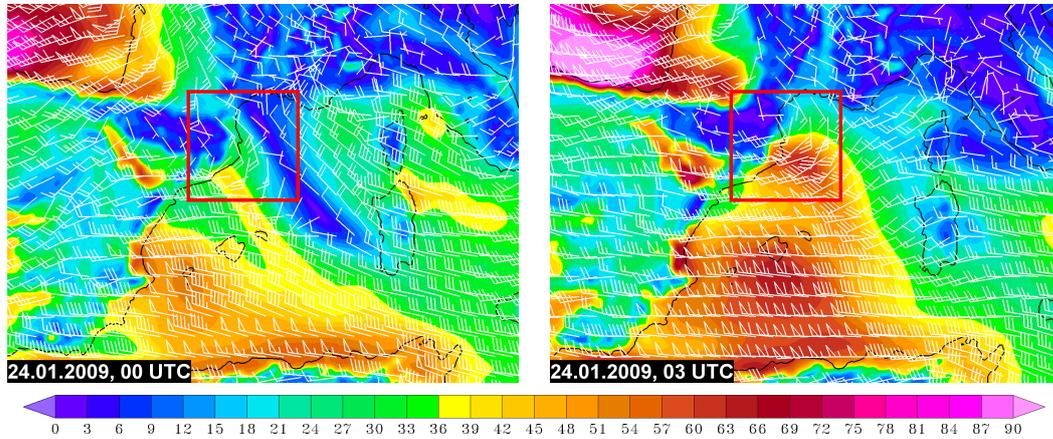


Abb. 4.16: 925-hPa-Wind in kt (Farbflächen und Fieder) am 24.01.2009 (COSMO-EU). Im Bereich der Costa Brava wird orografisch bedingt eine zyklonale Rotation initiiert (rot umrandet).

Einen Hinweis darauf, ob zur Entstehung des Teiltiefs Umströmungs- und/oder Lееffekte beigetragen haben, können die Messwerte von Temperatur und Feuchte an Stationen an der westlichen Mittelmeerküste vom 24. Januar 2009 geben. Dazu wurden die Stationen Leucate, Perpignan und Cap Béar in Frankreich sowie Girona in Spanien ausgewählt (Abb. 4.17). Während der Nachtstunden zeigen sowohl Temperatur als auch relative Feuchte an der Station Girona ein deutlich abweichendes Verhalten gegenüber den recht einheitlichen Verläufen der anderen Stationen (Abb. 4.18). Die Temperatur lag etwa 5 K über, die relative Feuchte im Verlauf bis knapp 90% unter den Werten der Vergleichsstationen. Auffällig ist der Temperaturanstieg in der Stunde zwischen 00 UTC und 01 UTC von +11,3 °C auf +14,2 °C und damit einhergehend ein Rückgang der relativen Feuchte von 87,5% auf 68,1%. Im Laufe der Nacht ging die relative Feuchte weiter zurück und betrug um 06 UTC nur mehr 42,3%. Der Taupunkt (nicht gezeigt) sank von +9,3 °C um 00 UTC auf Werte um den Gefrierpunkt am Morgen. Temperaturanstieg und Feuchterückgang deuten auf eine Erwärmung und Austrocknung der Luft infolge von Lee- oder Föhnneffekten hin, zumal während der ersten Nachthälfte in dieser Region kein Luftmassenwechsel stattfand. Dies könnte eine Rolle bei der Entstehung des Teiltiefs gespielt haben.

Ein wesentlich abrupterer Anstieg der Temperatur und Abfall der relativen Feuchte trat an den Stationen Leucate, Perpignan und Cap Béar am Vormittag auf. Zwischen 09 UTC und 10 UTC stieg die Temperatur in Perpignan von +9,0 °C auf +14,1 °C an, die relative Feuchte sank von 86,1% auf 43,0%. Dazu trug mit Sicherheit die in dieser Zeit auflockernde Wolkendecke bei, allerdings könnten auch hier Lee- beziehungsweise Föhnneffekte beteiligt gewesen sein. Darauf deutet die Verteilung der spezifischen Feuchte in 925 hPa hin, die offensichtlich als unmittelbare Folge der Überströmung der Pyrenäen im Bereich der Costa Brava auf Werte um 3 g kg^{-1} zurückging (Abb. 4.19). Während dieser Zeit formierte sich auf der Ostseite der Pyrenäen ein weiteres Druckminimum, das sich im Verlauf – möglicherweise mangels von der Höhe ausgehender dynamischer Hebungsantriebe – jedoch nicht intensivieren konnte.



Abb. 4.17: Geografische Lage der im Text diskutierten Stationen.

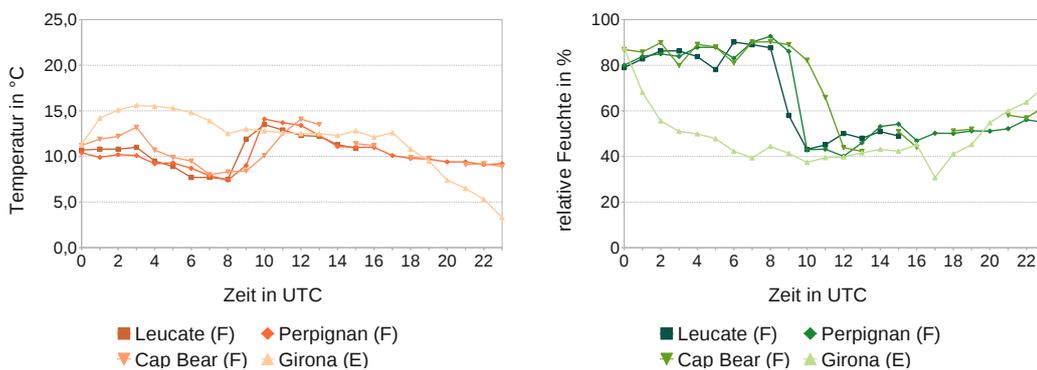


Abb. 4.18: Verlauf von Temperatur (links) und relativer Feuchte (rechts) am 24.01.2009 an vier Stationen an der westlichen Mittelmeerküste. Beide Verläufe weisen Lücken aufgrund von fehlenden Messwerten auf.

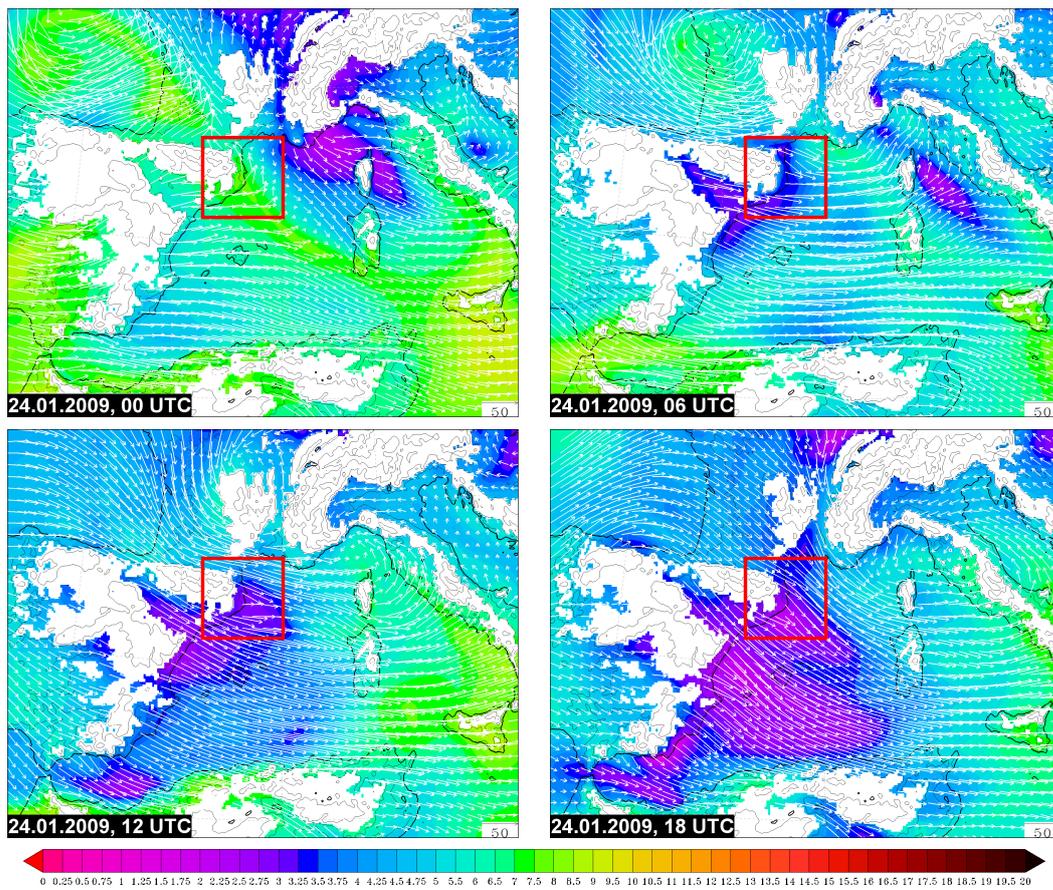


Abb. 4.19: Spezifische Feuchte (Farbflächen) in g kg^{-1} und horizontaler Windvektor in kt in 925 hPa am 24.01.2009 (COSMO-EU). Weiß ausgelassen sind die Gebiete mit einer Höhe gleich oder höher als 925 hPa. Die dünnen schwarzen Linien stellen die Orografie mit Höhen von 100 m, 500 m, 1 000 m, 2 000 m und 3 000 m über Normalnull dar. Im Bereich der Costa Brava nimmt die spezifische Feuchte im Tagesverlauf stark ab (rot umrandet).

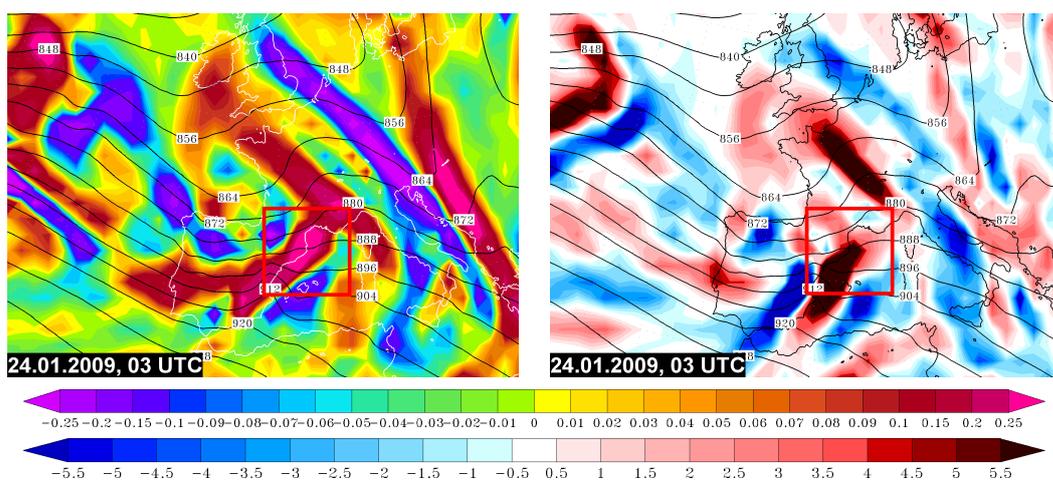


Abb. 4.20: Absolute Vorticityadvektion in h^{-2} (links) und horizontale Divergenz in 10^{-5}s^{-1} (rechts) (Farbflächen), jeweils mit Geopotenzial in gpdm in 300 hPa (Linien) am 24.01.2009, 03 UTC (COSMO-EU). Rot umrandet ist das Gebiet, in dem die Teiltiefentwicklung zu dieser Zeit im Gange ist.

Das Gebiet mit großflächig positiver Vorticityadvektion in 300 hPa, das ursprünglich zu dem mit Tief „Klaus“ in Verbindung stehenden Kurzwellentrog korrespondierte, erstreckte sich um 03 UTC entlang der spanisch-französischen Mittelmeerküste (Abb. 4.20). Im Gegensatz dazu wirkte in der 3°-Umgebung des primären Tiefs, das mit seinem Zentrum zu diesem Zeitpunkt über der nördlichen Biskaya lag, nur noch schwache positive Vorticityadvektion. Der maximale Wert in dieser Umgebung betrug $0,09 \text{ h}^{-2}$. Auch die positive Schichtdickenadvektion ging nach dem erneuten Maximum um 00 UTC (Abschnitt 4.1.3) deutlich zurück, als sich das kleinräumige Gebiet während der Nacht etwas schneller in den Westen Frankreichs verlagerte als das Bodentief selbst. Um 03 UTC wurde in dessen 3°-Umgebung noch ein maximaler Wert von $0,9 \text{ K h}^{-1}$, um 06 UTC von $0,5 \text{ K h}^{-1}$ analysiert. Mit Abnahme von positiver Vorticity- und Schichtdickenadvektion füllte sich das primäre Tiefzentrum im Laufe des Vormittags weiter auf, bis 12 UTC stieg der Kerndruck auf 979 hPa (COSMO-EU) an. Fortan blieben die 3-stündigen Drucktendenzen des Tiefzentrums durchweg im positiven Bereich. Dabei muss beachtet werden, dass ab 15 UTC der Kerndruck des beschriebenen Teiltiefs niedriger war als der im Zentrum des primären Tiefs, so dass sich von diesem Zeitpunkt an die Werte auf das neue Tiefzentrum beziehen.

Das primäre Tiefzentrum löste sich gegen 18 UTC über Südostfrankreich endgültig auf, beziehungsweise ging in dem neuen Zentrum auf. Aufgrund nur schwach ausgeprägter oder fehlender großräumiger Hebungsantriebe in seiner Umgebung konnte sich dieses im weiteren Verlauf jedoch nicht verstärken, obwohl anfangs in der unteren und mittleren Troposphäre noch recht große aufwärts gerichtete Vertikalbewegungen vorherrschten (bis $-53,0 \text{ hPa h}^{-1}$ in 700 hPa). Jedoch blieb positive Vorticityadvektion in 300 hPa mit maximalen Werten um $0,03 \text{ h}^{-2}$ ebenso schwach ausgeprägt wie Warmluftadvektion, die sich in der Schichtdickenadvektion am Abend des 24. immerhin noch mit maximalen Werten um $0,3 \text{ K h}^{-1}$ widerspiegelte. In der Nacht zum 25. sank diese aber ebenfalls auf um $0,1 \text{ K h}^{-1}$ in der 3°-Umgebung des Tiefzentrums ab.

4.1.4 Analyse der Struktur des Tiefs mit Hilfe von Trajektorien

Mit dem Programmpaket LAGRANTO wurden auf Basis der COSMO-EU-Analysen Vorwärtstrajektorien berechnet (Abschnitt 3.1.2). Dabei wurden sowohl große Teile des gesamten Prozesses in Form einer Übersicht als auch kleinräumige Entwicklungen mit ausgewählten Startregionen und -zeitpunkten erfasst. Zunächst werden jeweils die gesamte Entwicklung und in einem zweiten Schritt die großräumige Vertikalbewegungen anzeigenden Trajektorien betrachtet. Schließlich erfolgt für ausgewählte Zeitpunkte eine Separation in gleichmäßiges Aufsteigen im Warm Conveyor Belt sowie hoch reichende Konvektion abbildende Trajektorien.

Die Trajektorien beginnen an jedem einzelnen Modellgitterpunkt eines zuvor definierten Gebietes – aufgrund der Vielzahl der Trajektorien wird in den meisten Abbildungen jedoch nur eine Auswahl gezeigt. Die Startregion der Trajektorien wurde in einer Vielzahl der Rechnungen auf die Position des Bodentiefs beziehungsweise auf dessen Umgebung bezogen. In der Vertikalen wird diese durch die 2 000-m-Isohypse begrenzt. Nähere Angaben hierzu finden sich in den einzelnen Abschnitten.

Übersicht

Eng gebündelte, geradlinig verlaufende Trajektorien kennzeichneten die Strömungsverhältnisse während eines Großteils der Entwicklung von Tiefdrucksystem „Klaus“ (Abb. 4.21). Gezeigt sind über einen Zeitraum von jeweils 48 Stunden berechnete Vorwärtstrajektorien, die zwischen dem 23. Januar 2009, 12 UTC und dem 25. Januar 2009, 18 UTC alle 6 Stunden in einer 3°-Umgebung vom Bodentiefzentrum initialisiert wurden und im Berechnungszeitraum einen Anstieg aufwiesen. Für die drei letzten Startzeitpunkte wurden die Trajektorien über einen Zeitraum von 42, 36 und 30 Stunden berechnet. Aufgrund der Vielzahl der Trajektorien ist nur jede 200. Bahnkurve dargestellt. Die vergleichsweise langen Trajektorien verdeutlichen die große Wegstrecke, die die Luftpartikel zurückgelegt haben und damit die vorherrschenden großen Windgeschwindigkeiten. Am 23.01.2009 um 12 UTC lagen die mittleren Windgeschwindigkeiten in der Umgebung des Tiefzentrums nach COSMO-EU-Analysen bei bis zu 140 kt (259 km h^{-1}) in 500 hPa. Diese hohen Werte wurden im Verlauf nicht beibehalten, allerdings legten die zu dieser Zeit in der Umgebung des Tiefzentrums gestarteten Partikel in den darauffolgenden 48 Stunden im Mittel eine horizontale Distanz von mehr als 4 000 km zurück (Tab. 4.1). Die am 24. Januar 2009 um 00 UTC gestarteten Teilchen brachten es im Mittel noch auf rund 3 300 km, die am 25. Januar 2009 um 00 UTC gestarteten auf nur mehr etwa 700 km. Die in das System eingebrachte Feuchte war zu Beginn des hier betrachteten Zeitraumes über dem östlichen Nordatlantik mit $7,3 \text{ g kg}^{-1}$ im Mittel am höchsten und nahm während der Ostverlagerung des Tiefs zunächst kontinuierlich ab. Erst am 24. Januar 2009 um 18 UTC stieg die mittlere spezifische Feuchte, die die Trajektorien zum Startzeitpunkt aufwiesen, wieder an. Zu dieser Zeit löste sich das ursprüngliche Tiefzentrum über dem Südosten Frankreichs auf, über der Mitte Italiens bildete sich ein neues Zentrum aus (Abschnitt 4.1.1).

Tab. 4.1: Mittlere spezifische Feuchte zum jeweiligen Startzeitpunkt und mittlere zurückgelegte horizontale Wegstrecke der zum jeweiligen Termin gestarteten Trajektorien über einen Zeitraum von 48 Stunden. Für die letzten drei Termine, die nicht über 48 Stunden gerechnet wurden, ist die Wegstrecke nicht angegeben.

Tag, Zeit in UTC	spez. Feuchte q_v in g kg^{-1}	hor. Distanz in km
23.01.2009, 12	7,3	4 195
23.01.2009, 18	6,3	3 723
24.01.2009, 00	6,1	3 298
24.01.2009, 06	5,9	2 690
24.01.2009, 12	4,6	2 463
24.01.2009, 18	5,2	938
25.01.2009, 00	5,8	695
25.01.2009, 06	5,8	
25.01.2009, 12	5,4	
25.01.2009, 18	6,2	

Für die unterschiedlichen Startzeitpunkte lassen sich mittlere Steigungen über den gesamten berechneten Zeitraum sowie die Dauer bis zum Erreichen der mittleren maximalen Höhe berechnen und daraus Steigraten der Luftpartikel ableiten. Die größte mittlere Hebung innerhalb von 48 Stunden erfuhren die zu Beginn des betrachteten Zeitraumes am 23. Januar 2009 um 12 UTC gestarteten Luftpartikel mit 3 738 m (Abb. 4.22 und 4.23, jeweils linke Spalte). Daraus ergibt sich eine durchschnittliche Steigrate von $0,02 \text{ m s}^{-1}$. Für die später gestarteten Luftpartikel nahm die Steigung bis zum 24. Januar 2009, 12 UTC kontinuierlich ab und betrug für diesen Startzeitpunkt nur noch 1 189 m binnen 48 Stunden. In Verbindung mit der Neubildung über der Mitte Italiens wurden ab dem 24. Januar 2009, 18 UTC vorübergehend nochmals größere mittlere Steigungen verzeichnet.

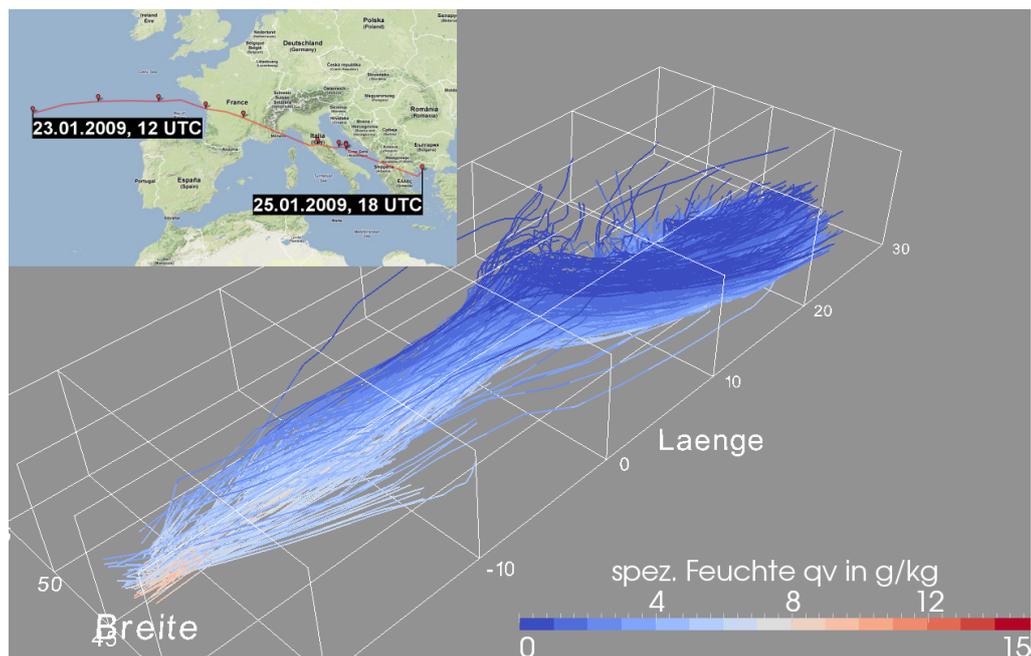


Abb. 4.21: Vorwärtstrajektorien, initialisiert alle 6 Stunden zwischen dem 23.01.2009, 12 UTC und dem 25.01.2009, 18 UTC. Die Berechnung erfolgte für alle mit Ausnahme der drei letzten Startzeitpunkte 48 Stunden in die Zukunft. Für die drei letzten Startzeitpunkte wurden die Trajektorien 42, 36 und 30 Stunden in die Zukunft gerechnet. Dargestellt ist jede 200. Trajektorie, die innerhalb des Berechnungszeitraumes einen Anstieg aufwies. Die Farben stellen die spezifische Feuchte entlang der Trajektorien in g kg^{-1} dar. Die Trajektorien wurden in einer 3° -Umgebung vom Bodentiefzentrum und zwischen 0 m und 2 000 m Höhe gestartet. Der Blick ist etwas erhöht von Südwesten auf das Strömungsregime gerichtet. Die geografische Referenz links oben zeigt den Start- und den Endzeitpunkt sowie die Position des Bodentiefs zum jeweiligen Termin und damit die Zentren der Startregionen.

Nicht nur die größte mittlere Hebung erfuhren die am 23. Januar 2009 um 12 UTC gestarteten Luftpartikel, sie erreichten mit 4 620 m auch die größte mittlere Höhe. Bei einer mittleren Starthöhe von 675 m betrug die Steigung somit $3 945 \text{ m}$, diese vertikale Strecke wurde innerhalb von 30 Stunden zurückgelegt. Daraus resultiert eine mittlere Steigrate von $0,04 \text{ m s}^{-1}$ in diesem Zeitraum. Bis zu diesem Zeitpunkt wurden die Luftpartikel um durchschnittlich etwa 400 m innerhalb von 3 Stunden gehoben (Abb. 4.22 und 4.23, jeweils rechte Spalte). Für die weiteren Startzeitpunkte nahmen die mittlere maximale Höhe ab und die Zeit, bis diese erreicht wurde, zu. Einen nochmaligen Anstieg der mittleren maximalen Höhe ergab sich für die am 24. Januar 2009 um 18 UTC gestarteten Luftpartikel.

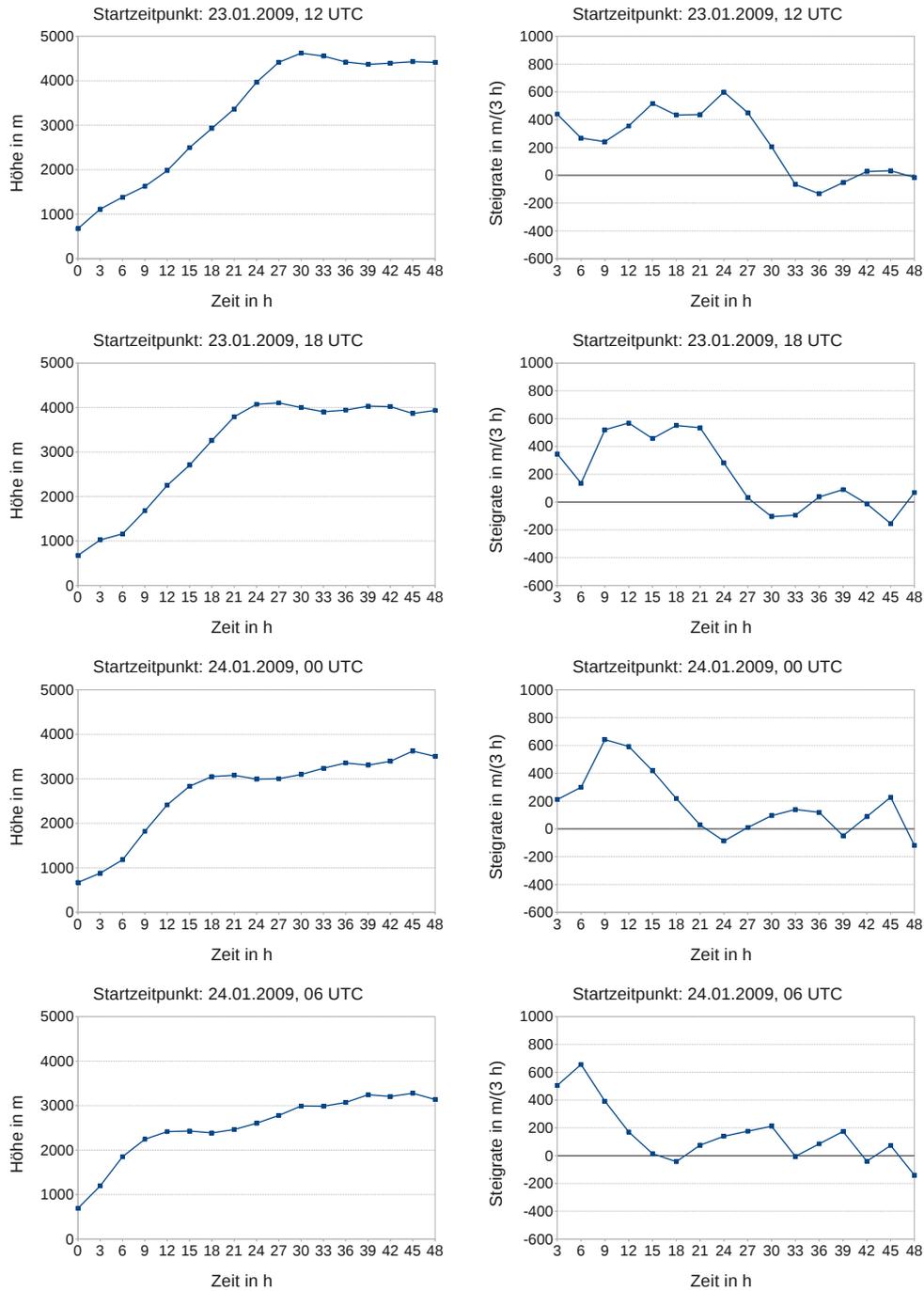


Abb. 4.22: Mittlere Höhen (linke Spalte) und mittlere Steigraten (rechte Spalte) der in einer 3° -Umgebung vom Bodentiefzentrum zum angegebenen Zeitpunkt gestarteten Luftpartikel.

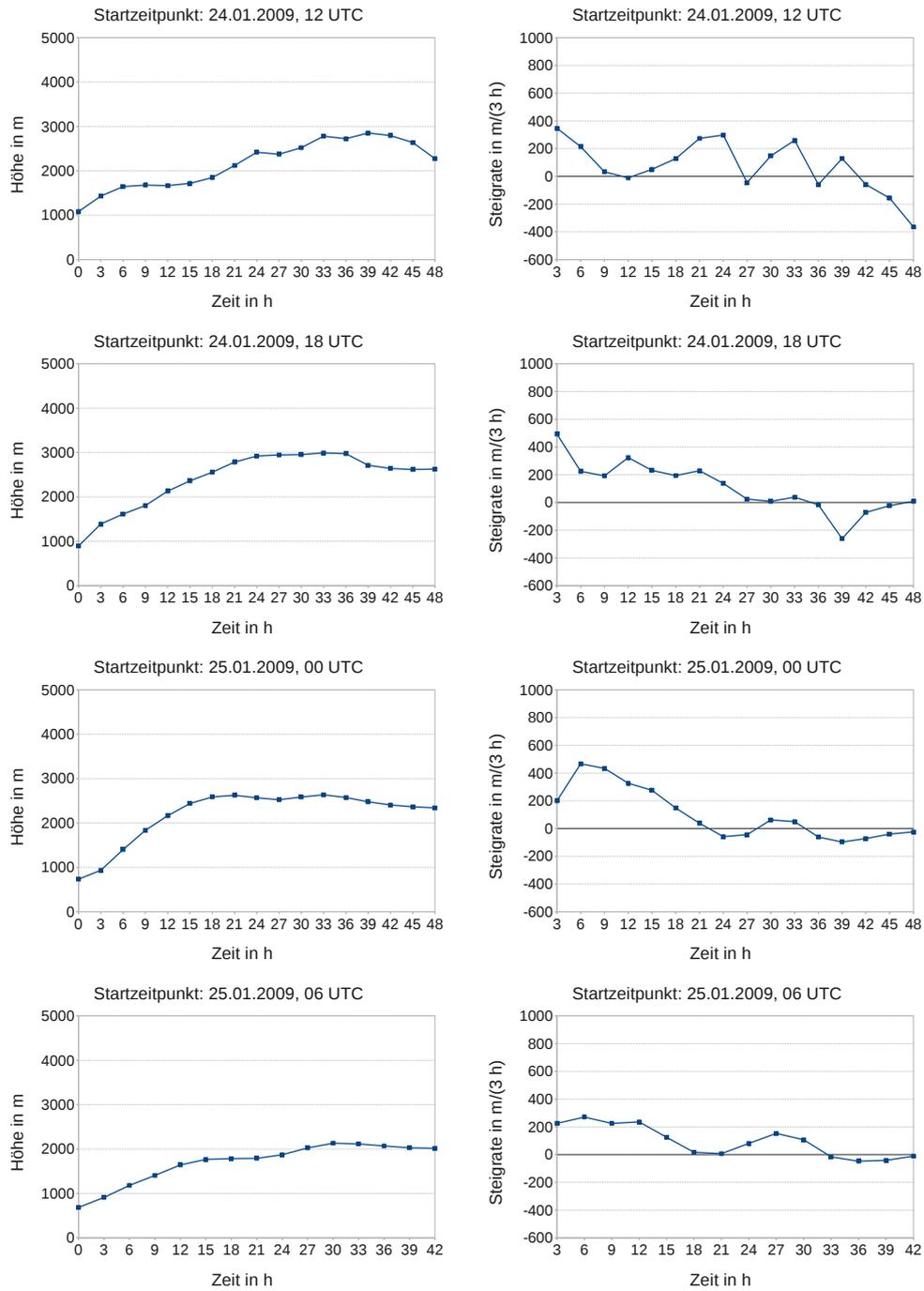


Abb. 4.23: Wie Abb. 4.22.

Teiltiefentwicklung; Auflösung und Neubildung des Tiefzentrums

Am 24. Januar 2009 vollzog sich zwischen 12 UTC und 15 UTC eine sprunghafte Verlagerung des Tiefkerns von „Klaus“ von Südfrankreich zur Toskana (Abschnitt 4.1.1). Diese Tiefneubildung soll an Hand des Verhaltens der Trajektorien mit Startzeitpunkten einige Stunden vor und nach dem „Sprung“ in den entsprechenden Gebieten des sich auflösenden ursprünglichen Kerns beziehungsweise des neu entstehenden Zentrums nachvollzogen werden. Die Startregionen der Trajektorien orientierten sich dabei am niedrigsten Luftdruck in einer 3° -Umgebung vom sich auflösenden Tiefzentrum zum einen und des im Bereich der Costa Brava entstehenden Teiltiefs, das sich später zum neuen Tiefzentrum entwickelte, zum anderen. Für den sich auflösenden Tiefkern wurden die Trajektorien 3 und 6 Stunden nach dem „Sprung“ über Südfrankreich gestartet, danach konnte dieser im Bodendruckfeld nicht mehr identifiziert werden. Für das neu entstehende Tiefzentrum startete die Trajektorienberechnung am 24. Januar 2009 um 00 UTC, die Startregion verschob sich dann alle 3 Stunden zusammen mit dem zu dieser Zeit bereits ausgebildeten Teiltief nach Osten. Als letzter Startpunkt wurde der Zeitpunkt 12 UTC am selben Tag gewählt, 3 Stunden später definierte der gegenüber dem primären Kern niedrigere Luftdruck das Teiltief als neues Zentrum.

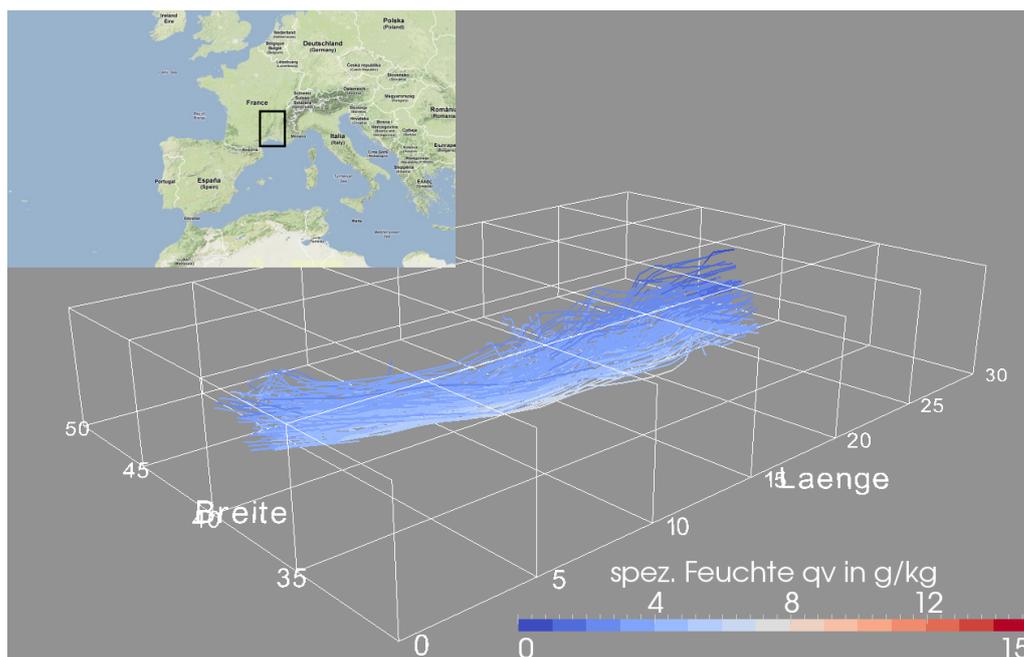


Abb. 4.24: Vorwärtstrajektorien, initialisiert am 24.01.2009 um 15 UTC und um 18 UTC. Die Trajektorien wurden in einer 3° -Umgebung vom niedrigsten Luftdruck, definiert über die Position des vormaligen Tiefzentrums, gestartet. In der geografischen Referenz links oben markiert das schwarze Rechteck das Gebiet, in dem die Trajektorien gestartet wurden. Sonst wie Abb. 4.21.

Die in der Umgebung des sich auflösenden primären Tiefzentrums gestarteten Trajektorien weisen keine Besonderheiten auf (Abb. 4.24). Die Bahnkurven verlaufen weitgehend geradlinig und eng gebündelt, zyklonale Rotation kann nicht festgestellt werden. Diese trat aber auch bereits zuvor während der letzten Stunden des ursprünglichen Tiefzentrums in dessen Umge-

bung nicht mehr auf. Allerdings lässt sich im Vergleich dazu ein etwas geringeres Aufsteigen der Luftpartikel erkennen, was für eine Abnahme der großräumigen Vertikalbewegungen spricht.

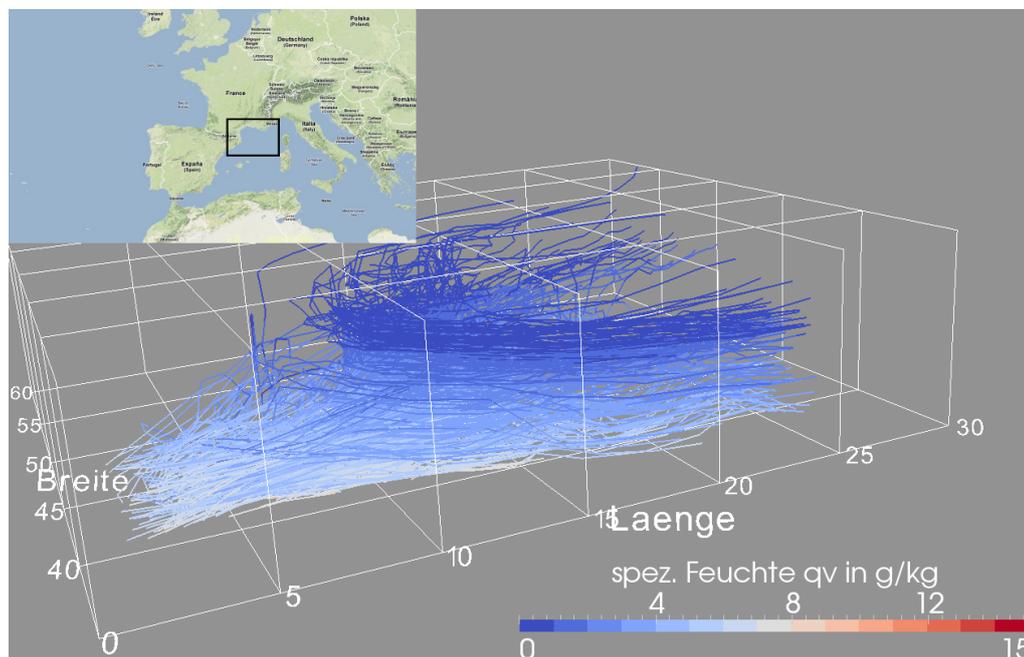


Abb. 4.25: Vorwärtstrajektorien, initialisiert alle 3 Stunden zwischen dem 24.01.2009, 00 UTC und 12 UTC. Die Trajektorien wurden in einer 3° -Umgebung von dem sich entwickelnden Teiltief gestartet. Sonst wie Abb. 4.21.

Ein gänzlich anderes Bild als in der Umgebung des sich auflösenden Tiefkerns über Südfrankreich ergab sich für die Strömungsverhältnisse in der Umgebung des sich entwickelnden Teiltiefs (Abb. 4.25). Die Trajektorien spalteten sich im Verlauf in der Höhe in einen nördlichen und einen südlichen Ast auf, wobei insbesondere die Trajektorien, die später den südlichen Ast ausbildeten, in den mittleren Höhenniveaus zyklonaler Rotation unterworfen waren. Zwischen 40° und 45° nördlicher Breite und 10° und 15° östlicher Länge herrschten in einem recht konzentrierten Bereich über der Mitte Italiens zudem aufsteigende Luftbewegungen vor. Dieses Aufsteigen erfasste einen Großteil der am 24. Januar 2009 um 00 UTC gestarteten Trajektorien etwa 20 Stunden später. Zu dieser Zeit näherte sich die Vorderseite des zu „Klaus“ korrespondierenden Höhentrogens dem neuen Tiefzentrum an.

Eine zyklonale Rotation war im Bereich des Teiltiefs zunächst nicht erkennbar. Erst wenige Stunden nachdem es sich zum neuen Tiefzentrum von „Klaus“ entwickelt hatte, bildete sich eine solche aus. Die rote Umrandung in Abbildung 4.26 markiert die am 25. Januar 2009 um 00 UTC gestarteten Trajektorien. Sie zeigen in den bodennahen Schichten eine zyklonale Rotation in der Umgebung des neuen Tiefkerns, der sich zu diesem Zeitpunkt wenig nordöstlich der italienischen Hafenstadt Pescara über der westlichen Adria befand. Die dem System zugeführte Feuchte ging im Bereich des ursprünglichen Tiefzentrums unmittelbar vor der sprunghaften Verlagerung deutlich zurück. Am 24. Januar 2009 um 06 UTC betrug die spezifische Feuchte der in einer 3° -Umgebung vom Tiefzentrum gestarteten Trajektorien zum Zeitpunkt $t=0$ im Mittel noch $5,9 \text{ g kg}^{-1}$, 12 Stunden später waren es in der Region des dann ehemaligen Kerns über dem Süden Frankreichs nur noch $3,7 \text{ g kg}^{-1}$. Hierbei dürfte jedoch auch die Lage über Land und

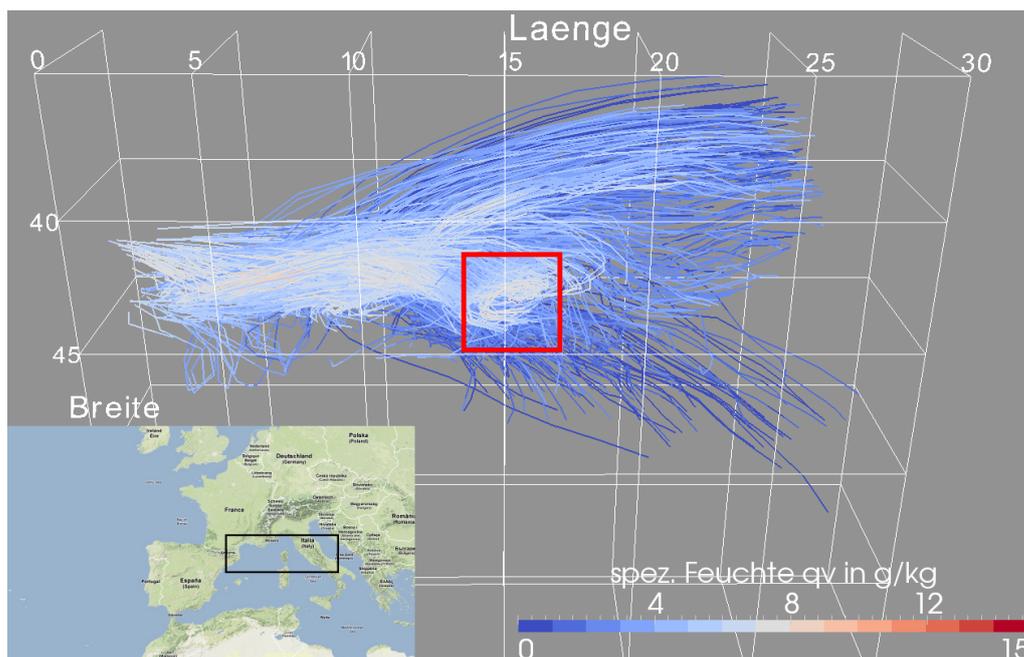


Abb. 4.26: Vorwärtstrajektorien, initialisiert alle 3 Stunden am 24.01.2009 zwischen 00 UTC und 12 UTC sowie am 25.01.2009 um 00 UTC (rot umrandet). Die Trajektorien wurden in einer 3° -Umgebung von dem sich entwickelnden Teiltief gestartet. Der Blick ist zentral von unten auf das Strömungsregime gerichtet. In der geografischen Referenz links unten markiert das schwarze Rechteck das Gebiet, in dem die Trajektorien gestartet wurden. Sonst wie Abb. 4.21.

damit abseits der Feuchtigkeitsquellen des Atlantiks beziehungsweise des Mittelmeeres eine entscheidende Rolle gespielt haben. In der Umgebung des Teiltiefs blieb das Mittel der spezifischen Feuchte durchgängig recht hoch mit Werten meist zwischen $5,0 \text{ g kg}^{-1}$ und $6,0 \text{ g kg}^{-1}$.

Trajektorien mit großer vertikaler Erstreckung

Zur Verdeutlichung der Struktur des Tiefdruckgebietes und zur Identifikation der für Wärme- und Feuchteflüsse in das System sensitiven Gebiete werden im Folgenden nur die Trajektorien gezeigt, die eine vertikale Distanz von mindestens 8 500 m innerhalb von maximal 48 Stunden überwunden haben. Eine solcher Anstieg findet sich typischerweise im Bereich des Warm Conveyor Belt (Wernli, 1997). Noch stärkere Aufwärtsbewegungen der Luft treten bei konvektiven Prozessen wie Schauern oder Gewittern auf.

Als „Klaus“ noch über dem östlichen Nordatlantik lag, wiesen die Trajektorien einen recht eng gebündelten Verlauf und einen gleichmäßigen Anstieg auf (Abb. 4.27 und 4.28). Die über die insgesamt 17 im Abstand von jeweils 3 Stunden betrachteten Einzelzeitpunkte gemittelte durchschnittliche Vertikalgeschwindigkeit w betrug für die am 23. Januar 2009 um 18 UTC gestarteten Luftpartikel $0,06 \text{ m s}^{-1}$, die 6 Stunden später gestarteten Luftpartikel stiegen mit der selben Steigrate auf. Dieser Wert entspricht der Größenordnung der mittleren Vertikalgeschwindigkeit in der Troposphäre der mittleren Breiten auf der synoptischen Skala, die mit $0,10 \text{ m s}^{-1}$ angegeben wird (Kraus, 2004). Die in das System eingebrachte, über alle Trajektorien gemittelte

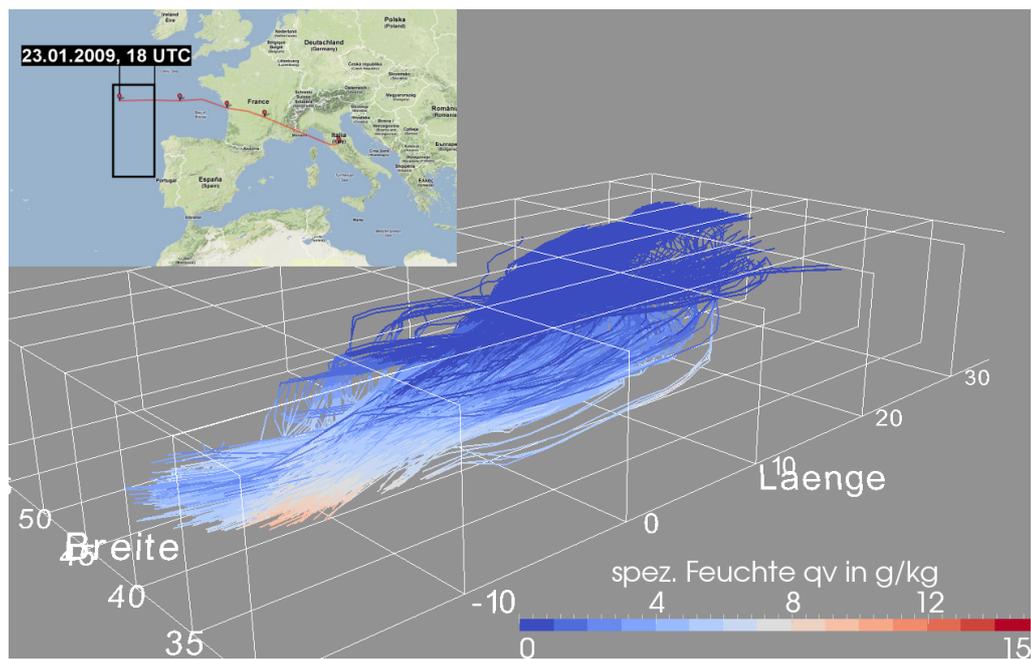


Abb. 4.27: Vorwärtstrajektorien, initialisiert am 23.01.2009 um 18 UTC. Die Berechnung erfolgte 48 Stunden in die Zukunft. Dargestellt ist jede Trajektorie, die innerhalb des Berechnungszeitraumes einen Anstieg von mehr als 8 500 m aufwies. Die Farben stellen die spezifische Feuchte entlang der Trajektorien in $g\ kg^{-1}$ dar. Die Trajektorien wurden in einer 20° -Umgebung vom Bodentiefzentrum und zwischen 0 m und 2 000 m Höhe gestartet. Der Blick ist etwas erhöht von Südwesten auf das Strömungsregime gerichtet. In der geografischen Referenz links oben ist die Position des Bodentiefs und damit das Zentrum der Startregion der Trajektorien eingetragen. Das schwarze Rechteck markiert das Gebiet, in dem die meisten Trajektorien ihren Ursprung hatten.

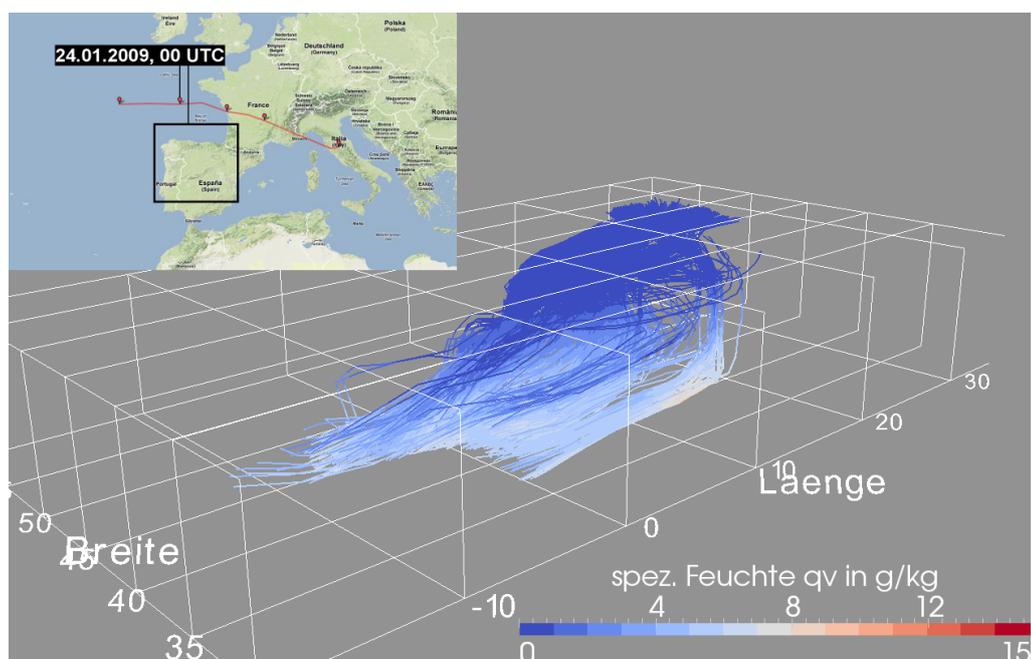


Abb. 4.28: Wie Abb. 4.27, aber initialisiert am 24.01.2009 um 00 UTC.

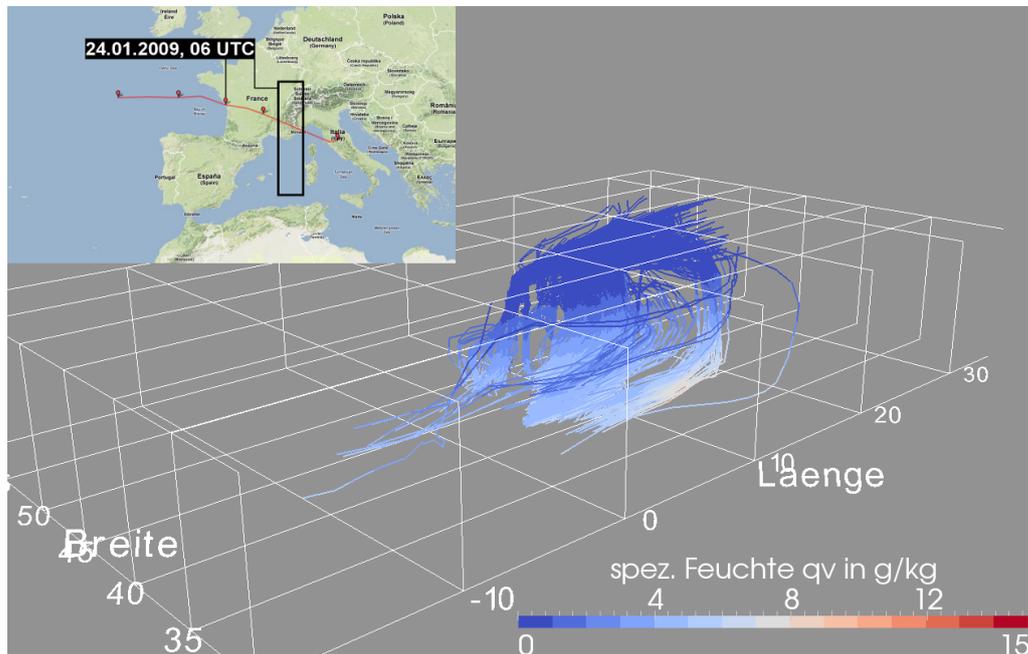


Abb. 4.29: Wie Abb. 4.27, aber initialisiert am 24.01.2009 um 06 UTC.

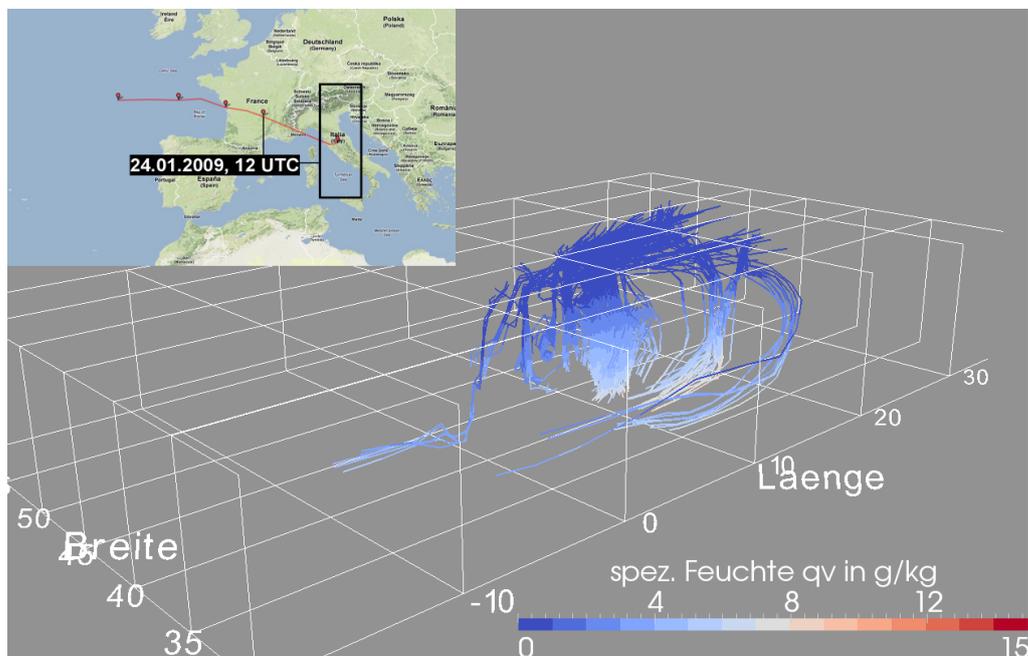


Abb. 4.30: Wie Abb. 4.27, aber initialisiert am 24.01.2009 um 12 UTC.

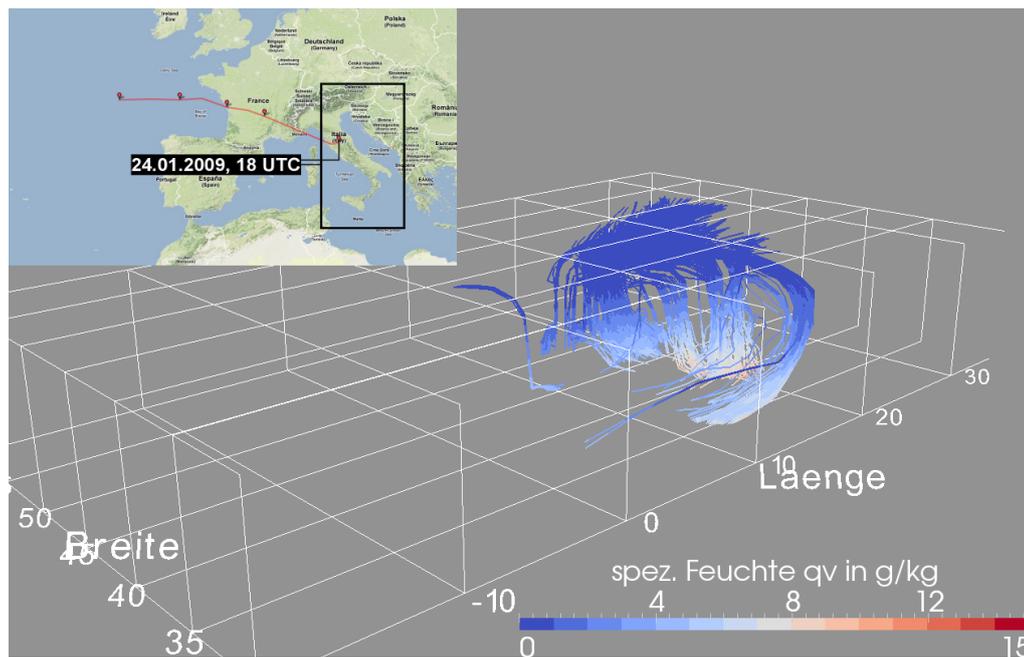


Abb. 4.31: Wie Abb. 4.27, aber initialisiert am 24.01.2009 um 18 UTC.

Feuchtigkeit war zu diesen beiden Startzeitpunkten vergleichsweise hoch und betrug $7,4 \text{ g kg}^{-1}$ beziehungsweise $6,5 \text{ g kg}^{-1}$. Während die am 23. Januar 2009 um 18 UTC gestarteten Bahnkurven noch einem relativ kleinräumigen Gebiet zwischen etwa 40° und 45° nördlicher Breite und etwa 10° westlicher Länge entsprangen, lassen sich zum nächsten Startzeitpunkt 6 Stunden später bereits drei, von Nord nach Süd gestaffelte Bereiche mit Startregionen erkennen. Dabei lässt das südliche Band mit einem zunächst west-östlichen Verlauf und zyklonalem Einbiegen nach etwa 25 Stunden und bei etwa 20° östlicher Länge die Ausbildung eines Warm Conveyor Belt vermuten. Ein Großteil der Feuchtigkeit wurde über diesen Ast dabei erst bei etwa 15° östlicher Länge über dem südlichen zentralen Mittelmeer aufgenommen und in das System eingebracht.

Zum Startzeitpunkt 24. Januar 2009, 06 UTC blieb die wesentliche Strömungsstruktur erhalten, wobei sich wiederum mehrere Gebiete mit einem räumlich konzentrierten Anstieg der Trajektorien identifizieren lassen (Abb. 4.29). Einen nahezu senkrechten, rapiden Anstieg innerhalb von weniger als 20 Stunden wies ein Teil der Trajektorien über den Westalpen auf, was zum einen sicherlich in der Orografie begründet lag, zum anderen jedoch auch auf hoch reichende Konvektion hinweist. Die meisten Trajektorien, die im weiteren Verlauf einen Anstieg von mindestens 8500 m erfahren haben, wiesen ihren Ursprung und eine höhere Feuchte allerdings im Bereich des Löwengolfs bei circa 42° nördlicher Breite und 5° östlicher Länge und damit rund 500 km südöstlich des sich zu dieser Zeit über der französischen Biskayaküste befindlichen Tiefzentrums auf. Ein unmittelbarer Zusammenhang kann dabei nicht konstruiert werden. Erklären lässt sich das verstärkte Aufsteigen in dieser Region mit der Entwicklung des Teiltiefs im Bereich der Costa Brava, das zu diesem Zeitpunkt mit seinem Zentrum über dem Löwengolf lag, sowie durch großräumige Hebungsantriebe in erster Linie infolge positiver Vorticityadvektion (Abschnitte 4.1.3 und 4.1.3). Insgesamt fällt eine deutliche Verkürzung der hori-

zontalen Wegstrecke vor allem in den unteren Schichten gegenüber den beiden Startterminen zuvor auf, was mit der deutlich geringeren mittleren Windgeschwindigkeit im Bereich des Teiltiefs über dem Löwengolf im Vergleich zur Umgebung des primären Orkantiefzentrums über dem östlichen Nordatlantik korrespondiert. Legten die zum Zeitpunkt 23. Januar 2009, 18 UTC gestarteten Luftpartikel noch eine mittlere horizontale Wegstrecke von rund 2 500 km zurück, halbierte sich diese Länge für den Startzeitpunkt 24. Januar 2009, 06 UTC in etwa (Tab. 4.2). Auch die Anzahl an Trajektorien, die das gewählte Kriterium mit einem Anstieg von mindestens 8 500 m innerhalb von 48 Stunden erfüllten, ging deutlich zurück.

Tab. 4.2: Anzahl der Trajektorien, die innerhalb des Berechnungszeitraumes um mindestens 8 500 m anstiegen, mittlere spezifische Feuchte und mittlere zurückgelegte horizontale Wegstrecke der zum jeweiligen Termin gestarteten Trajektorien über einen Zeitraum von 48 Stunden.

Tag, Zeit in UTC	Anzahl	spez. Feuchte q_v in g kg^{-1}	hor. Distanz in km
23.01., 18	2 124	7,4	2 535
24.01., 00	1 664	6,5	1 839
24.01., 06	864	5,0	1 275
24.01., 12	354	5,2	1 114
24.01., 18	946	5,0	1 259

Die wenigsten Trajektorien innerhalb des betrachteten Zeitraumes, die das Kriterium mit einem Anstieg von mindestens 8 500 m binnen 48 Stunden erfüllten, wurden am 24. Januar 2009 um 12 UTC initialisiert (Abb. 4.30). Erneut geschah dies nicht in der Umgebung des primären Tiefzentrums, sondern – wie bereits 6 Stunden zuvor – in der Nähe des mit seinem Zentrum zwischen Korsika und der Toskana gelegenen Teiltiefs. Der sich im Zeitschritt zuvor andeutende Warm Conveyor Belt schwächte sich wieder ab; gleichzeitig bildete sich südlich davon, bei etwa 37° nördlicher Breite, erneut ein Trajektorienbündel aus, das im weiteren Verlauf während des Anstieges zyklonal Richtung Norden einbog.

Dieses Trajektorienbündel trat zum nächsten Startzeitpunkt 6 Stunden später wesentlich deutlicher in Erscheinung und wies in Form und Ausprägung die in Abschnitt 2.4 beschriebenen typischen Merkmale eines Warm Conveyor Belt auf (Abb. 4.31). Das Teiltief, das jetzt zum neuen Zentrum von „Klaus“ geworden war, lag nun im Bereich der Toskana und bildete zusammen mit dem ehemaligen Kern ein den gesamten nordwestlichen Mittelmeerraum überdeckendes Tiefdrucksystem aus. Weiter nördlich ansetzende und wesentlich steiler ansteigende Trajektorien deuten auf hoch reichende Konvektion hin. Dieser Startzeitpunkt wird im nächsten Abschnitt näher untersucht.

Die Startregionen der meisten Trajektorien lagen teilweise mehrere hundert Kilometer vom Bodentiefzentrum entfernt. Besonders deutlich tritt dieser Umstand bei den Startzeitpunkten 06 UTC und 12 UTC am 24. Januar 2009 zu Tage, als sich das Tiefzentrum über dem Süden Frankreichs befand, die Trajektorien aber in einem schmalen, lang gezogenen Korridor von den Westalpen bis zum westlichen Mittelmeer beziehungsweise vom zentralen Alpenraum bis

nach Sizilien initiiert wurden. Die hauptsächlichen Vertikalbewegungen fanden demnach nicht mehr im Bereich des ursprünglichen Tiefzentrums, sondern in der Umgebung des entstehenden Teiltiefs statt. Erst zum Ende der gesamten Entwicklung, als die Verlagerungsgeschwindigkeit deutlich zurückging, war das Bodentiefzentrum innerhalb der Startregion der meisten Trajektorien positioniert.

Warm Conveyor Belt und Konvektion

Für den Startzeitpunkt 24. Januar 2009, 18 UTC und für Trajektorien, die innerhalb der darauffolgenden 48 Stunden einen Anstieg von mindestens 8 500 m aufwiesen, soll an dieser Stelle eine gesonderte Untersuchung vorgenommen werden. Dabei lässt sich die 20°-Umgebung des Bodentiefzentrums in zwei Teile separieren; einen Teil, in dem die zum mutmaßlichen Warm Conveyor Belt gehörenden Trajektorien initiiert wurden und ein anderer Part, von dem steil aufragende und sehr wahrscheinlich hoch reichende Konvektion kennzeichnende Trajektorien ausgingen. Als Trennlinie wurde der 38. Breitengrad gewählt. Das Gebiet nördlich davon wird im Folgenden als „Konvektionsgebiet“, die Region südlich davon als „Warm-Conveyor-Belt-Gebiet“ bezeichnet. Das Ursprungsgebiet der steil aufragenden Trajektorien im Konvektionsgebiet lag etwa zwischen 40° und 46° nördlicher Breite und 15° und 20° östlicher Länge im Bereich der südlichen Adria und des westlichen Teils der Balkan-Halbinsel, das der vergleichsweise moderat ansteigenden Trajektorien im Warm-Conveyor-Belt-Gebiet etwa um den 35. Grad nördlicher Breite und zwischen 10° und 15° östlicher Länge zwischen der Küste Tunesiens und Malta (Abb. 4.32).

Ein Kriterium zur Unterscheidung zwischen gleichmäßigem Aufsteigen mit relativ geringer Vertikalgeschwindigkeit und ungeordneter, kräftiger Vertikalbewegung in Form hoch reichender Konvektion ist die Zeit, die ein Luftpartikel zur Bewältigung der vertikalen Distanz benötigt (Abb. 4.33). Die im Konvektionsgebiet gestarteten Luftpartikel beanspruchten für das Erreichen von 10 000 m Höhe im Mittel 30 Stunden, während die langsamer an Höhe gewinnenden Partikel aus dem Warm-Conveyor-Belt-Gebiet nach dieser Zeit im Mittel erst in etwa 7 400 m Höhe angekommen waren. Die Unterschiede in den Steigraten werden insbesondere während der ersten Stunden deutlich; nach 15 Stunden erreichten die Partikel aus dem Konvektionsgebiet eine Höhe von rund 7 000 m, zum selben Zeitpunkt befanden sich diejenigen aus dem Warm-Conveyor-Belt-Gebiet noch in etwa 3 200 m Höhe (Abb. 4.34, links). Zum Ende des 48-Stunden-Zeitraumes wurde die Differenz wieder etwas geringer. Es muss beachtet werden, dass Aufstiegsraten von 10 000 m in 30 beziehungsweise 7 000 m in 15 Stunden die konvektiven Prozesse nicht unmittelbar widerspiegeln. Zum einen handelt es sich hierbei um den Mittelwert aller Trajektorien, so dass weniger steil ansteigende Bahnkurven außerhalb hoch reichender Gewitterwolken zu einer Verringerung dieses Wertes führen. Andererseits löst das COSMO-EU-Modell infolge des Gitterpunktabstandes von 7 km kleinräumige Konvektionszellen nicht auf (Abschnitt 3.1.1).

Für eine getrennte Auswertung der im Konvektions- und Warm-Conveyor-Belt-Gebiet gestarteten Trajektorien wurden für den Startzeitpunkt 24. Januar 2009, 18 UTC für beide Gebiete und

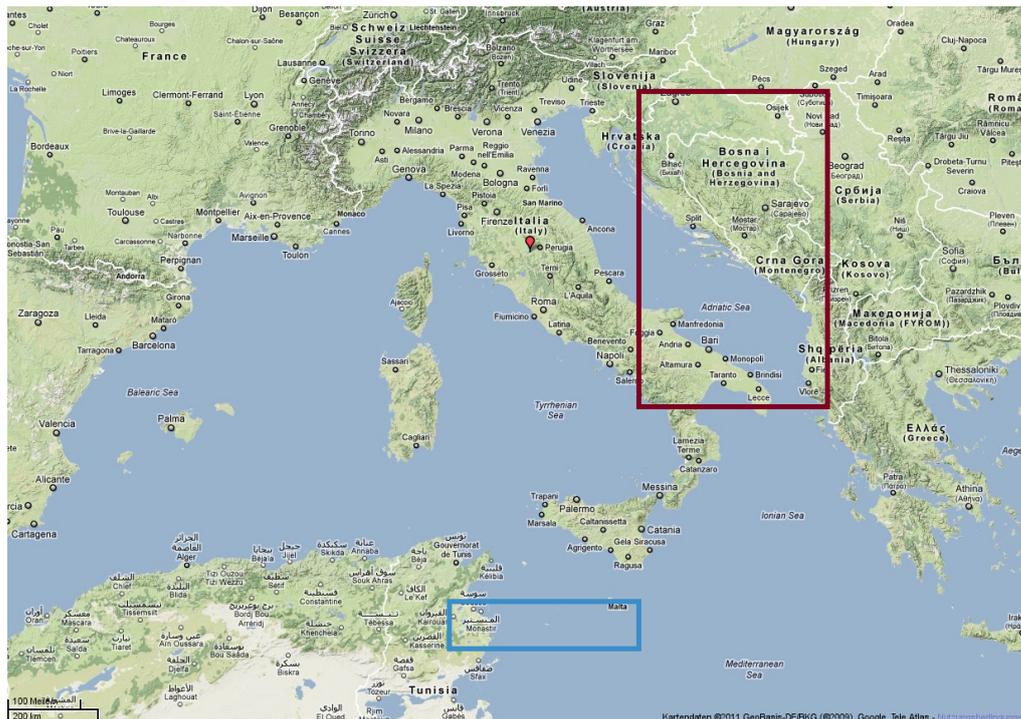


Abb. 4.32: Übersichtskarte zu den Ursprungsgebieten der im Konvektionsgebiet startenden Trajektorien (rot) und der im Warm-Conveyor-Belt-Gebiet beginnenden Bahnkurven (blau). Die Markierung dokumentiert die Position des Bodentiefzentrums zum Startzeitpunkt (24.01.2009, 18 UTC).

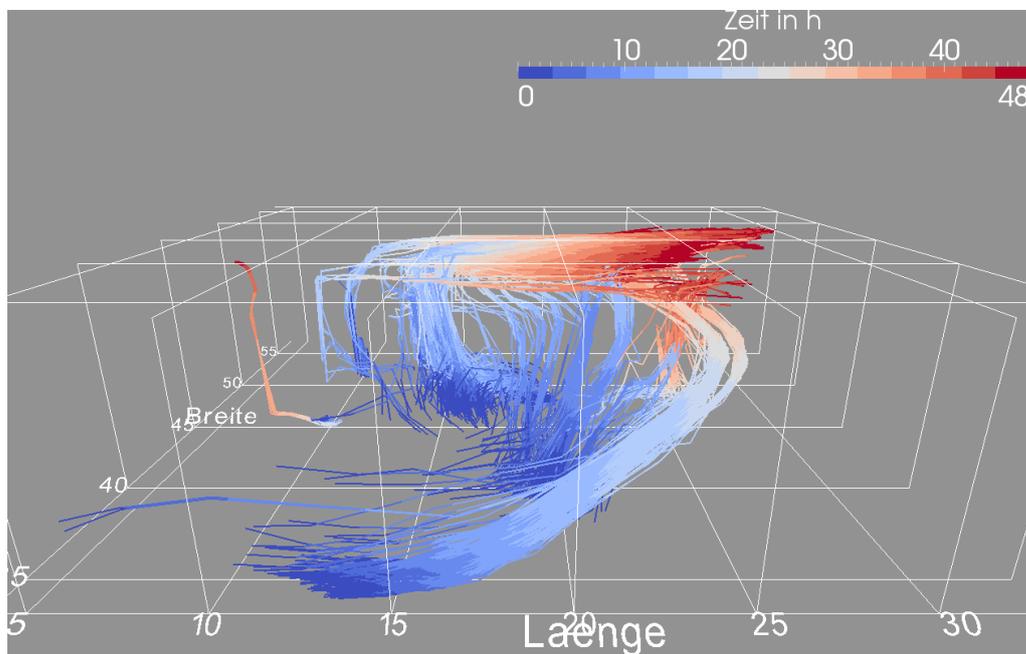


Abb. 4.33: Vorwärtstrajektorien, initialisiert am 24.01.2009 um 18 UTC. Die Berechnung erfolgte 48 Stunden in die Zukunft. Dargestellt ist jede Trajektorie, die innerhalb des Berechnungszeitraumes einen Anstieg von mehr als 8500 m aufwies. Die Farben stellen die Transportzeit in Stunden dar. Die Trajektorien wurden in einer 20° -Umgebung vom Bodentiefzentrum und zwischen 0 m und 2000 m Höhe gestartet. Der Blick ist etwas erhöht von Süden auf das Strömungsregime gerichtet.

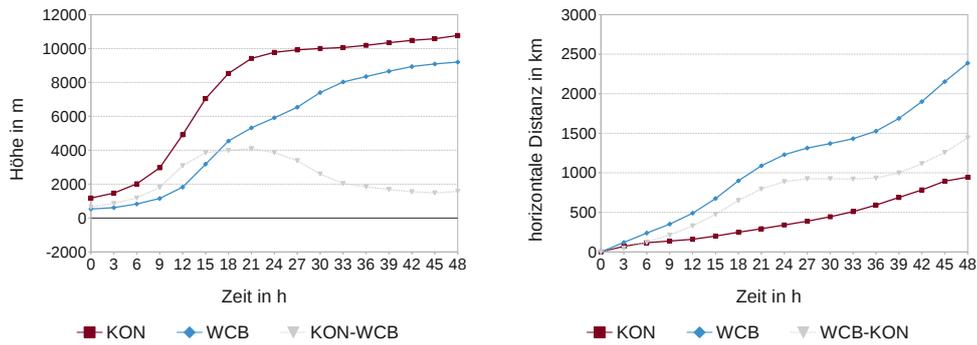


Abb. 4.34: Mittlere Höhen (links) und mittlere zurückgelegte horizontale Wegstrecken (rechts) der in einer 20°-Umgebung vom Bodentiefzentrum am 24.01.2009 um 18 UTC gestarteten Luftpartikel aus dem Konvektionsgebiet (rot) und aus dem Warm-Conveyor-Belt-Gebiet (blau) sowie jeweils die Differenz zwischen den Werten (grau).

Tab. 4.3: Mittlere Höhen und daraus berechnete Steigraten für die im Konvektions- und im Warm-Conveyor-Belt-Gebiet zum Zeitpunkt 24.01.2009, 18 UTC (Zeit t=0) gestarteten Luftpartikel. Die rot eingefärbten Steigraten stellen die drei aufeinanderfolgenden maximalen mittleren Steigraten für jedes Gebiet, die rot eingefärbten Zeitschritte die entsprechenden drei 3-Stunden-Zeiträume, in denen diese aufgetreten sind, dar.

Konvektionsgebiet			Warm-Conveyor-Belt-Gebiet		
Zeit in h	Höhe in m	Steigrade in m (3 h) ⁻¹	Zeit in h	Höhe in m	Steigrade in m (3 h) ⁻¹
00	1 180		00	532	
03	1 473	293	03	614	82
06	2 019	546	06	830	216
09	2 965	946	09	1 155	325
12	4 913	1 948	12	1 823	668
15	7 045	2 132	15	3 180	1 357
18	8 532	1 487	18	4 546	1 366
21	9 414	882	21	5 321	775
24	9 775	361	24	5 912	591
27	9 922	147	27	6 537	625
30	10 004	82	30	7 403	866
33	10 060	56	33	8 027	624
36	10 188	128	36	8 346	319
39	10 345	157	39	8 659	313
42	10 483	138	42	8 934	275
45	10 577	94	45	9 092	158
48	10 771	194	48	9 201	109

die Berechnungszeit von 48 Stunden die Zeitschritte mit den maximalen mittleren Steigraten identifiziert. Dabei wurden jeweils drei 3-Stunden-Zeitschritte in Folge sowie der komplette daraus resultierende 9-Stunden-Zeitraum ausgewählt (Tab. 4.3).

Die im Konvektionsgebiet gestarteten Luftpartikel, die innerhalb von 48 Stunden mindestens 8 500 m an Höhe gewannen, zeigten während des gesamten 9-stündigen Zeitraumes des im Mittel maximalen Aufstieges hinsichtlich der Vertikalbewegung ein heterogenes Verhalten (Abb. 4.35, linke Spalte). Das große Spektrum an Steigraten kann dabei als Beleg für eine ungeordnete Vertikalbewegung und hoch reichende Konvektion dienen. Für den 3-stündigen Zeitraum zwischen 03 UTC und 06 UTC am 25. Januar 2009 ließen sich die Trajektorien in 14 unterschiedliche Klassen mit Steigraten der Luftpartikel in einem 500-m-Intervall einordnen. Etwa ein Viertel (26,8%) und damit die Mehrheit der Trajektorien stieg in diesen 3 Stunden um lediglich maximal 499 m an, immerhin 1,0% der Partikel legten jedoch auch einen vertikalen Weg von mindestens 6 500 m zurück. Ein ähnliches Bild zeichnete sich auch für die Vertikalbewegungen in den Stunden 12 bis 15 (25. Januar 2009, 06 UTC bis 09 UTC) und 15 bis 18 (25. Januar 2009, 09 UTC bis 12 UTC) nach dem Startzeitpunkt. Am 25. Januar 2009 zwischen 06 UTC und 09 UTC wiesen 0,4% beziehungsweise 3 von insgesamt 690 Trajektorien einen Anstieg zwischen 8 500 m und 8 913 m auf. Dabei handelte es sich um den maximalen Anstieg innerhalb eines der drei betrachteten 3-Stunden-Zeiträume. Im gesamten 9-Stunden-Zeitraum am 25. Januar 2009 zwischen 03 UTC und 12 UTC verteilten sich die Steigraten der Luftpartikel prozentual recht gleichmäßig auf die unterschiedlichen Klassen, die von Vertikalbewegungen zwischen 0 m und 499 m bis hin zu solchen zwischen 10 000 m und 10 499 m reichten. Ein ausgewiesenes Maximum lässt sich dabei nicht erkennen; die relativen Anteile lagen zwischen 1,2% bei der am schwächsten besetzten Klasse 10 000 m bis 10 499 m und 7,6% in der Klasse 5 500 m bis 5 999 m, welche die meisten Trajektorien beinhaltet. Diese Klassen repräsentieren typische Konvektionshöhen.

Im Gegensatz zu den im Konvektionsgebiet initialisierten Trajektorien wiesen die den Warm Conveyor Belt bildenden Trajektorien einen bemerkenswert gleichmäßigen Anstieg in dem 9-stündigen Zeitraum mit dem maximalen mittleren Anstieg auf (Abb. 4.35, rechte Spalte). Zwischen 06 UTC und 09 UTC am 25. Januar 2009 betrug dieser bei 90,2% der Trajektorien respektive bei 183 von 203 Trajektorien 1 000 m bis 1 999 m. Zwischen 09 UTC und 12 UTC sowie zwischen 12 UTC und 15 UTC teilten sich die Trajektorien weiterhin in lediglich vier Klassen mit Intervallen von jeweils 500 Höhenmetern ein. Während dabei im zweiten Zeitschritt noch ein Höhengewinn zwischen 1 500 m und 1 999 m dominierte (54,0%), stiegen die Luftpartikel zwischen 12 UTC und 15 UTC in der Mehrzahl (74,6%) um nur mehr 500 m bis 999 m auf. Im gesamten betrachteten Zeitraum von 9 Stunden (06 UTC bis 15 UTC am 25. Januar 2009) erreichten mehr als drei Viertel (77,7%) der Luftpartikel einen Höhenzuwachs zwischen 3 500 m und 3 999 m. Die restlichen Trajektorien ordneten sich in jeweils geringer Anzahl mit prozentualen Anteilen von maximal 7,4% in acht weitere Klassen ein.

Unterschiede zwischen den im Konvektionsgebiet und im Warm-Conveyor-Belt-Gebiet initialisierten Trajektorien treten auch im Vergleich der mittleren und maximalen Anstiege in jedem der 3-Stunden-Zeitschritte beziehungsweise im gesamten betrachteten 9-Stunden-Zeitraum zu Tage (Abb. 4.36). Fielen diese Unterschiede bei den mittleren Anstiegen der Trajektorien über

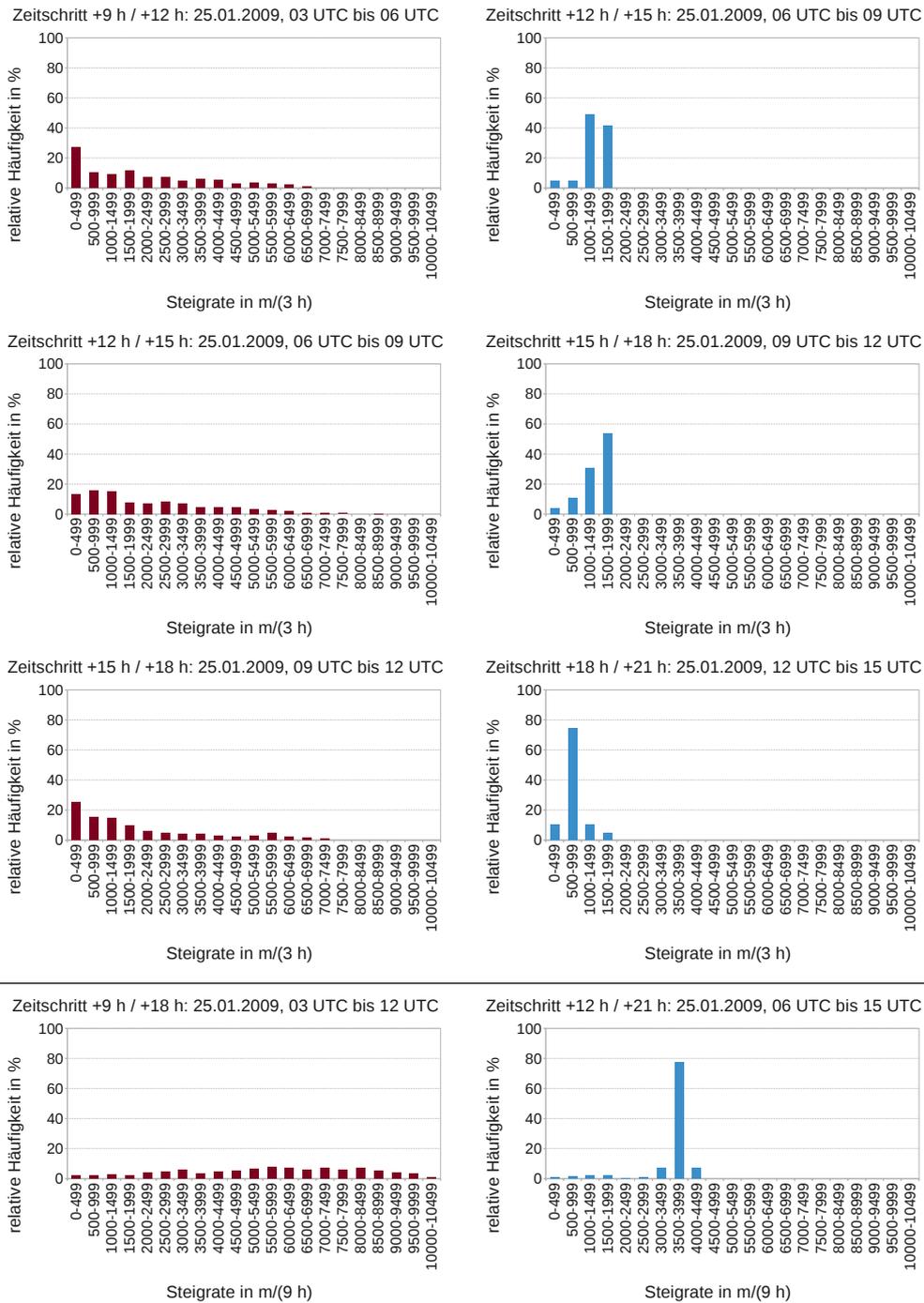


Abb. 4.35: Häufigkeit der in Klassen eingeteilten Steigraten der im Konvektionsgebiet (linke Spalte) und im Warm-Conveyor-Belt-Gebiet (rechte Spalte) gestarteten Luftpartikel zum Startzeitpunkt 24.01.2009, 18 UTC für für die angegebenen Zeitschritte relativ zur Gesamtzahl der Trajektorien im jeweiligen Gebiet.

jeweils 3 beziehungsweise 9 Stunden noch vergleichsweise gering aus (z. B. 5 567 m für die im Konvektionsgebiet gestarteten Trajektorien gegenüber 3 498 m für die im Warm-Conveyor-Belt ihren Anfang nehmenden Bahnkurven in jeweils 9 Stunden), so wichen die maximalen Aufstiege einzelner Luftpartikel während dieser Zeitschritte deutlich voneinander ab. Innerhalb des gesamten betrachteten Zeitraumes für die Trajektorien des Konvektionsgebietes überwand ein Luftpartikel eine vertikale Distanz von 10 324 m. Im Gegensatz dazu erfuhr das Luftpartikel mit dem größten Aufstieg im Warm-Conveyor-Belt-Gebiet im entsprechenden 9-Stunden-Zeitraum einen Höhenzuwachs von lediglich 4 274 m. Differenzen in der selben Größenordnung können auch für die Aufstiege in den einzelnen 3-Stunden-Zeiträumen festgestellt werden.

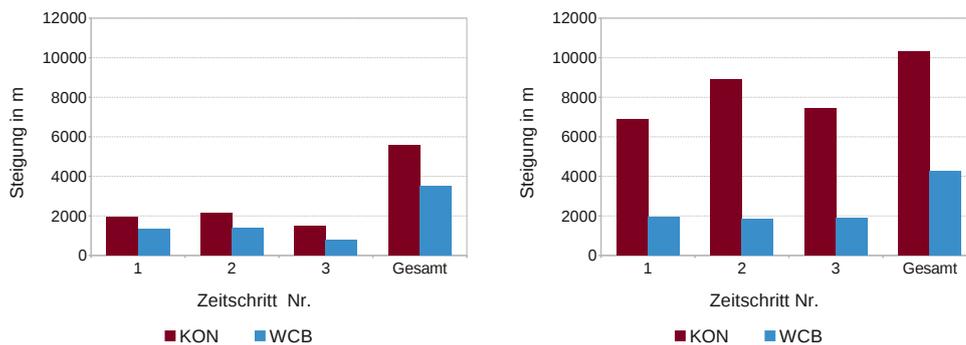


Abb. 4.36: Mittlere (links) und maximale (rechts) Aufstiege der im Konvektions- (rot) und Warm-Conveyor-Belt-Gebiet (blau) gestarteten Luftpartikel, die innerhalb von 48 Stunden nach dem Startzeitpunkt 24.01.2009, 18 UTC eine Höhe von mindestens 8 500 m erreichten, betrachtet im 9-Stunden-Zeitraum mit dem jeweils maximalen mittleren Aufstieg nach Tab. 4.3. Die Zeitschritte 1 bis 3 unterteilen die 9-Stunden-Zeiträume in jeweils drei 3-Stunden-Zeiträume, die Spalte „Gesamt“ betrachtet den jeweiligen gesamten 9-Stunden-Zeitraum.

Neben dem vertikalen Aufstieg lassen sich die unterschiedlichen Strömungsverhältnisse im Konvektions- und Warm-Conveyor-Belt-Gebiet auch an den horizontalen Bewegungen der Luftpartikel festmachen – allerdings in umgekehrter Weise. Legten die im Konvektionsgebiet gestarteten Luftpartikel im Mittel eine größere Distanz in der Vertikalen zurück, zeichneten sich die dem Warm-Conveyor-Belt-Gebiet entstammenden Luftteilchen durch eine ungleich größere bewältigte Wegstrecke bei Projektion in die Horizontale aus (Abb. 4.34, rechts). Letztere hatten sich nach 15 Stunden im Mittel schon deutlich mehr als 500 km von ihrem Startpunkt entfernt; bei den im Konvektionsgebiet gestarteten Partikel war dies erst nach 33 Stunden der Fall. Nach 48 Stunden hatten die im Warm-Conveyor-Belt-Gebiet gestarteten Luftteilchen im Mittel eine horizontale Strecke von 2 387 km zurückgelegt und wurden damit in etwa zweieinhalb mal so weit in horizontale Richtung verfrachtet wie die dem Konvektionsgebiet entsprungenen.

Nicht annähernd so heterogen wie beim Anstieg verteilten sich die im Konvektionsgebiet initialisierten Trajektorien, die innerhalb von 48 Stunden einen Anstieg von mindestens 8 500 m aufwiesen, auf einzelne Klassen hinsichtlich der horizontalen Länge (Abb. 4.37, linke Spalte). In den drei betrachteten 3-Stunden-Zeiträumen bewegten sich die Luftpartikel um jeweils 0 km bis 200 km in horizontale Richtung, wobei in der oberen Klasse mit Wegstrecken von 150 km bis 199 km mit 1,3%, 4,4% und 8,2% jeweils nur wenige Trajektorien zu finden sind. Meist legten die Luftpartikel an diesem 25. Januar 2009 in 3 Stunden horizontale Wegstrecken zwischen 50 km

und 99 km zurück; 49,9% zwischen 03 UTC und 06 UTC, 33,2% zwischen 06 UTC und 09 UTC sowie 39,1% zwischen 09 UTC und 12 UTC der Trajektorien entfielen auf diese jeweils (meist) stärkste Klasse. Lediglich im Zeitraum zwischen 06 UTC und 09 UTC ordneten sich zwei Trajektorien mehr (33,5%) in die Klasse mit einer horizontalen Distanz zwischen 0 km und 49 km ein. Im gesamten 9-Stunden-Zeitraum legte eine Mehrheit der Luftpartikel (26,1%) eine horizontale Wegstrecke zwischen 100 km und 149 km zurück. Mehr als die Hälfte der Trajektorien für diesen Zeitraum wies eine auf die horizontale Ebene projizierte Länge zwischen 50 km und 199 km auf, immerhin noch knapp jede siebte Trajektorie (15,0%) verband Start- und Endpunkt in mehr als 350 km Entfernung miteinander.

Sogar auf ein bis zwei Klassen mehr als die Trajektorien des Konvektionsgebietes verteilten sich die im Warm-Conveyor-Belt-Gebiet beginnenden Trajektorien auf insgesamt jeweils fünf beziehungsweise sechs Klassen à 500 km horizontalem Längengewinn in den drei 3-Stunden-Zeiträumen (Abb. 4.37, rechte Spalte). Dabei sind die unteren Klassen bis 150 km jedoch nur spärlich beziehungsweise (Klasse 0 km bis 49 km in den ersten beiden 3-Stunden-Zeiträumen) überhaupt nicht besetzt. Im ersten 3-Stunden-Zeitschritt zwischen 06 UTC und 09 UTC am 25. Januar 2009 erreichten 197 der 205 Trajektorien (96,1%) eine horizontale Länge zwischen 150 km und 249 km. Ähnlich eindeutig sind mit 194 von 205 Trajektorien (94,6%) im zweiten Zeitschritt die Klassen mit Trajektorienlängen in der Horizontalen zwischen 200 km und 249 km beziehungsweise zwischen 250 km und 299 km besetzt, wobei letztere Klasse allein mehr als zwei Drittel (70,7%) der Trajektorien beinhaltet. Zwischen 12 UTC und 15 UTC ordneten sich 153 der 205 Trajektorien in die Klasse zwischen 200 km und 249 km ein, das entspricht einem Anteil von nahezu drei Vierteln (74,6%). Im gesamten 9-Stunden-Zeitraum zwischen 06 UTC und 15 UTC legten ebenfalls knapp drei Viertel (73,2%) der im Warm-Conveyor-Belt-Gebiet gestarteten Luftpartikel eine horizontale Wegstrecke zwischen 650 km und 749 km zurück. Nur 3,5% der Trajektorien blieben in diesem Zeitraum unterhalb einer horizontalen Länge von 499 km, die bei den im Konvektionsgebiet initialisierten Trajektorien bereits die höchste Klasse darstellt. Acht Trajektorien überwandern gar eine Distanz zwischen 750 km und 799 km.

Insgesamt weniger eindeutig als beim mittleren und maximalen Aufstieg der Luftpartikel fällt der Vergleich zwischen den beiden als Startregionen dienenden Gebieten mit hoch reichender Konvektion und Warm Conveyor Belt bei der mittleren und maximalen horizontalen Bewegungen aus (Abb. 4.38). Annähernd gleich für alle drei Zeitschritte erreichten die im Konvektionsgebiet gestarteten Trajektorien auf die Horizontale projiziert im Mittel eine Länge von etwa 75 km. Demgegenüber stehen die ungleich längeren, dem Warm-Conveyor-Belt-Gebiet entstammenden Trajektorien mit mittleren horizontalen Längen von 199 km, 253 km und 230 km. Betrachtet man jeweils den 9-Stunden-Zeitraum mit den im Mittel maximalen vertikalen Aufstiegen, so wurden die im Konvektionsgebiet gestarteten Luftpartikel im Mittel um 194 km in der Horizontalen bewegt, die des Warm-Conveyor-Belt-Gebietes um 668 km. Das Luftpartikel aus dem Konvektionsgebiet mit der größten zurückgelegten horizontalen Wegstrecke innerhalb eines der betrachteten 3-Stunden-Zeiträume brachte es gleich zu Beginn zwischen 09 UTC und 12 UTC auf 184 km; dem Warm-Conveyor-Belt-Gebiet entsprang ein Luftpartikel, das im zweiten Zeitschritt 286 km innerhalb von 3 Stunden in der Horizontalen bewältigte. In den jeweiligen 9-Stunden-Zeiträumen lagen die maximalen Werte bei immerhin 458 km für das Konvektionsgebiet und 777 km für das Warm-Conveyor-Belt-Gebiet. Somit sind – umgekehrt zum verti-

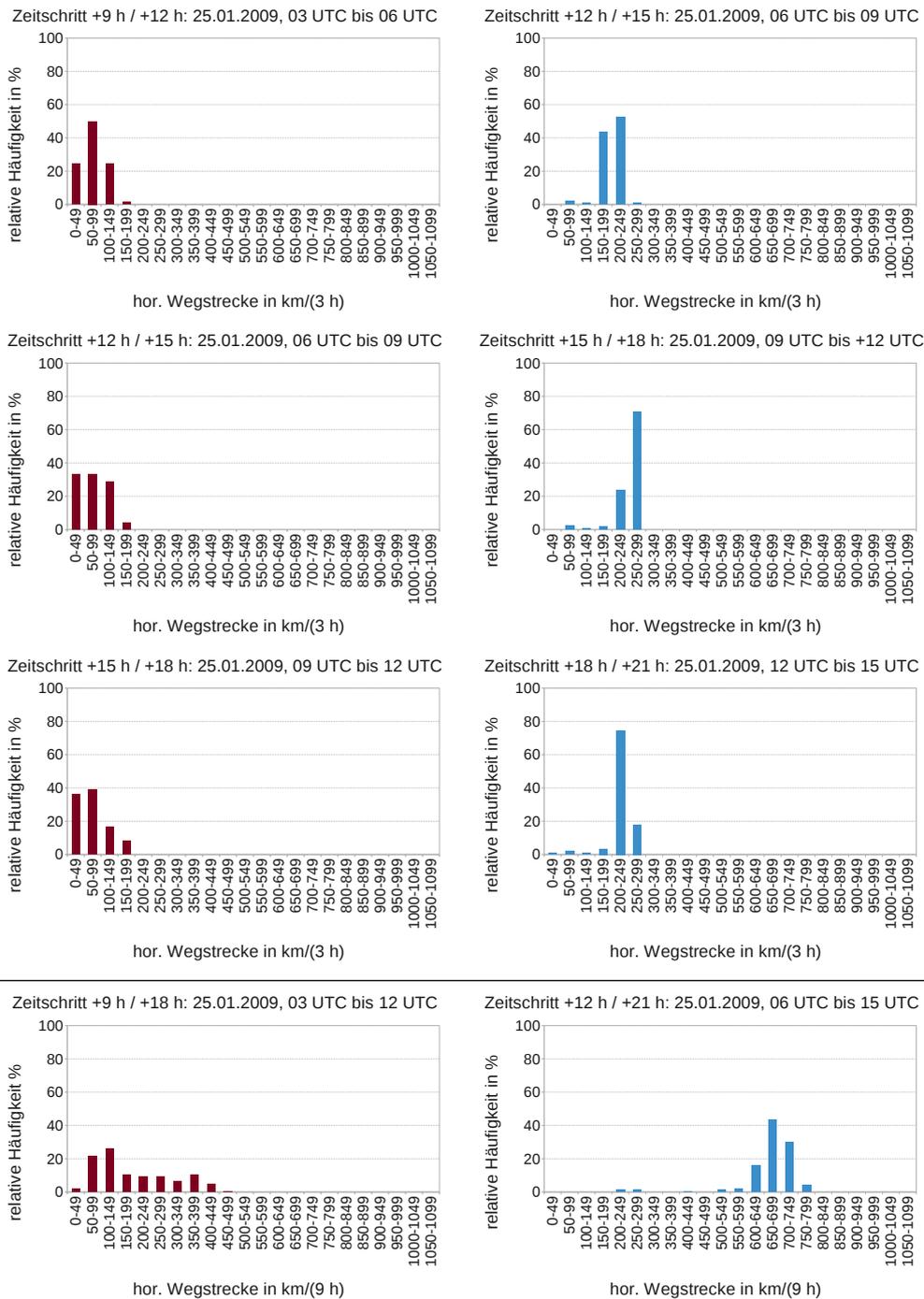


Abb. 4.37: Häufigkeit der in Klassen eingeteilten horizontalen Wegstrecken der im Konvektionsgebiet (linke Spalte) und im Warm-Conveyor-Belt-Gebiet (rechte Spalte) initialisierten Luftpartikel zum Startzeitpunkt 24.01.2009, 18 UTC für die angegebenen Zeitschritte relativ zur Gesamtzahl der Trajektorien im jeweiligen Gebiet.

kalen Aufsteigen – die Unterschiede für die in den beiden Gebieten initialisierten Trajektorien bei den maximalen Werten in diesem Fall geringer als bei den mittleren Werten.

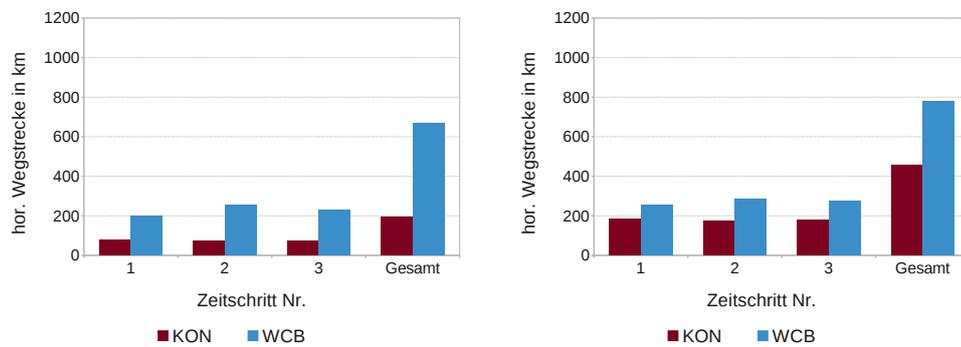


Abb. 4.38: Mittlere (links) und maximale (rechts) horizontale Distanzen der im Konvektions- (rot) und Warm-Conveyor-Belt-Gebiet (blau) gestarteten Luftpartikel. Sonst wie Abb. 4.36.

4.2 Tiefdruckgebiet „Xanthippe“

Im Gegensatz zu „Klaus“ trat Tiefdruckgebiet „Xanthippe“ Ende Oktober und Anfang November 2010 als vergleichsweise flaches Gebilde in Erscheinung. Primäre Gefahr ging bei diesem Tief nicht durch kräftige Windböen, sondern durch ergiebige Niederschläge aus, die insbesondere im Norden Italiens zu Überschwemmungen führten und schwere Schäden anrichteten. Das System als Ganzes legte einen Weg von mehreren tausend Kilometern zurück und konnte vom Beginn der Entwicklung bis zum Zerfall über einen Zeitraum von acht Tagen beobachtet werden.

4.2.1 Grundlegende Strukturen und Zugbahn

„Xanthippe“ löste sich am Spätnachmittag des 28. Oktober 2010 (UTC) von einer umfangreichen Zyklone mit Zentrum über dem Nordosten Kanadas im Bereich der Labrador-Halbinsel und zog fortan als eigenständiges Tiefdruckgebiet über den Nordatlantik ostwärts (Abb. 4.39). Auf der Vorderseite eines kurzwelligen Höhentroges konnte sich dieses zunächst intensivieren; zwischen dem 29.10., 00 UTC und dem 30.10., 00 UTC sank der Kerndruck nach GFS von etwa 990 hPa auf knapp unter 980 hPa, die Analysen des DWD sowie von COSMO-EU bestätigen dies. An dem zugehörigen, bereits in okkludierendem Zustand begriffenen Frontensystem entstand zum 30.10. ein Teiltief, das sich bis 12 UTC zum primären Tiefzentrum entwickelte (Abb. 4.40). Über einen Zeitraum von etwa 18 Stunden (30.10., 15 UTC bis 31.10., 09 UTC) verweilte das Tief quasistationär über der Keltischen See und vollführte dort eine Drehbewegung. Während dieser Zeit stieg der Luftdruck im Innern des Tief um 8 hPa von 977 hPa auf 985 hPa an (COSMO-EU).

Noch am Vormittag des 31.10. konnte bei den Pyrenäen eine weitere Teiltiefentwicklung beobachtet werden. Während sich das bis dahin dominierende Tiefzentrum allmählich zur Biskaya verlagerte, übernahm etwa 12 Stunden später, zwischen 18 UTC und 21 UTC, das Teiltief die Rolle des neuen primären Tiefs. Es lag zu dieser Zeit mit seinem Zentrum im Bereich der französischen Mittelmeerküste am Ausgang des Rhonetals und hatte den Höhepunkt seiner Entwicklung mit einem Kerndruck von 998 hPa (COSMO-EU) bereits erreicht. Der dem Tief obliegende Langwellentrog war einem Abtropfungsprozess unterworfen, der in der zweiten Hälfte des 31.10. seinen Anfang nahm und zum Abend des 01.11. zum Abschluss kam. Während der nördliche Trogteil als kurzweilige Struktur innerhalb der Frontalzone nach Nordosten gesteuert wurde, verblieb das resultierende, umfangreiche Höhentief über dem westlichen Mittelmeerraum. Am 01.11. wies die Zugbahn des Bodentiefs zwischen 03 UTC und 18 UTC zwischen dem östlichen Ende des Löwengolfs und Korsika eine weitere Drehbewegung auf, wenngleich nicht so ausgeprägt wie etwa 36 Stunden zuvor über der Keltischen See. Zum 02.11. bildete sich über dem zentralen Mittelmeerraum eine flache Tiefdruckzone mit nicht mehr eindeutig erkennbaren Tiefzentren aus (Abb. 4.41).

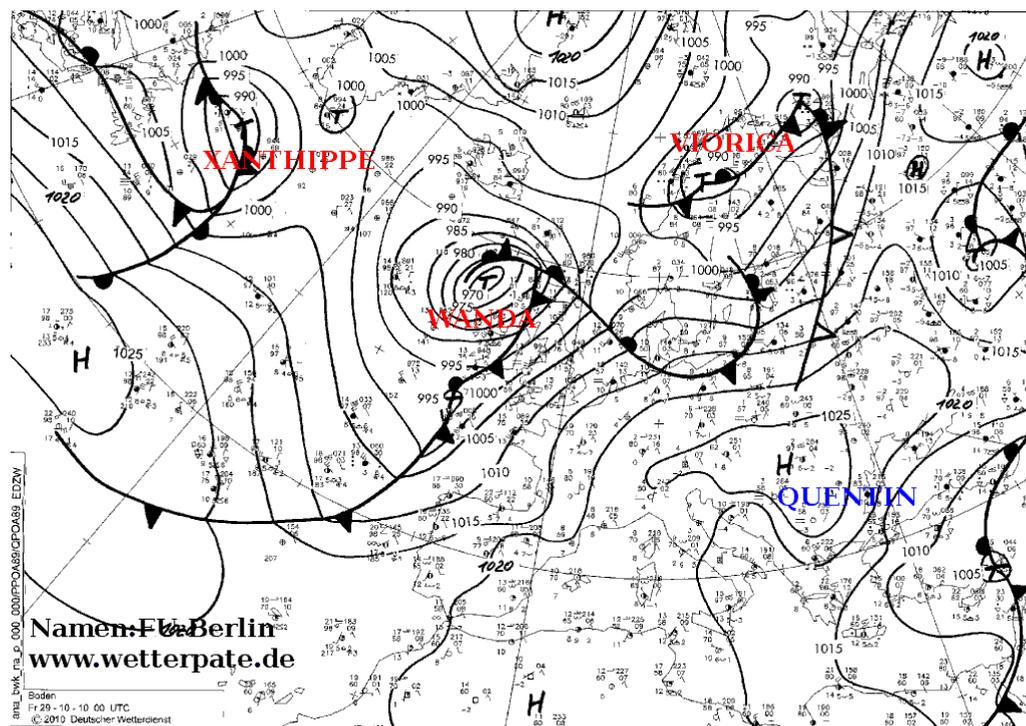


Abb. 4.39: DWD-Bodenanalyse mit Fronten vom 29.10.2010, 00 UTC. Tiefdruckgebiet „Xanthippe“ liegt mit seinem Zentrum östlich der Labrador-Halbinsel. Quelle: <http://www.met.fu-berlin.de/de/wetter/maps>.

Dennoch lässt sich am 02.11. zwischen 12 UTC und 15 UTC eine Randtiefentwicklung analysieren, die auf der Vorderseite des bis dahin zu einem abgeschlossenen Höhentief umgewandelten Langwellentroges über dem Süden Italiens stattfand. Es wanderte bis zum 03.11., 03 UTC entlang der italienischen Adriaküste nach Norden, konnte sich jedoch nicht intensivieren. Vielmehr stieg der Luftdruck im Zentrum in dieser Zeit von 1 006 hPa auf 1 009 hPa an (COSMO-EU).

Im Verlauf des 03.11. verschob sich das Druckminimum zurück zum vorherigen Kern zur Großen Syrte, in Anbetracht der immer seichter werdenden Tiefdruckzone kann für diesen Tag ein eigenständiger Kern aber nur mehr schwerlich und allenfalls bei hoher Auflösung des Druckfeldes identifiziert werden. Auf den Bodenanalysekarten des DWD findet sich ein Kern mit einem Luftdruck von etwas weniger als 1 015 hPa bei Sizilien. Zum 05.11. löste sich „Xanthippe“ auf (Abb. 4.42). Einen Überblick über die gesamte Zugbahn von Tief „Xanthippe“ gibt Abbildung 4.43.

Der komplexe Aufbau von Tief „Xanthippe“ mit mehreren Teil- und Randtiefentwicklungen kommt auch auf den Satellitenbildern zum Vorschein (Abb. 4.44, 4.45 und 4.46). Zu den ersten beiden Zeitpunkten am 29.10. um 00 UTC und 12 UTC wird das mit dem Tief verbundene, bereits teilokkludierte Frontensystem durch mittelhohe und hohe Bewölkung markiert, die sich über den mittleren Nordatlantik nach Osten schiebt. Am 30.10. lässt sich die dipolartige Struktur mit dem ursprünglichen Tiefkern und der ersten Teiltiefentwicklung vor allem zum Zeitpunkt 12 UTC gut an Hand zwei voneinander abgesetzter Rotationszentren südwestlich

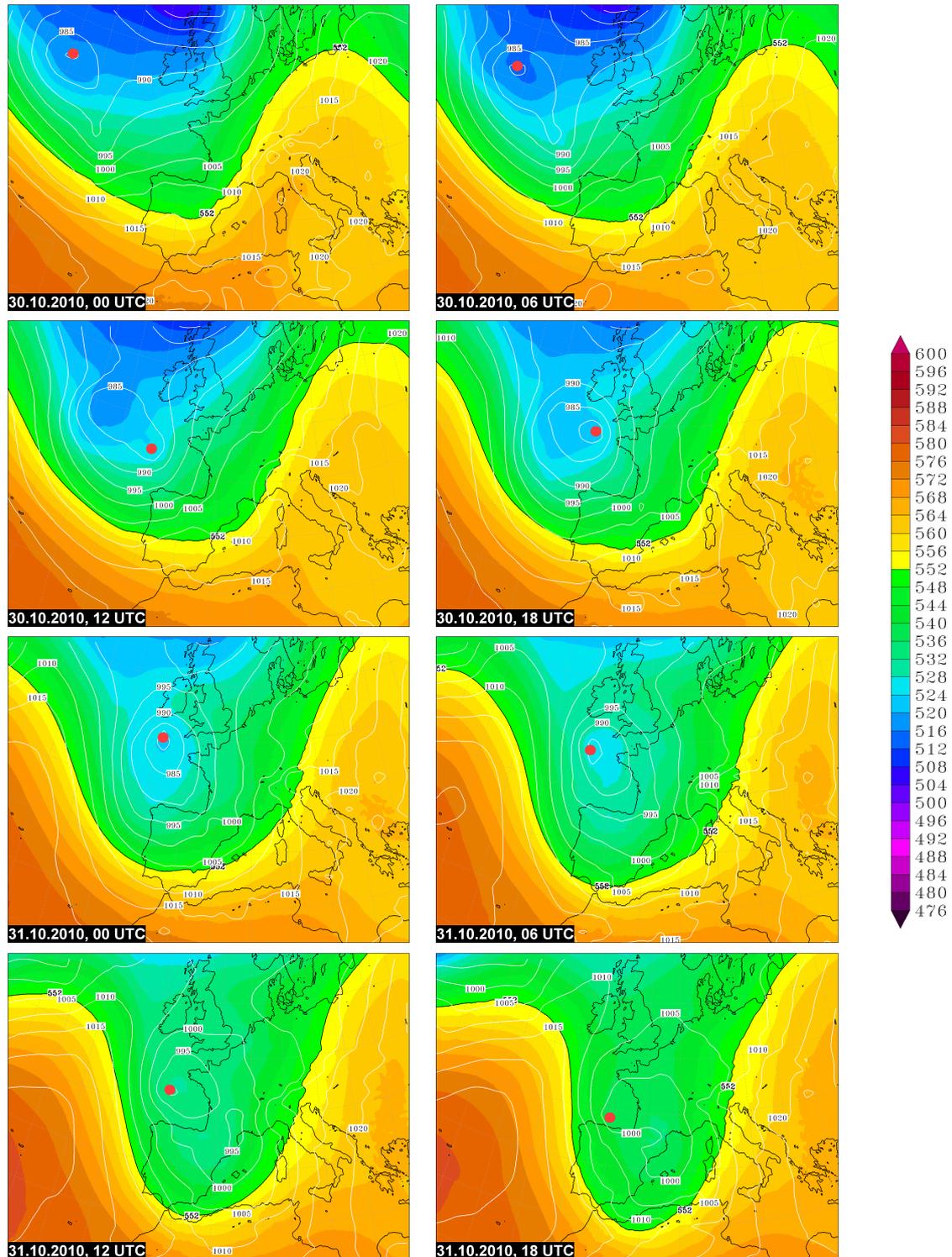


Abb. 4.40: 500-hPa-Geopotenzial in gpm (Farbflächen) und Bodendruck in hPa (weiße Linien) am 30. und 31.10.2010 (COSMO-EU). Der rote Punkt markiert die Position des Bodentiefs.

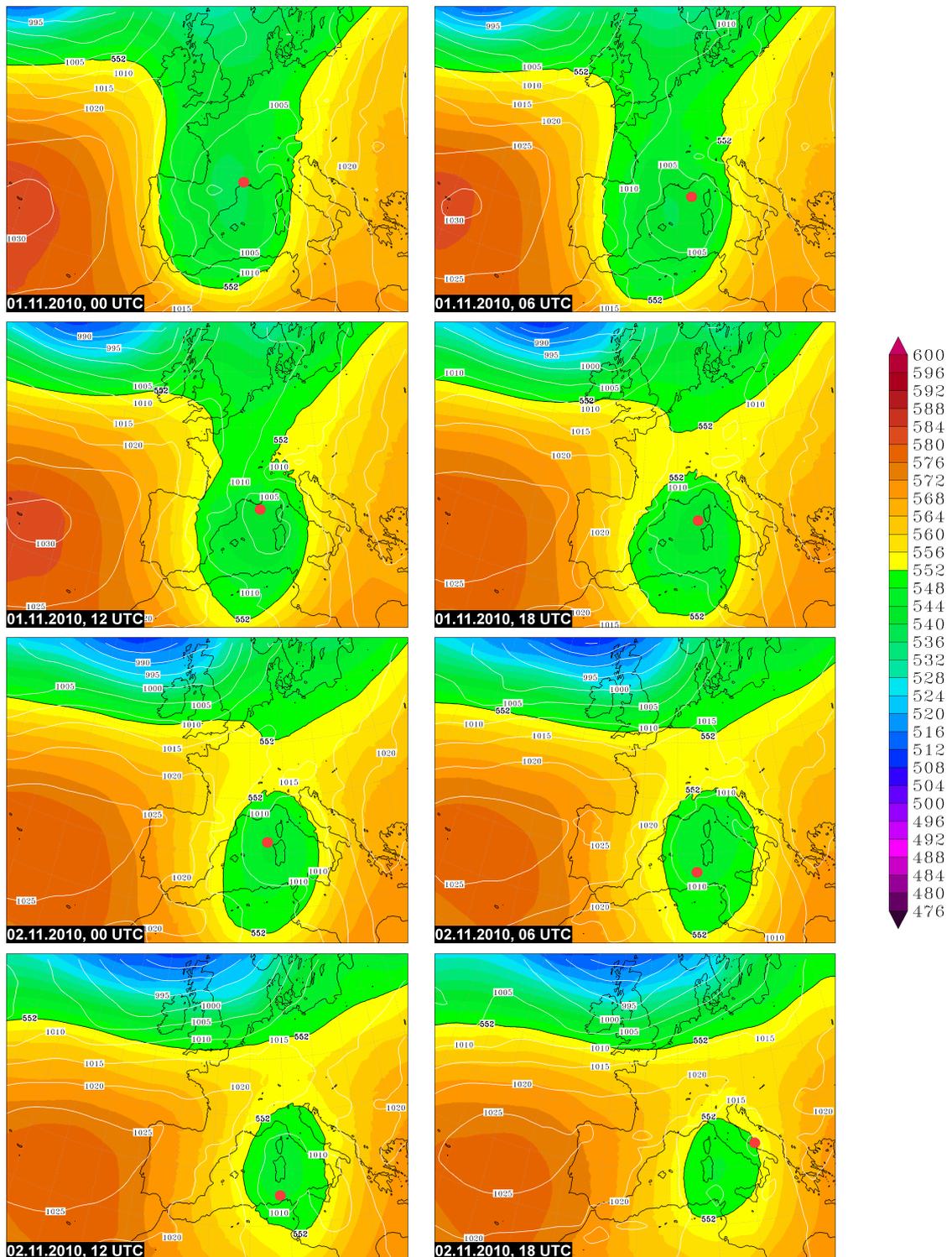


Abb. 4.41: 500-hPa-Geopotenzial in gpm (Farbflächen) und Bodendruck in hPa (weiße Linien) am 01. und 02.11.2010 (COSMO-EU). Der rote Punkt markiert die Position des Bodentiefs.

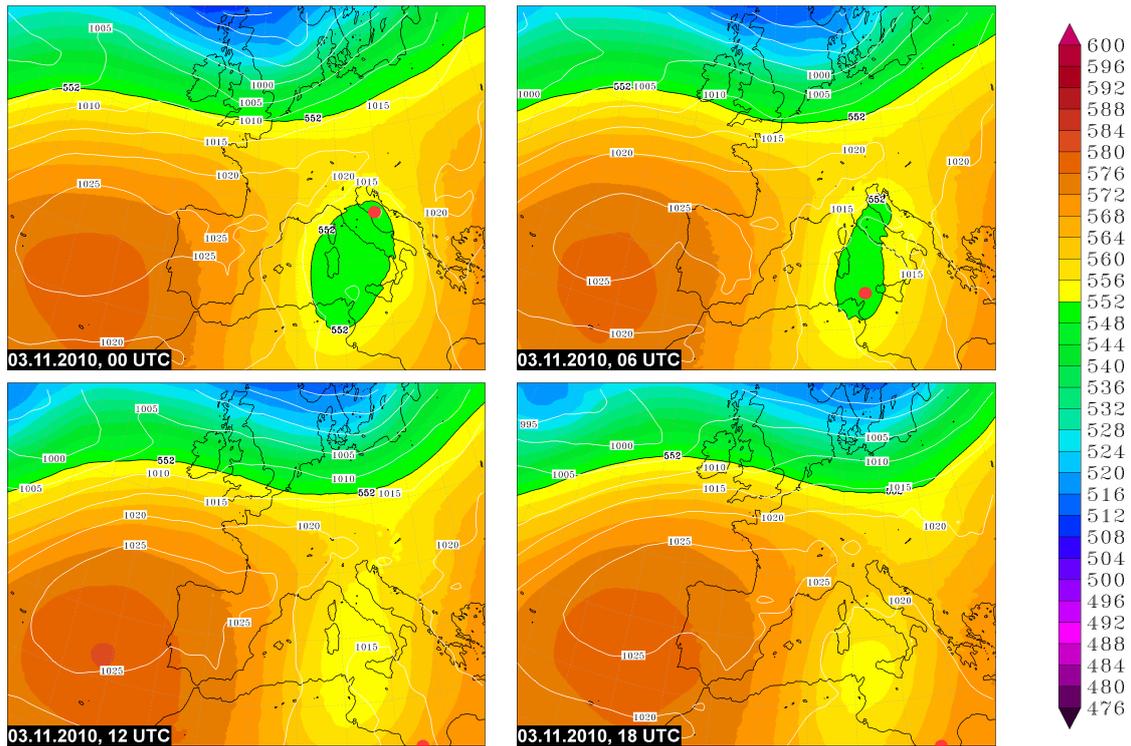


Abb. 4.42: 500-hPa-Geopotenzial in gpm (Farbflächen) und Bodendruck in hPa (weiße Linien) am 03.11.2010 (COSMO-EU). Der rote Punkt markiert die Position des Bodentiefs.

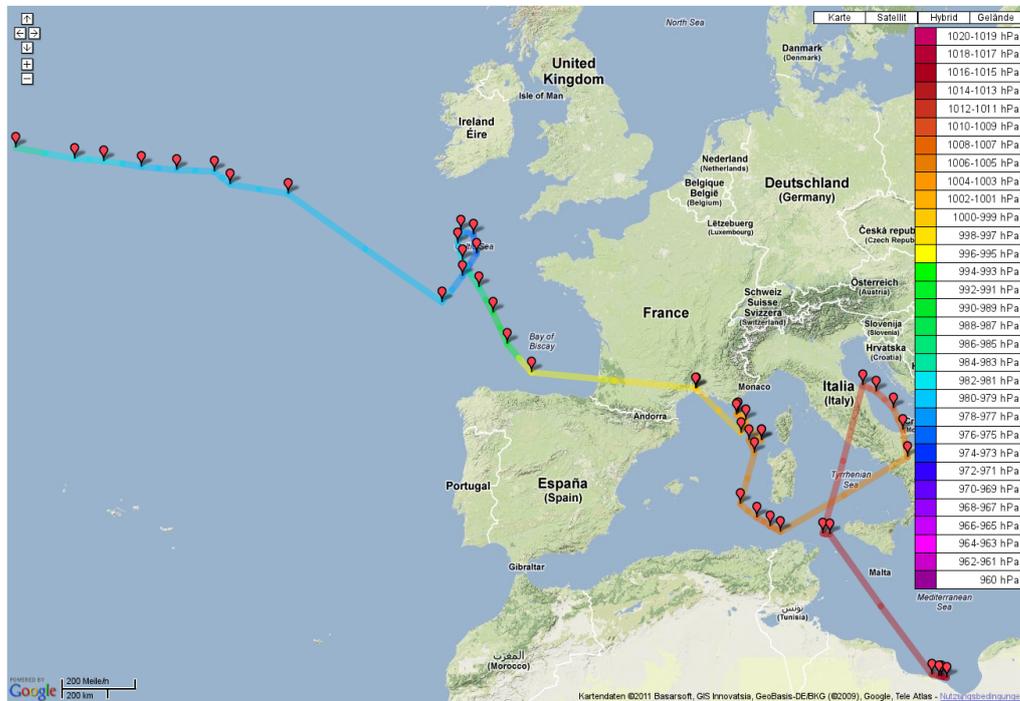


Abb. 4.43: Zugbahn „Xanthippe“ (COSMO-EU). Die Markierungen dokumentieren in 3-Stunden-Abständen die Position des Bodentiefzentrums. Die erste Markierung über dem mittleren Nordatlantik stellt den Zeitpunkt 29.10.2010, 12 UTC dar. Die unterschiedlichen Farben stehen für den jeweiligen Kerndruck.

der Britischen Inseln erkennen. Zu diesen zwei Rotationszentren korrespondierten die beiden in Abbildung 4.52 eingezeichneten Kurzwellentröge. Am 31.10., 00 UTC überdeckte die zu „Xanthippe“ gehörende Bewölkung nahezu ganz Westeuropa und reichte vom Seegebiet westlich der Britischen Inseln bis in den Norden Algeriens und Tunesiens. Mit der Ausbildung des zweiten Teiltiefs über der Costa Brava und dem Löwengolf sowie der Auflösung des ersten Teiltiefs über der Biskaya verschob sich die kompakte Bewölkung weitere 12 beziehungsweise 24 Stunden später zum westlichen und zentralen Mittelmeerraum, im Nordteil ging die zunächst noch vorhandene zyklonale Rotation mehr und mehr verloren. Dies stand in Einklang mit der räumlichen Verteilung der synoptisch-skaligen Hebungsantriebe, insbesondere der positiven Vorticityadvektion (Abschnitt 4.2.3). Die mittelhohen und hohen Wolkenfelder verlagerten sich über Mitteleuropa hinweg nordwärts nach Südsandinavien und lösten sich später auf; auf der Vorderseite eines sich von Westen annähernden Rückens wurde dort großräumiges Absinken wirksam. Die auf der Rückseite des Tiefdrucksystems im Bereich des Höhentroges über dem Ostatlantik nach Süden vorstoßende Kaltluft bildet sich durch nicht sonderlich hoch reichende Quellwolken ab, teilweise massive Kaltluftadvektion sorgte in diesem Bereich für eine Stabilisierung der Schichtung.

Im Laufe des 01. und des 02.11. organisierte sich „Xanthippe“ über dem Mittelmeer neu. Vor allem im unmittelbaren Umfeld des zweiten Teiltiefs intensivierte sich die zyklonale Rotation im Bereich Korsika/Sardinien. Zu dieser Zeit herrschte in einer 3°-Umgebung vom Bodentiefzentrum recht große Divergenz in 300 hPa vor (Abb. 4.57, links). Auffallend hoch reichende Bewölkung zeigt am 02.11. um 12 UTC über Italien eine Randtiefentwicklung an. Vom 03.11. an zerfiel die Struktur zu einem unorganisierten Gesamtbild, in dem zahlreiche Wolkenarten vertreten waren. „Xanthippe“ war zu dieser Zeit in Abschwächung und Auflösung begriffen, und entsprechend erinnert die Anordnung auch kaum mehr an die klassische Struktur eines Tiefdruckgebietes. Im weiteren Verlauf bis zum 05.11. konzentrierte sich die – teilweise neu entstandene und hoch reichende – Bewölkung auf Tunesien und den Golf von Gabès.

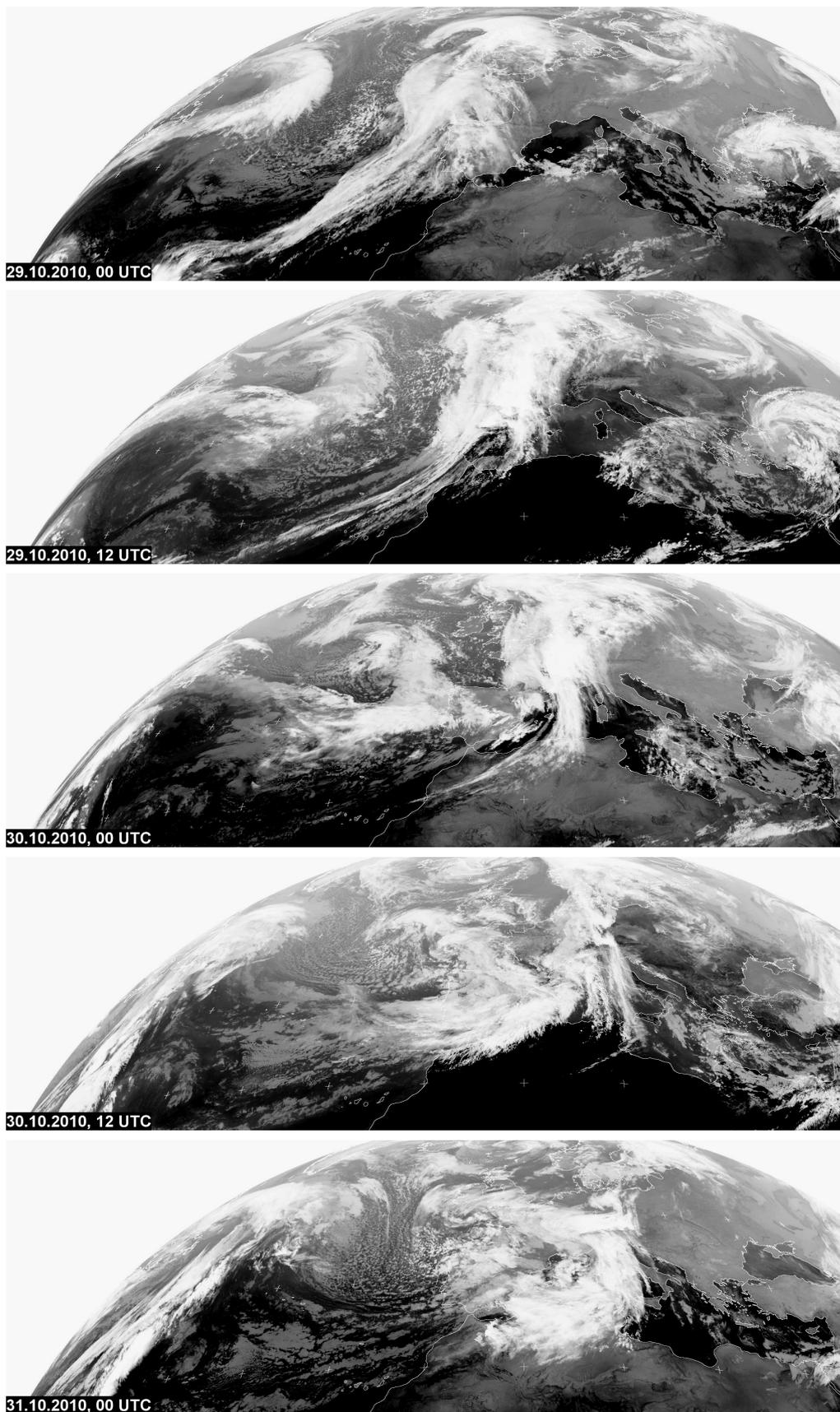


Abb. 4.44: Satellitenbilder (Infrarot-Kanal) vom 29. bis 31.10.2010. Quelle: <http://www.sat.dundee.ac.uk>.

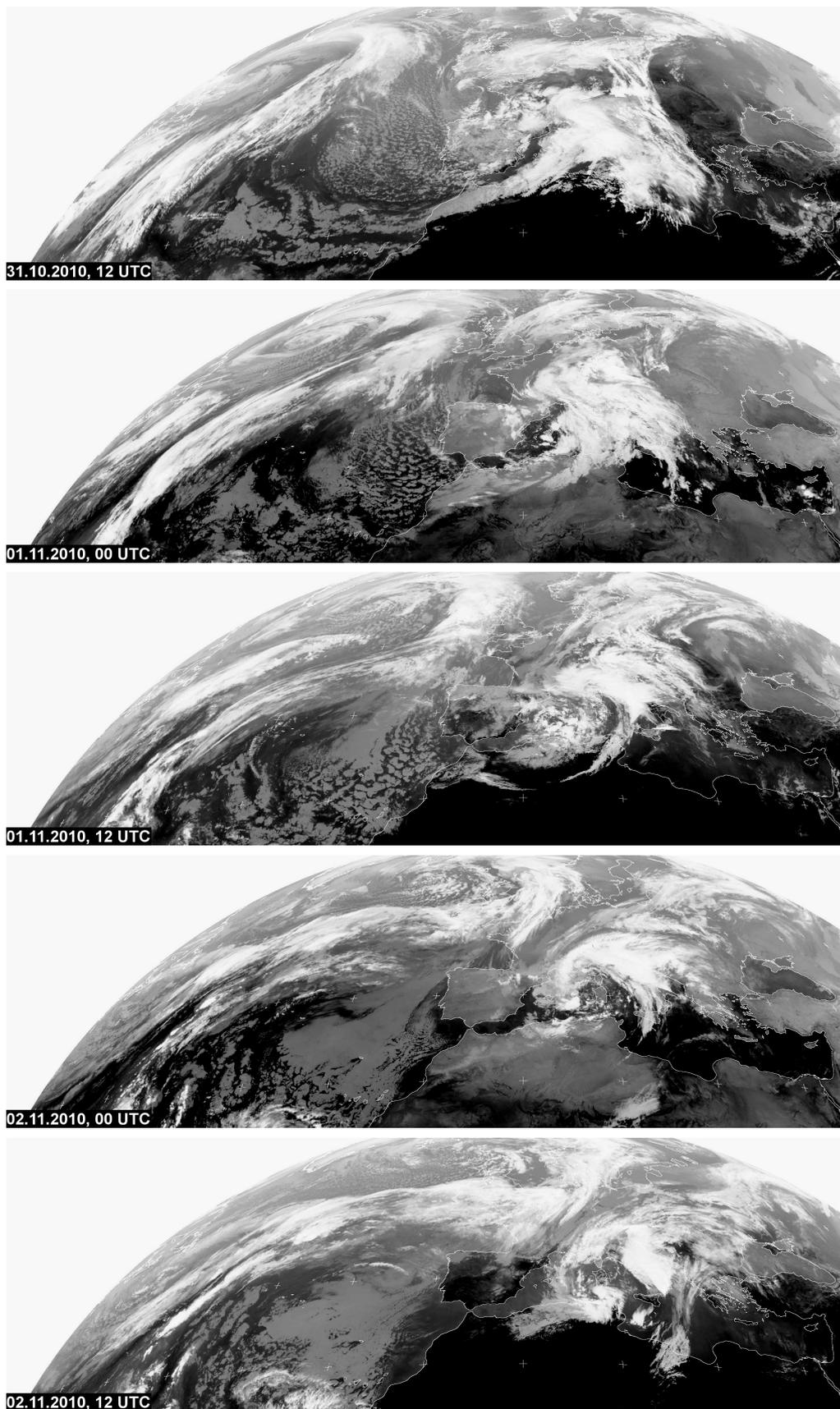


Abb. 4.45: Satellitenbilder (Infrarot-Kanal) vom 31.10. bis 02.11.2010. Quelle: <http://www.sat.dundee.ac.uk>.

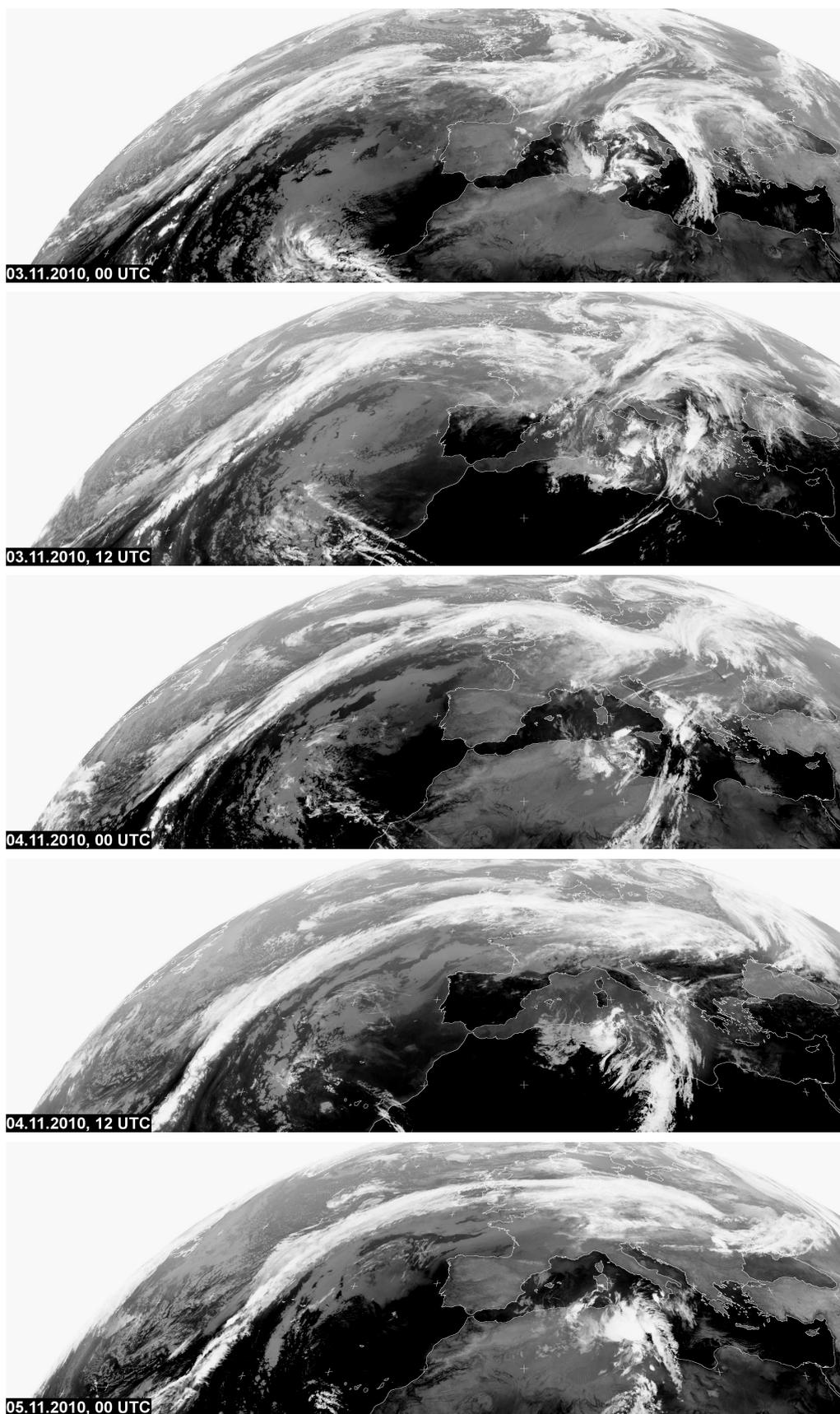


Abb. 4.46: Satellitenbilder (Infrarot-Kanal) vom 03. bis 05.11.2010. Quelle: <http://www.sat.dundee.ac.uk>.

4.2.2 Messwerte und Analysen

In Verbindung mit dem Frontensystem von Tief „Xanthippe“ kamen am Vormittag des 30.10. zunächst im Westen Spaniens verbreitet Niederschläge auf (Abb. 4.47). Die stündlichen Niederschlagsmengen bewegten sich mit Passage der Warmfront an einer Vielzahl von Stationen im unteren einstelligen $l\ m^{-2}$ -Bereich. Mit Vilagarcía de Arousa, einer mittelgroßen galicischen Stadt etwa 45 km südlich von Santiago de Compostela, meldete um 10 UTC erstmals eine Station eine stündliche Niederschlagsmenge über $5\ l\ m^{-2}$ ($25,6\ l\ m^{-2}$). Etwa zu dieser Zeit zog die Kaltfront des Tiefs über die dortige Region hinweg, was eine solch große Niederschlagsmenge begründet. Am Nachmittag breiteten sich die Niederschläge über weite Teile Spaniens aus, wiederholt traten dabei an einzelnen Stationen auch kräftigere Regenfälle auf, vor allem in der Provinz Badajoz (z. B. Olivenza $21,0\ l\ m^{-2}$ bis 16 UTC). Bis zum späten Abend kamen die Niederschläge bis in den Süden Spaniens voran, speziell in den autonomen Gemeinschaften Extremadura, Kastilien-La Mancha und Andalusien fiel ergiebiger Regen. In Cárdenas-Santa Elena beispielsweise summierten sich innerhalb von 24 Stunden $76,4\ l\ m^{-2}$. Anhaltend und teilweise kräftig regnete es auch in Galicien, wo bis zum Tagesende örtlich noch höhere Summen zustande kamen (z. B. A Lama $87,8\ l\ m^{-2}$). Ebenfalls starke Regenfälle wurden im Süden Frankreichs beobachtet (z. B. Montpellier $124,5\ l\ m^{-2}$ innerhalb von 24 Stunden bis zum 31., 06 UTC); diese ereigneten sich jedoch im Umfeld eines „Xanthippe“ vorgelagerten Frontenzuges und können nicht unmittelbar mit dem Tief in Verbindung gebracht werden.

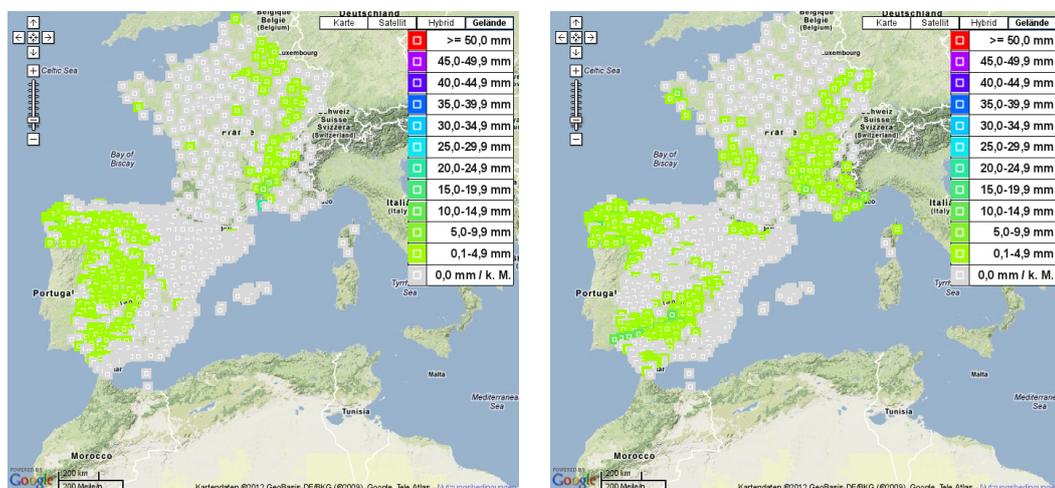


Abb. 4.47: 1-stündige Niederschlagsmengen am 30.10.2010 bis 09 UTC (links) und 15 UTC (rechts) an französischen und spanischen Messstationen.

In der Nacht zum 31.10. regnete es im Süden und in den zentralen Teilen Spaniens weiterhin kräftig. Vielfach wurden stündliche Niederschlagsmengen um $5\ l\ m^{-2}$ beobachtet, örtlich auch deutlich mehr (z. B. Salobreña/Granada $21,0\ l\ m^{-2}$ bis 04 UTC). In der darauffolgenden Stunde bis 05 UTC fielen an dieser Station nochmals $20,8\ l\ m^{-2}$, innerhalb von zwei Stunden kamen also $41,8\ l\ m^{-2}$ zusammen. Ebenfalls bis 05 UTC meldete das nur etwa 20 km östlich von Salobreña gelegene Castell de Ferro eine Niederschlagsmenge von $58,2\ l\ m^{-2}$ binnen 60 Minuten. Im Laufe des Vormittags ließen die Niederschläge im Süden nach, dagegen setzten in Galicien, auf Mallorca und Menorca sowie an der Côte d’Azur vermehrt kräftige Regenfälle ein. Es Mercadal auf

Menorca meldete zwischen 08 UTC und 09 UTC $23,2 \text{ l m}^{-2}$, Nizza drei Stunden später $15,9 \text{ l m}^{-2}$. Am Nachmittag kristallisierten sich zwei Niederschlagsschwerpunkte heraus. Zum einen regnete es in der gesamten Osthälfte Frankreichs, vor allem jedoch im Südosten (Côte d'Azur) anhaltend und teilweise kräftig; andererseits dehnten sich die Niederschläge im Norden Spaniens von Galicien bis nach Asturien und Kantabrien und zu den Pyrenäen hin aus. Erneut in Nizza wurde – bezogen auf Spanien und Frankreich – bis 13 UTC mit $25,7 \text{ l m}^{-2}$ die größte 1-stündige Niederschlagsmenge im Zeitraum zwischen 12 UTC und 18 UTC registriert (Abb. 4.48). Am Abend schwächte sich das Niederschlagsgebiet in seinem Nordteil über Ostfrankreich ab, zwischen Rhône-Alpes und Franche-Comté gab es weitere Niederschläge mit Stundensummen von teilweise über 5 l m^{-2} (z. B. Saint-Auban $10,5 \text{ l m}^{-2}$ bis 20 UTC). Entsprechend finden sich im 24-stündigen Zeitraum zwischen dem 31.10., 06 UTC und dem 01.11., 06 UTC einige südfranzösischen Stationen an der Spitze der Liste mit den größten Tagesniederschlagsmengen, Nizza beispielsweise kam auf $99,3 \text{ l m}^{-2}$. Das ist fast die gesamte Menge, die dort im klimatologischen Mittel der Jahre 1961 bis 1990 in einem gesamten Oktobermonat fällt (108 l m^{-2}). In Spanien wurde die höchste 24-Stunden-Summe, gemessen zwischen 00 UTC und 24 UTC, in Camuño (Asturien) mit $83,0 \text{ l m}^{-2}$ notiert. Die ersten, mit „Xanthippe“ in Verbindung stehenden Starkregenfälle konnten an diesem Tag auch in Italien beobachtet werden: Die Station am Flughafen Punta Raisi in Palermo (Sizilien) übermittelte eine 24-stündige Niederschlagsmenge von $134,1 \text{ l m}^{-2}$ bis zum 01.11, 06 UTC, im Norden wurden am Flughafen Mailand-Malpensa im selben Zeitraum $102,1 \text{ l m}^{-2}$ registriert. Während Mailand-Malpensa die im langjährigen Mittel für den Monat Oktober übliche Gesamtmenge knapp verfehlte (95% des Solls), überbot Palermo-Punta-Raisi seinen klimatologischen Mittelwert für Oktober von 98 l m^{-2} deutlich (137%).

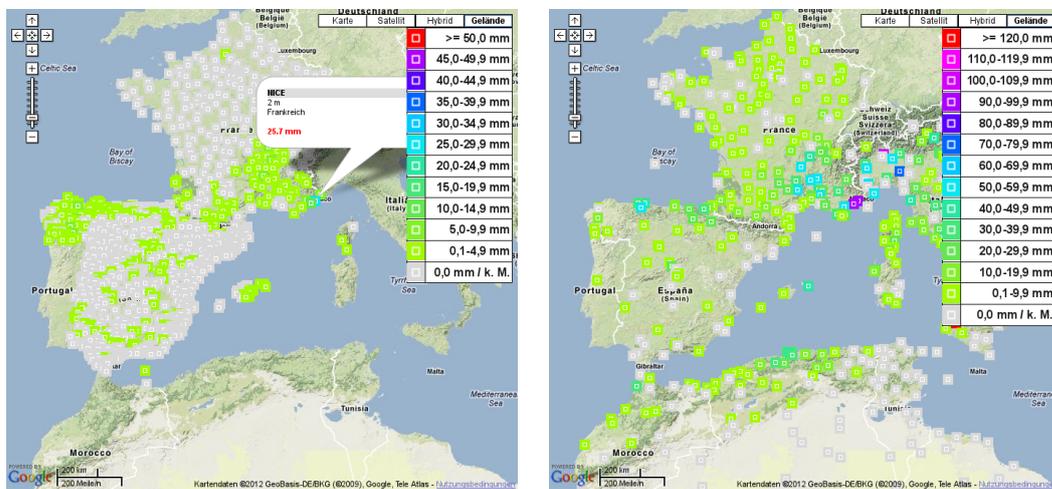


Abb. 4.48: 1-stündige Niederschlagsmengen am 31.10.2010 bis 13 UTC an französischen und spanischen Messtationen (links) und 24-stündige Niederschlagsmengen bis 01.11.2010, 06 UTC in Westeuropa und im westlichen Mittelmeerraum (rechts).

Im Norden Spaniens hielten die Niederschläge auch in der Nacht zum 01.11. an. Besonders im Kantabrischen Gebirge meldeten etliche Stationen wiederholt stündliche Niederschlagsmengen bis 5 l m^{-2} , mitunter auch deutlich mehr (z. B. Tresviso $20,6 \text{ l m}^{-2}$ bis 01 UTC). Leichte bis mäßige Regenfälle mit Niederschlagsmengen unter 4 l m^{-2} in einer Stunde gingen über einem lang gezogenen Bereich von den Pyrenäen bis nach Ostfrankreich nieder (Abb. 4.49). Am Vormittag konzentrierten sich die Niederschläge auf einen recht schmalen Bereich zwischen Gali-

cien und den Pyrenäen, auch am östlichen Löwengolf und an der Côte d'Azur regnete es zeitweise noch intensiver. Die stärksten Niederschläge traten dabei weiterhin im Bereich des Kantabrischen Gebirges auf (z. B. Mieres-Bañía $13,2 \text{ l m}^{-2}$ in einer Stunde bis 08 UTC). Am Nachmittag und Abend schwächten sich die Niederschläge generell allmählich ab. Über 24 Stunden aufsummiert konnten wiederum im Norden Spaniens an einigen Stationen Niederschlagsmengen von zum Teil deutlich mehr als 50 l m^{-2} gemessen werden. Zwischen 00 UTC und 24 UTC verbuchte Cuevas De Felechosa $81,6 \text{ l m}^{-2}$, Tresviso $74,4 \text{ l m}^{-2}$. An der Côte d'Azur und im Nordwesten Italiens blieben die bis zum 02.11., 06 UTC registrierten Summen meist hinter denen des vorangegangenen 24-Stunden-Zeitraumes zurück, dennoch konnten zum Beispiel in Piacenza $68,8 \text{ l m}^{-2}$ verzeichnet werden. Mehr Regen fiel im Nordosten (Aviano/USAF $116,3 \text{ l m}^{-2}$), ähnlich viel in der Mitte und im Süden (z. B. Neapel-Capodichino/Flgh. $57,4 \text{ l m}^{-2}$).

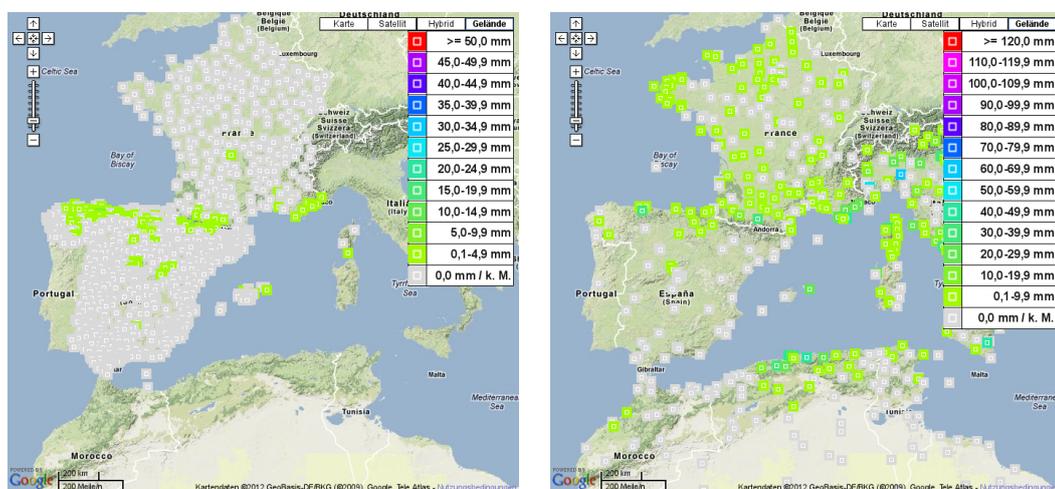


Abb. 4.49: 1-stündige Niederschlagsmengen am 01.11.2010 bis 12 UTC an französischen und spanischen Messstationen (links) und 24-stündige Niederschlagsmengen bis 02.11.2010, 06 UTC in Westeuropa und im westlichen Mittelmeerraum (rechts).

Am 02.11. blieb es in Spanien weitgehend trocken; im Süden Frankreichs fiel noch etwas Regen, der jedoch nicht mehr Tiefdruckgebiet „Xanthippe“ zugeordnet werden konnte. Kräftigere Niederschläge traten dagegen hauptsächlich in der Mitte Italiens (z. B. Rom-Fiumicino/Flgh. $43,7 \text{ l m}^{-2}$ in 24 Stunden bis zum 03.11., 06 UTC) sowie an der algerischen Küste auf. Dort wurde in der Hafenstadt Bejaia, etwa 200 km östlich der Hauptstadt Algier, eine Tagessumme von $78,0 \text{ l m}^{-2}$ registriert.

Am 03.11. wurden letzte kräftige Niederschläge in Verbindung mit „Xanthippe“ im Norden Algeriens und gebietsweise in Tunesien beobachtet. In der Universitätsstadt Guelma, etwa 600 km östlich von Algier gelegen, summierten sich bis zum 04.11., 06 UTC $56,9 \text{ l m}^{-2}$ binnen 24 Stunden.

Die VERA-Analysen lassen die Niederschlagsschwerpunkte erkennen, einzelne Spitzenwerte werden jedoch nicht aufgelöst (Abschnitt 3.1.3). Entsprechend gibt die Analyse der 6-stündigen Niederschlagsmenge in der Nacht zum 31.10. ein großflächiges Gebiet über dem zentralen und südlichen Teil Spaniens wieder, mit maximalen Werten zwischen 10 l m^{-2} und 20 l m^{-2} östlich von Gibraltar. Für den Zeitraum zwischen 06 UTC und 12 UTC lässt sich ein kreisförmiges Ge-

biet mit Niederschlagsmengen zwischen 20 l m^{-2} und 50 l m^{-2} über dem westlichen Mittelmeerraum erkennen, das die östlichen Bereiche der Balearen überdeckt (Abb. 4.50). Dies stimmt mit der Beobachtung an der Station Es Mercadal überein. Im Zeitraum zwischen 12 UTC und 18 UTC bilden sich die wesentlichen Niederschlagsgebiete im Norden Spaniens, im Osten Frankreichs sowie im Grenzbereich zwischen Frankreich und Italien ab. Im Umfeld der Seealpen fielen demnach verbreitet zwischen 20 l m^{-2} und 50 l m^{-2} ; dieselbe Menge kam 6 Stunden später noch einmal in einem ähnlich großen Gebiet etwas weiter östlich in der Poebene sowie im darauffolgenden 6-stündigen Zeitraum bis zum 01.11., 06 UTC im Großraum Mailand zustande. Aufsummiert spiegelte sich die an diesem Tag gemessene 24-Stunden-Summe von $102,1 \text{ l m}^{-2}$ am Flughafen Mailand-Malpensa recht gut wider. Am 01.11. tagsüber verschob sich die Niederschlagsaktivität nahezu vollständig in den westlichen und zentralen Mittelmeerraum. In einem gebogenen Bereich tritt diese auf den Karten zwischen den Balearen und Korsika/Sardinien, über dem Ligurischen Meer und Norditalien sowie über dem Tyrrhenischen Meer beziehungsweise Mittelitalien zu Tage. In letzterer Region wurden zwischen 12 UTC und 18 UTC sogar Niederschlagsmengen zwischen 50 l m^{-2} und 100 l m^{-2} analysiert. Am 02.11. konnten zwischen 06 UTC und 12 UTC in einem großen Gebiet über dem zentralen Mittelmeer, den Südosten Italiens eingeschlossen, Niederschlagsmengen zwischen 20 l m^{-2} und 50 l m^{-2} festgestellt werden. Zwischen 12 UTC und 18 UTC hatte sich dieses unter Verkleinerung zur südlichen Adria und zur Dalmatinischen Küste verlagert. 6-stündige Niederschlagsmengen in der Größenordnung von 20 l m^{-2} gab es zudem im Norden Algeriens. Im Laufe des 03.11. ging die Niederschlagsaktivität im Mittelmeerraum allgemein zurück.

Auf der Vorderseite von „Xanthippe“ und einem weiteren Tief („Wanda“) über dem Nordmeer stellte sich zum 30. und 31.10. eine kräftige Südwestströmung über Westeuropa und dem westlichen Mittelmeerraum ein. In der Bretagne (z. B. Ouessant 108 km h^{-1}) sowie auf den Gipfeln der Westalpen und der Cevennen wurden Orkan- und orkanartige Böen gemessen. An beziehungsweise vor der französischen Mittelmeerküste meldeten das Cap Béar 96 km h^{-1} und die Île du Levant 89 km h^{-1} . Am 31.10. konnten mehrere Stationen im westlichen Mittelmeerraum Sturmböen verzeichnen, in höheren und exponierten Lagen traten schwere Sturmböen auf. Auf Ibiza wurde ebenso eine Spitzenböe von 76 km h^{-1} gemessen wie in Palma de Mallorca, auf dem Monte Calamita in der Toskana waren es in 397 m Höhe 94 km h^{-1} . Am 01.11. traten im Umfeld von „Xanthippe“ an den Mittelmeerküsten Spaniens, Frankreichs und Italiens Sturm-, mancherorts auch schwere Sturmböen (z. B. Palermo / Punta Raisi 92 km h^{-1}) auf. Am Cap Béar wurden ab dem frühen Nachmittag stürmische Mittelwinde gemessen; in der Stunde zwischen 15 UTC und 16 UTC sogar ein Mittelwind in Sturmstärke (76 km h^{-1}). Während die mittleren Windgeschwindigkeiten in den westlichen und zentralen Teilen Spaniens im Tagesverlauf abnahmen, blieben sie nach Osten hin mit teilweise bis 70 km h^{-1} bis zum Abend hoch. Am 02.11. wehte der Wind in der Umgebung von Perpignan an mehreren Stationen in Böen in schwerer Sturm- bis Orkanstärke. Der Spitzenwert wurde mit 135 km h^{-1} wiederum am Cap Béar erreicht, in Perpignan selbst wurden 100 km h^{-1} gemessen. Orange am Ausgang des Rhonetales kam auf 95 km h^{-1} . Später ließ der Wind in der gesamten Region des westlichen Mittelmeerraumes nach, mittlere Windgeschwindigkeiten über 40 km h^{-1} wurden am Abend selbst an der spanischen und französischen Mittelmeerküste kaum mehr beobachtet. Am 03. und 04.11. brachte „Xanthippe“ kaum noch nennenswerte Windgeschwindigkeiten hervor. Lediglich in Bonifati in der süditalienischen Region Kalabrien konnte am 04.11. nochmals eine Spitzenböe von 94 km h^{-1} registriert werden.

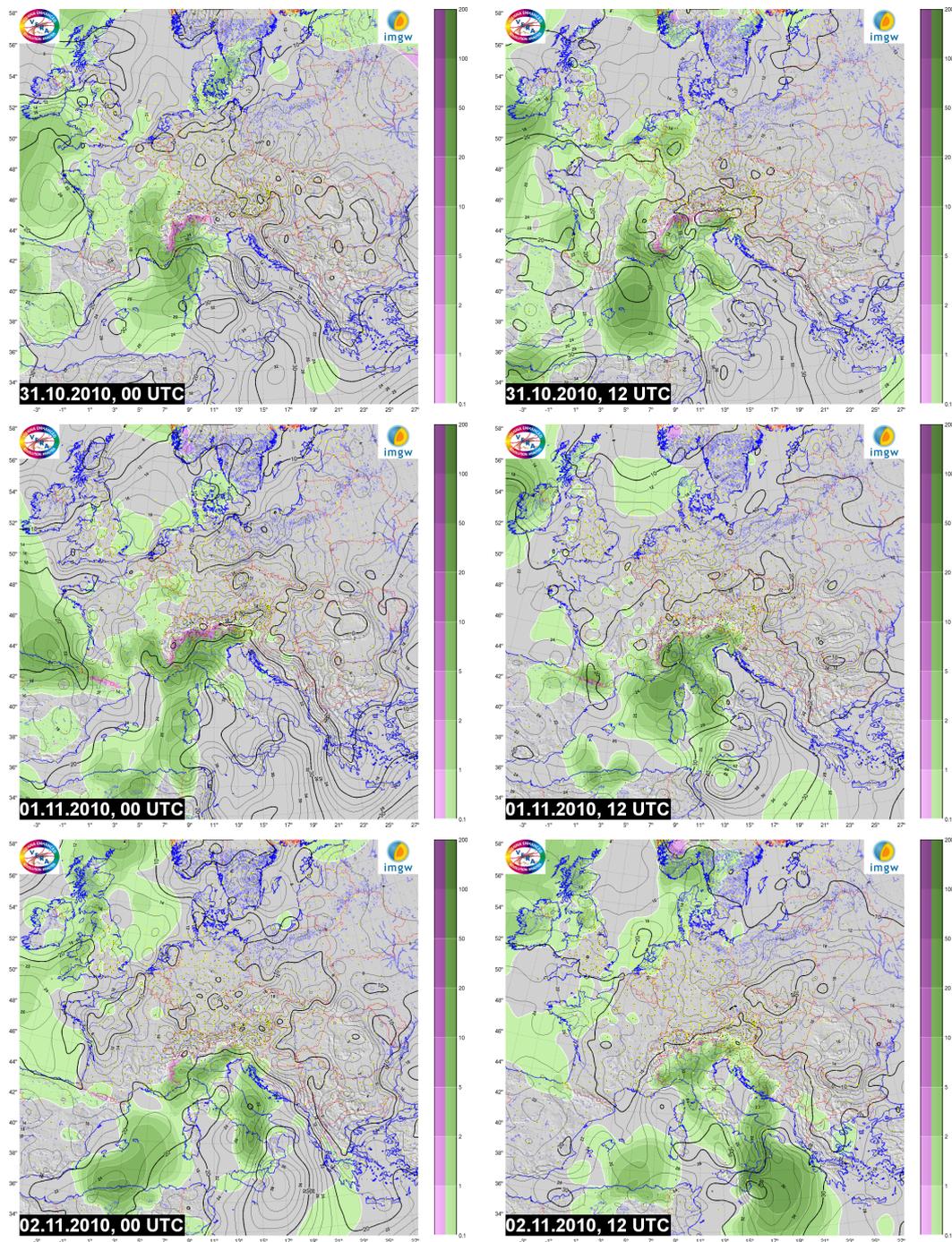


Abb. 4.50: 6-stündige Niederschlagsmengen in Zentraleuropa nach VERA (<http://www.univie.ac.at/amk/vera>), jeweils bis zum angegebenen Termin. Regen: grün, Schnee: violett. Isolinien: potenzielle Schneefallgrenze in 10^2 m.

4.2.3 Diskussion der synoptisch-skaligen Antriebe

Ähnlich wie bei „Klaus“ bestimmten auch bei „Xanthippe“ synoptisch-skalige Antriebe die Genese und Entwicklung des Tiefs vor allem an den ersten Tagen des in dieser Diplomarbeit betrachteten Zeitraumes. Zu dieser Zeit überquerte die Zyklone den Nordatlantik und wies klare Strukturen hinsichtlich der begleitenden Dynamik und der Ausprägung der Frontensysteme auf. Eine Einteilung in verschiedene Stadien wie bei „Klaus“ gelingt ob des bereits frühen okkludierten Zustandes des Tiefs hier nur bedingt, soll aber dennoch versucht werden. Erschwert wird eine solche Einteilung zusätzlich durch die wiederholte Bildung von Teil- und Randtiefs, die im Verlauf jeweils die Rolle des primären Tiefzentrums übernahmen.

Frühes Stadium (28./29. Oktober 2010)

„Xanthippe“ entstand am späten Nachmittag des 28. Oktober 2010 (UTC) selbst als Teiltief eines wesentlich umfangreicheren Tiefdruckkomplexes über dem nordamerikanischen Kontinent und wies lediglich am Anfang seiner Entwicklung einen weit geöffneten Warmsektor ohne ausgebildete Okklusion auf. Nach den Bodenanalysen des DWD setzte der Okklusionsprozess allerdings noch am späten Abend des 28.10. (UTC) im Bereich der Labrador-Halbinsel ein. Insofern kann per definitionem bereits nicht mehr von einem Wellen- oder Jugendstadium gesprochen werden, weshalb die Bezeichnung „frühes Stadium“ an dieser Stelle nicht mit der entsprechenden Überschrift bei Tief „Klaus“ gleichzusetzen ist. Bereits zu Beginn des 29.10. machte der Okklusionsprozess deutliche Fortschritte, erkennbar an dem zunehmend schmaler werdenden Band hoher äquivalentpotenzieller Temperatur in 850 hPa (Abb. 4.51). Dennoch konnte sich das Tief, im Einflussbereich eines kurzweiligen Höhentrog mit kräftiger positiver Vorticityadvektion auf seiner Vorderseite gelegen, etwas intensivieren. Bis zum Nachmittag wurden in einer 3° -Umgebung vom Bodentiefzentrum vergleichsweise große Werte der positiven Schichtdickenadvektion 500/1 000 hPa bis $0,5 \text{ K h}^{-1}$ um 15 UTC verzeichnet, sie gingen danach vorübergehend deutlich zurück. Bis zum Morgen des 30.10. wirkten in der Umgebung des Bodentiefzentrums nur noch schwache synoptisch-skalige Hebungsantriebe, entsprechend blieb der Kerndruck nahezu unverändert bei Werten um 980 hPa.

Reifestadium und Neubildungen (30. Oktober bis 2. November 2010)

Eine erste Teiltiefentwicklung respektive eine Neuformation des Tiefkerns setzte in der ersten Hälfte des 30.10. über der westlichen Keltischen See ein. Sie fand im Bereich eines großräumigen Gebietes positiver Schichtdicken- beziehungsweise Warmluftadvektion statt, zwischen 12 UTC und 18 UTC wurden in einer 3° -Umgebung vom Tiefzentrum maximale Werte bis $0,4 \text{ K h}^{-1}$ analysiert. Der zu dem ursprünglichen Tiefzentrum korrespondierende kurzweilige Höhentrog (in Abb. 4.52 als „1“ bezeichnet) überlief dieses, kann aber im weiteren Verlauf räumlich mit der Entstehung des ersten Teiltiefs in Verbindung gebracht werden. Gleichwohl spielte die mit ihm verknüpfte positive Vorticity beziehungsweise deren Advektion auf seiner

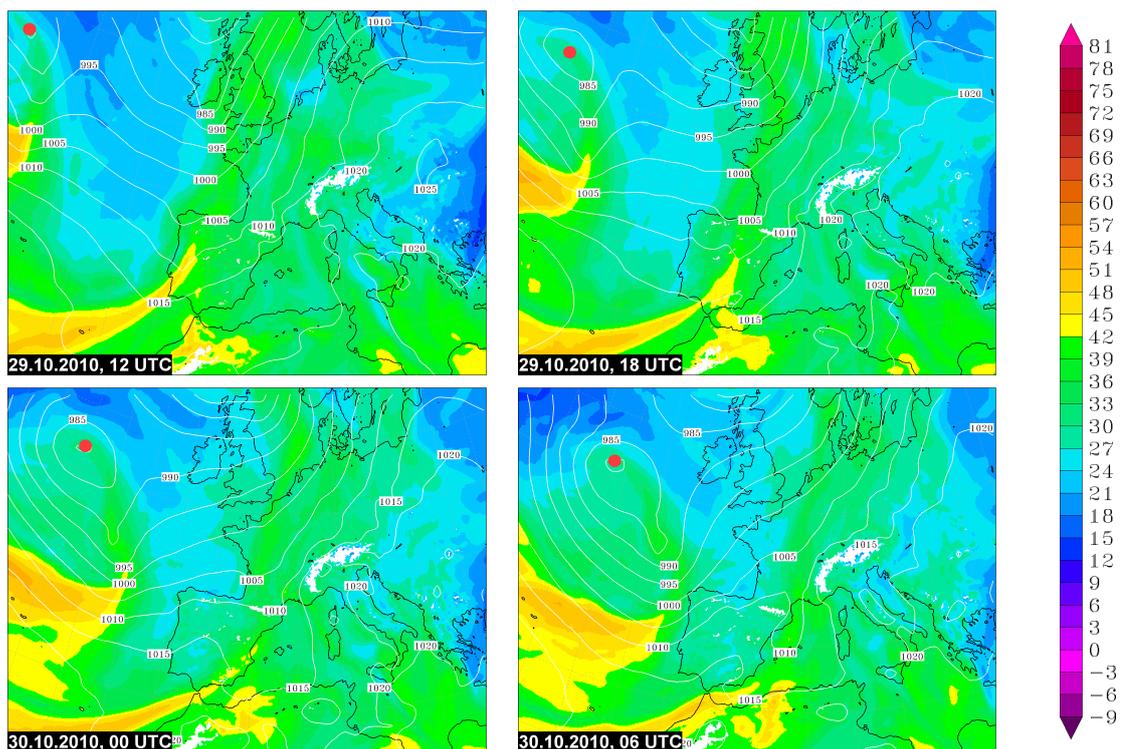


Abb. 4.51: Äquivalentpotenzielle Temperatur in 850 hPa in °C (Farbflächen) und Bodendruck in hPa (weiße Linien) am 29. und 30.10.2010 (COSMO-EU). Weiß ausgelassen sind die Gebiete mit einer Höhe gleich oder höher als 850 hPa. Der rote Punkt markiert die Position des Bodentiefs.

Vorderseite hierbei eine untergeordnete Rolle, in 300 hPa erreichten die maximalen Werte lediglich $0,18 \text{ h}^{-2}$ um 06 UTC. Entscheidend für die Entwicklung im Bereich des Okklusionspunktes könnte ein kleinräumiges Gebiet mit großer horizontaler Divergenz in 300 hPa gewesen sein, das um 06 UTC, also 6 Stunden bevor das Teiltief zum neuen Tiefzentrum mutierte, genau über das Entstehungsgebiet hinwegzog. Der numerische Wert betrug $7,1 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ in einer Umgebung von 3° vom neuen Tiefzentrum.

Parallel dazu lief von Nordwesten her ein weiterer Kurzwellentrog (in Abb. 4.52 als „2“ bezeichnet) südostwärts ab, der durch mit ihm verbundene massive Kaltluftadvektion das gesamte Trogsystem nach Süden Richtung Iberische Halbinsel ausweitete und die Umwandlung zu einem Langwellentrog vollzog. Das Bodentief kam unter dessen Zentrum zum Liegen. Im weiteren Verlauf bis zum Mittag des 31.10. traten in der Umgebung des Bodentiefzentrums keine nennenswerten synoptisch-skaligen Hebungsantriebe auf. Der tiefste Kerndruck war am Abend des 30.10. erreicht, in der Folge füllte sich das Tief allmählich auf. Ab 21 UTC lagen die 3-stündigen Drucktendenzen bis auf Weiteres im positiven Bereich.

Eine zweite Neubildung nahm am Nachmittag des 31.10. über dem Südosten Frankreichs ihren Anfang. Ähnlich wie bei „Klaus“ (Abschnitt 4.1.3) spielte hierbei sehr wahrscheinlich die Orographie eine wichtige Rolle. Zwischen 09 UTC und 15 UTC konnten zwischen dem Nordrand der Pyrenäen und den südlichen Ausläufern des Zentralmassivs in der unteren Troposphäre erhöhte Windgeschwindigkeiten um 30 kt (56 km h^{-1}) in 925 hPa beobachtet werden, die auf einen

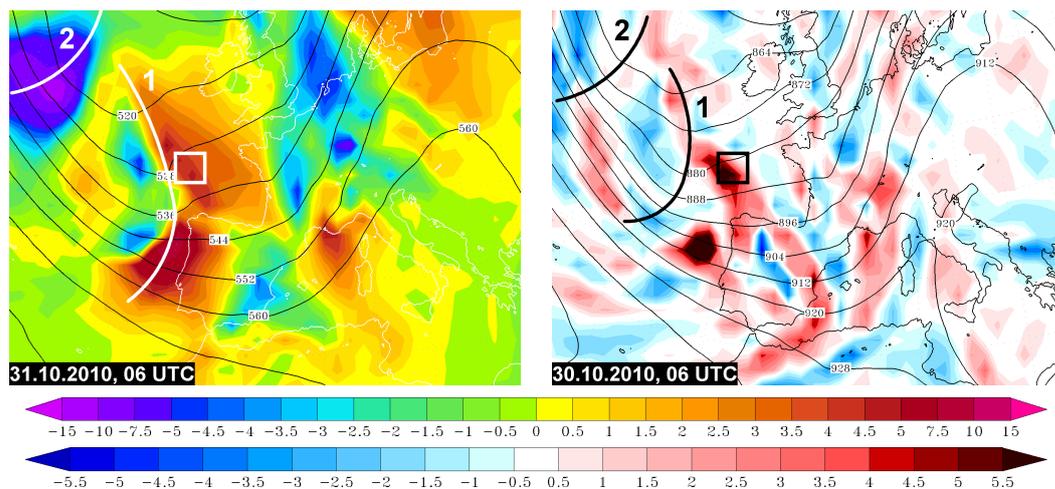


Abb. 4.52: Schichtdickenadvektion 500/1 000 hPa in $0,1 \text{ K}^{-1}$ (Farbflächen) und 500-hPa-Geopotenzial in gpm (schwarze Linien) (links) sowie horizontale Divergenz in 10^{-5} s^{-1} (Farbflächen) und Geopotenzial in gpm in 300 hPa (schwarze Linien) (rechts) am 30.10.2010, 06 UTC (COSMO-EU). Das weiße beziehungsweise schwarze Rechteck markiert den Bereich, in dem 6 Stunden später das Zentrum des ersten Teiltiefs liegt; die eingezeichneten Linien deuten die Lage der im Text diskutierten Trogachsen an.

Kanalisationseffekt zwischen den beiden Gebirgen schließen lassen (Abb. 4.53). Am östlichen Rand dieses kleinräumigen Gebietes erhöhter Windgeschwindigkeiten trat gegen 12 UTC im Südosten Frankreichs ein Windsprung von südöstlichen bis südlichen auf zunächst südwest- und später nordwestliche Richtungen auf. Dieser stand in Verbindung mit der Passage der Okklusion, die sich um die Mittagszeit vom Tiefzentrum vor der Bretagne in einem Bogen über den Süden der British Inseln, die Mitte Frankreichs und das westliche Mittelmeer nach Nordafrika und von dort aus nach Westen zu den Azoren erstreckte. Ebenso wie nördlich der Pyrenäen sorgte die Okklusion auch auf deren Südseite für eine Drehung des Windes von südlichen auf westliche Richtungen. Unterstützend könnte hierbei die Orografie des Ebrotales gewirkt haben, dessen Exposition ähnlich wie auf der Nordseite der Pyrenäen westliche Strömungskomponenten begünstigt. Infolge der Umströmung der Küste deuten die Analysekarten ab etwa 09 UTC im Bereich der Costa Brava eine zyklonale Rotation an. Etwa 3 Stunden später bildete sich dort das Teiltief aus.

Wie bei Tief „Klaus“ (Abschnitt 4.1.3) werden die Messwerte der Stationen Leucate, Perpignan, Cap Béar und Girona vom 31. Oktober 2010 auf Hinweise für mögliche Umströmungs- und/oder Leeeffekte untersucht, die bei der Entstehung des Teiltiefs beteiligt gewesen sein könnten. An allen vier Stationen lagen die Temperaturen meist zwischen $+15 \text{ °C}$ und $+20 \text{ °C}$, den größten Tagesgang verzeichnete die am südlichsten gelegene Station Girona mit einem maximalen Stundenwert von $+20,8 \text{ °C}$ um 13 UTC. Bis zur Entstehung des Teiltiefs gegen 12 UTC deuten die Daten an keiner der vier Stationen auf ausgeprägte Lee- beziehungsweise Föhneffekte hin (Abb. 4.54). Auch die spezifische Feuchte in 925 hPa nahm zwischen 00 UTC und 12 UTC sogar noch leicht zu (Abb. 4.55). Erst am späten Abend stieg die Temperatur in Perpignan nach einer vorherigen Abkühlung auf $+9,8 \text{ °C}$ innerhalb einer Stunde um $5,1 \text{ K}$ auf $+14,9 \text{ °C}$ an. Damit einher ging ein sprunghafter Rückgang der relativen Feuchte von $89,2\%$ auf $56,0\%$, was in einem möglichen Lee- oder Föhneffekt von den Pyrenäen begründet liegen könnte. In abgeschwächter

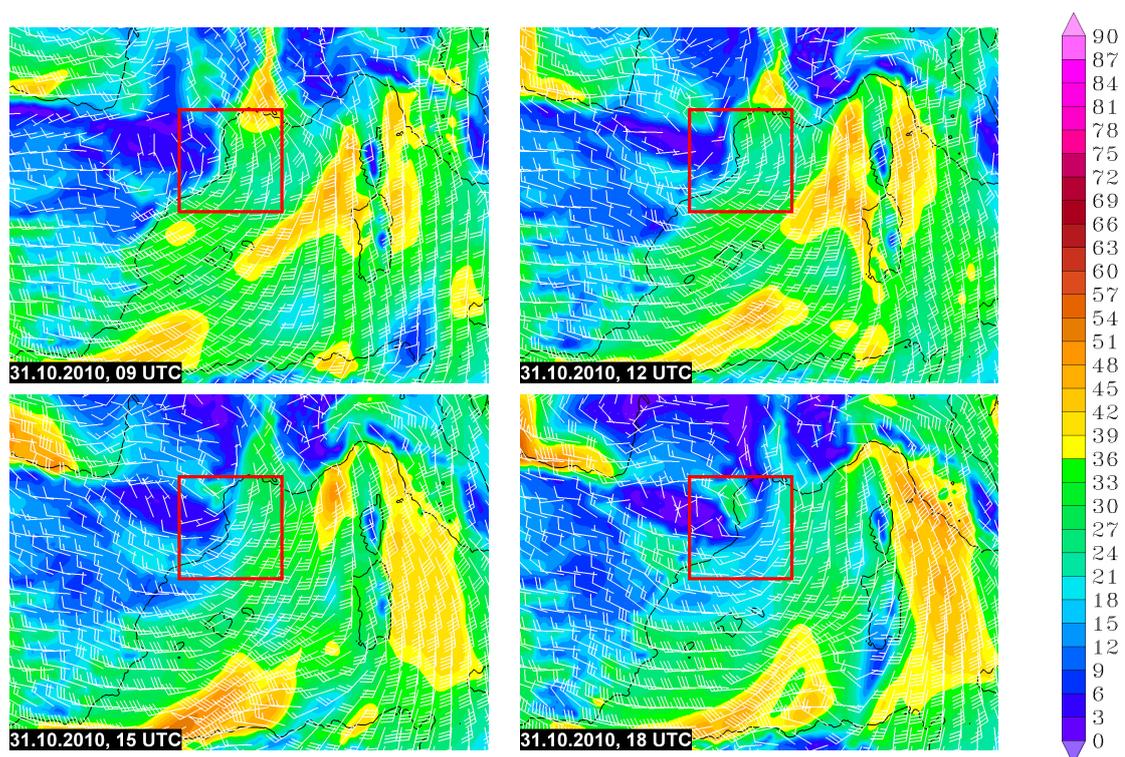


Abb. 4.53: 925-hPa-Wind in kt (Farbflächen und Fieder) am 31.10.2010 (COSMO-EU). Im Bereich der Costa Brava wird orografisch bedingt eine zyklonale Rotation initiiert (rot umrandet).

Form konnte ein Anstieg der Temperatur und ein damit verbundener Rückgang der relativen Feuchte an der etwa 25 km nordöstlich von Perpignan gelegenen Station Leucate beobachtet werden. Inwiefern dieser mögliche Leeeffekt einen Beitrag zur Entwicklung des Teiltiefs lieferte, das mit seinem Zentrum zu dieser Zeit bereits in der Gegend um Montpellier lag, erscheint fraglich. Vielmehr kommt in diesem Fall eine initialisierende zyklonale Rotation und damit eine Produktion positiver Vorticity in den unteren Schichten durch die Umströmung der Costa Brava in Betracht.

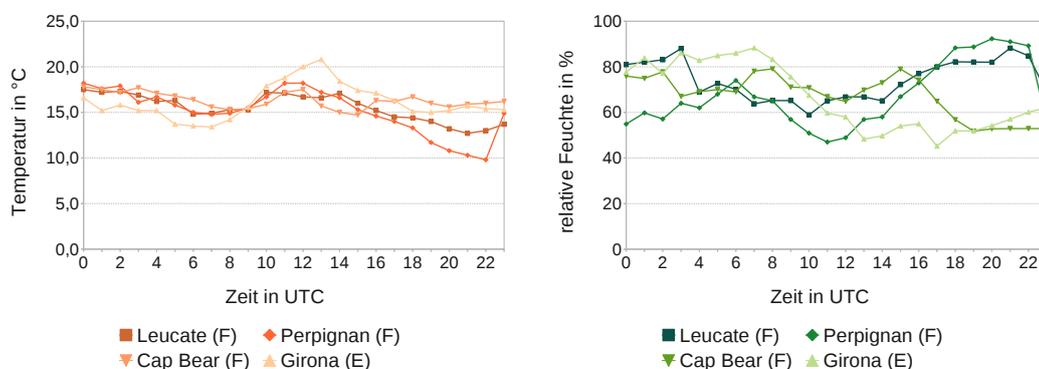


Abb. 4.54: Verlauf von Temperatur (links) und relativer Feuchte (rechts) am 31.10.2010 an vier Stationen an der westlichen Mittelmeerküste.

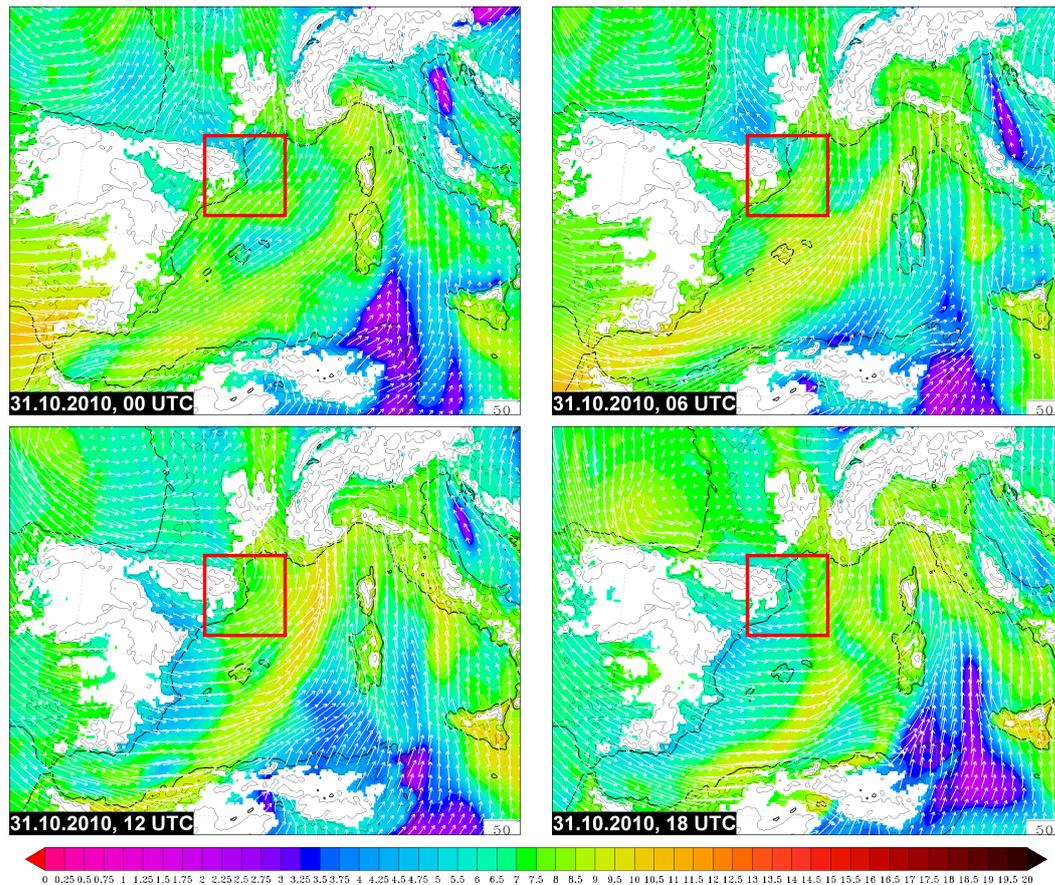


Abb. 4.55: Spezifische Feuchte (Farbflächen) in g kg^{-1} und horizontaler Windvektor in kt in 925 hPa am 31.10.2010 (COSMO-EU). Weiß ausgelassen sind die Gebiete mit einer Höhe gleich oder höher als 925 hPa. Die dünnen schwarzen Linien stellen die Orografie mit Höhen von 100 m, 500 m, 1 000 m, 2 000 m und 3 000 m über Normalnull dar. Im Bereich der Costa Brava nimmt die spezifische Feuchte zunächst noch etwas zu und erst zum Abend hin sichtbar ab (rot umrandet).

Das sich entwickelnde Teiltief wurde durch zunehmende positive Vorticityadvektion auf der Vorderseite des immer mehr als langwelliges Gebilde in Erscheinung tretenden Höhentrog gestützt. Am 01.11. um 03 UTC erreichte die positive Vorticityadvektion in einer Umgebung von 3° vom Tiefzentrum $0,34 \text{ h}^{-2}$ und damit einen so hohen Wert wie zu keinem anderen Zeitpunkt während der gesamten Entwicklungsphase von „Xanthippe“ (Abb. 4.56). Zum Zeitpunkt der maximalen positiven Schichtdickenadvektion in der Umgebung des Tiefzentrums am 31.10. um 15 UTC wurde der tiefste Luftdruck noch vor der spanischen Biskayaküste analysiert und dieses dementsprechend dort positioniert. Für die deutlich östlich davon abgesetzte Neuentwicklung des Bodentiefkerns hatte dieses kleinräumige Gebiet mit Warmluftadvektion, das auf der Rückseite in den Trog hineinlief, keine Bedeutung.

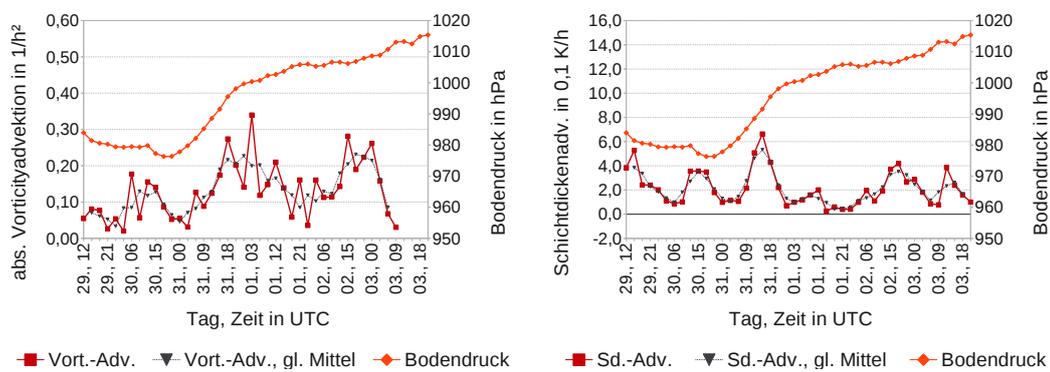


Abb. 4.56: Verlauf der maximalen absoluten Vorticityadvektion in 300 hPa sowie der maximalen Schichtdickenadvektion 500/1 000 hPa jeweils in einer 3° -Umgebung vom Zentrum von Tief „Xanthippe“ (rot) samt gleitendem Mittel über je drei Termine (grau) und Verlauf des Kerndrucks (orange) vom 29.10. bis 03.11.2010.

Zum 01.11. wurde der zweite Tiefkern vor der nordspanischen Küste rasch abgebaut (Abb. 4.43). Dies zeigen unter anderem die 3-stündigen Drucktendenzen im Zentrum des Tiefkerns; am 31.10. zwischen 15 UTC und 18 UTC stieg der Luftdruck um $4,0 \text{ hPa}$ an. Eine solch große Druckänderung konnte zuvor im gesamten betrachteten Zeitraum davor und danach nicht mehr beobachtet werden – weder in positiver noch in negativer Richtung (Abb. 4.57). Das neue, dritte Zentrum von „Xanthippe“ etablierte sich wenige Stunden später westlich von Korsika und verweilte dort bis zum 02.11., 00 UTC. Die Antriebe für großräumige Hebungsprozesse blieben in den 18 Stunden bis zu diesem Zeitpunkt schwach. Die positive Vorticityadvektion in 300 hPa in einer 3° -Umgebung vom Bodentiefzentrum bewegte sich zwischen $0,06 \text{ h}^{-2}$ und $0,21 \text{ h}^{-2}$, die Schichtdickenadvektion belief sich auf maximal $0,2 \text{ K h}^{-1}$. Einzig die horizontale Divergenz in der oberen Troposphäre (300 hPa) erreichte mit bis zu $8,1 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ recht hohe Werte. Diese konnten an der Ost- und Nordflanke des Langwellentrog, der zuvor über der Mitte Frankreichs einem Abschnürungsvorgang unterlegen war und gut erkennbar in 500 hPa die Gestalt eines ausgeprägten Höhentiefs angenommen hatte, beobachtet werden. Das Zentrum des tiefen Luftdrucks verschob sich zum 02.11. westlich an Sardinien vorbei Richtung algerische Küste. Dabei bildete sich ein kleinräumiger Tiefkern aus, gleichzeitig stieg der Kerndruck insgesamt jedoch weiter an. Lediglich zwischen 00 UTC und 03 UTC konnte nochmalig eine schwach negative 3-stündige Drucktendenz verzeichnet werden.

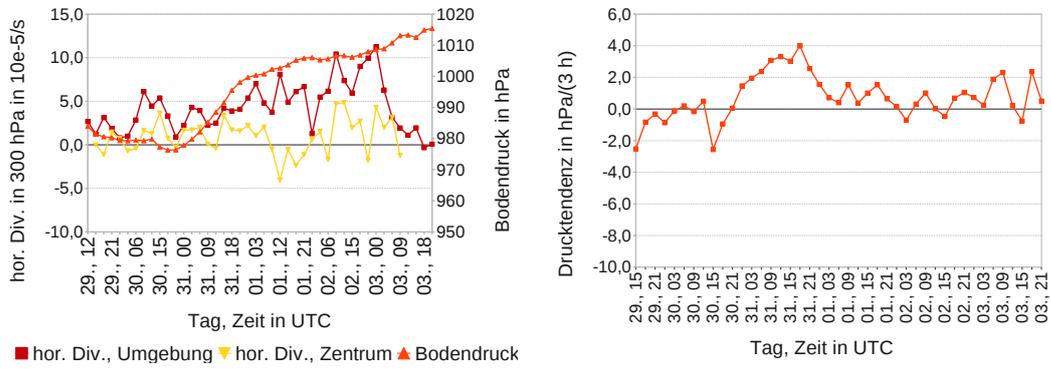


Abb. 4.57: Verlauf der maximalen horizontalen Divergenz in der Umgebung von 3° (rot) und unmittelbar (gelb) über dem Bodentiefzentrum von „Xanthippe“ in 300 hPa und des Kerndrucks (orange) (links) sowie der 3-stündigen Drucktendenz im Zentrum des Bodentiefs (rechts), jeweils vom 29.10. bis 03.11.2010.

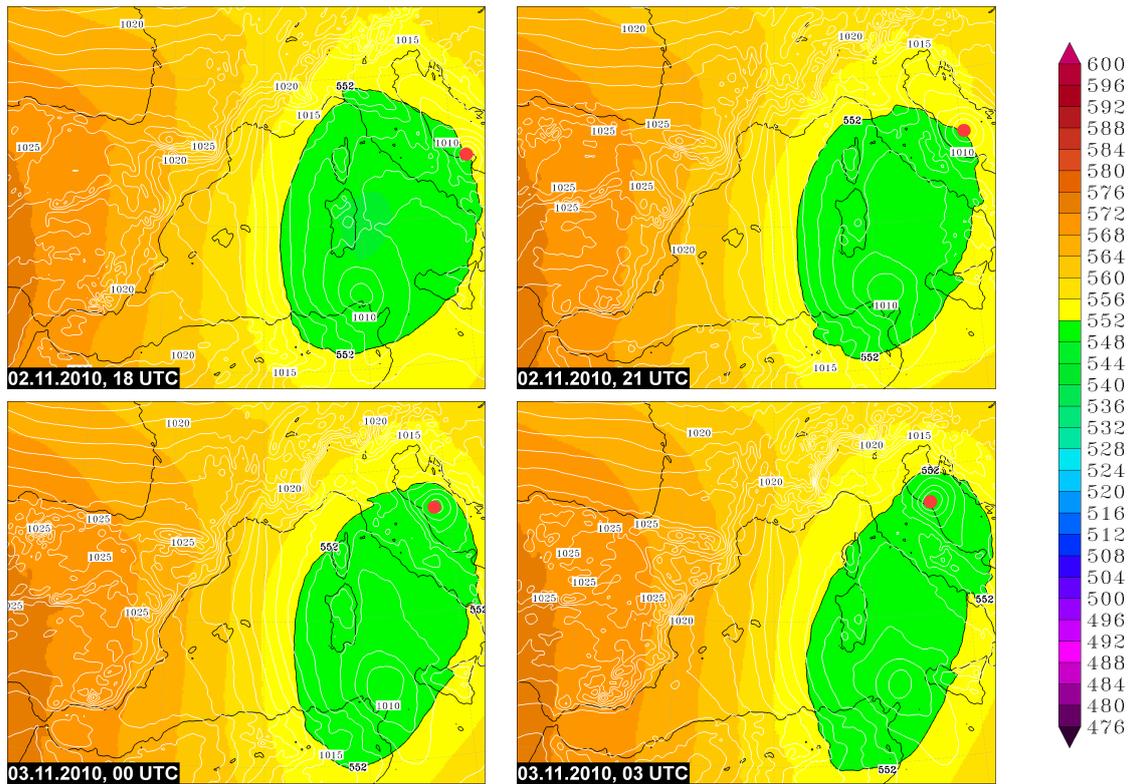


Abb. 4.58: 500-hPa-Geopotenzial in gpm (Farbflächen) und Bodendruck in hPa (weiße Linien) am 02. und 03.11.2010 (COSMO-EU). Der rote Punkt markiert die Position des Bodentiefs.

Eine vierte Teil-, in diesem Fall eher Randtiefentwicklung setzte am Nachmittag des 02.11. über Süditalien ein. Bis zum Vormittag des 03.11. zog das Tiefzentrum entlang der italienischen Adriaküste nach Nordwesten und schwächte sich dann vor der Provinz Ancona wieder ab. Im Gegensatz zu den vorangegangenen Teiltiefentwicklungen blieb das ursprüngliche Tiefzentrum in diesem Fall erkennbar erhalten und bewegte sich entlang der nordtunesischen Küste auf Sizilien zu (Abb. 4.58). Der Luftdruck im Zentrum des Randtiefs lag nur wenige hPa tiefer als im bis dahin als solcher identifizierten Tiefkern. Die Neuentwicklung wurde im Wesentlichen gestützt durch ein Gebiet positiver Schichtdicken- beziehungsweise Warmluftadvektion, das sich in der Nacht zum 02.11. südöstlich von Sizilien formierte und im Verlauf unter Abschwächung auf der Ostseite des Höhentiefs, dem Bodentiefkern vorgelagert, nach Norden respektive Nordwesten über die Adria hinwegzog. Entsprechend konnte am 02.11. um 18 UTC in einer 3°-Umgebung vom Bodentiefzentrum ein Wert von $0,4 \text{ K h}^{-1}$ analysiert werden, was im zeitlichen Verlauf dieser Größe ein lokales Maximum darstellt. Ein solches nahm auch die positive Vorticityadvektion in 300 hPa um 15 UTC mit einem Wert von $0,28 \text{ h}^{-2}$ an. Die horizontale Divergenz in diesem Höhenniveau erreichte gar den höchsten Wert im gesamten hier betrachteten Zeitraum mit $11,3 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ am 03.11. um 00 UTC. Denkbar ist auch – ähnlich wie zuvor bei den Pyrenäen – ein begünstigender Einfluss der Orografie, in diesem Fall des Apennin. Eine südöstliche bis südliche Anströmung würde im Entstehungsgebiet des Randtiefs eine Leezyklogese ermöglichen.

Auflösungsstadium (3./4. November 2010)

Mit schwächer werdenden großräumigen Hebungsantrieben und dem Verschwinden der horizontalen Divergenz in der oberen Troposphäre löste sich das Bodentief am Morgen des 03.11. rasch auf. Von 06 UTC an lag der Luftdruck im Zentrum der vorangegangenen dritten Neuentwicklung wieder tiefer als in dem Kern über der nördlichen Adria, so dass ab diesem Zeitpunkt wiederum ebendieses als neues/altes Zentrum von „Xanthippe“ analysiert wurde. Die maximale positive Vorticityadvektion in 300 hPa in der 3°-Umgebung des Bodentiefzentrums ging deutlich zurück und lag am 03.11. um 09 UTC nur noch wenig über dem neutralen Wert von 0 h^{-2} . Dagegen wies die Schichtdickenadvektion zwischen 500 hPa und 1 000 hPa um 12 UTC nochmals ein Maximum mit bis zu $0,4 \text{ K h}^{-1}$ auf, wofür ein an der Ostflanke von Boden- und Höhentief von der Großen Syrte aus nordwärts gesteuertes Gebiet warmer Luft verantwortlich zeichnete. Die horizontale Divergenz ging sowohl in der oberen (300 hPa) als auch in der unteren (850 hPa) Troposphäre auf kleine Werte zurück. Infolge kaum mehr vorhandener großräumiger Hebungsantriebe sowie geringer werdender Temperaturgegensätze schwächten sich Höhen- und Bodentief ab und lösten sich zum 04.11. schließlich auf.

4.2.4 Analyse der Struktur des Tiefs mit Hilfe von Trajektorien

Wie schon für das Tiefdruckgebiet „Klaus“ wurden auch für „Xanthippe“ Vorwärtstrajektorien auf Basis der COSMO-EU-Analysen berechnet. Die jeweilige Startregion der Trajektorienberechnung wurde meist auf eine mehr oder weniger große Umgebung um das Bodentiefzentrum, definiert über den Gitterpunkt mit dem niedrigsten Luftdruck im Umfeld des Tiefs, fest-

gelegt. Nach oben hin wird die Startregion durch die 2 000-m-Isohypse begrenzt. Nähere Angaben zu den einzelnen Darstellungen finden sich an den entsprechenden Stellen.

Übersicht

Vier verschiedene zyklonale Rotationszentren lassen sich im Trajektorienbild im Laufe der Entwicklung von Tief „Xanthippe“ zwischen dem 30. Oktober 2010, 00 UTC und dem 3. November 2010, 06 UTC erkennen (Abb. 4.59). Dargestellt sind über einen Zeitraum von jeweils 48 Stunden berechnete Vorwärtstrajektorien, die zwischen den genannten Daten alle 6 Stunden in einer 3°-Umgebung vom Bodentiefzentrum initialisiert wurden und im Berechnungszeitraum einen Anstieg aufwiesen. Für die letzten sechs Startzeitpunkte wurden die Trajektorien über einen Zeitraum von 42, 36, 30, 24, 18 und 12 Stunden in die Zukunft gerechnet. Aufgrund der Vielzahl der Trajektorien ist – wie schon in der analogen Darstellung für Tief „Klaus“ (Abb. 4.21) – nur jede 200. Trajektorie eingezeichnet. Die zyklonalen Rotationszentren lassen die jeweilige Position des Bodentiefzentrums erkennen und deuten gleichzeitig an, dass „Xanthippe“ nicht ein einziges, in sich geschlossenes Tiefdruckgebiet war, sondern als Tiefdrucksystem mit mehreren Teil- und Randtiefentwicklungen in Erscheinung trat. Die westlich des 20. westlichen Längengrades ansetzenden Trajektorien beschreiben die Strömungsverhältnisse im Umfeld des Tiefzentrums zu Beginn des Reifestadiums (Abschnitt 4.2.3). Zu dieser Zeit handelte es sich bei „Xanthippe“ noch um ein nordatlantisches Tief im Bereich einer gut ausgebildeten Frontalzone mit recht großen Windgeschwindigkeiten vor allem in der mittleren und oberen Troposphäre. Südlich des Tiefzentrums konnten beispielsweise in 500 hPa mittlere Windgeschwindigkeiten bis 110 kt (204 km h^{-1}) analysiert werden; entsprechend wurden die in der Nähe des Bodentiefzentrums gestarteten Luftpartikel innerhalb von 48 Stunden im Mittel um 2 684 km in horizontale Richtung verlagert (Tab. 4.4). Wenngleich diese Werte bei „Klaus“ über dem östlichen Nordatlantik etwa eineinhalb mal höher lagen, bewegen sie sich doch in einem ähnlichen Größenordnungsbereich und auch das Erscheinungsbild mit den eng gebündelt und geradlinig verlaufenden Trajektorien während der ersten beiden 48-Stunden-Zeiträume ähnelt dem Verhalten der Bahnkurven bei „Klaus“ sehr.

Das zweite Rotationszentrum setzte zum Startzeitpunkt 30. Oktober 2010, 12 UTC an, als sich der tiefste Luftdruck im Bereich der ersten Teiltiefentwicklung zur Keltischen See verlagerte. Bemerkenswert ist die zu Beginn sehr starke zyklonale Krümmung der Trajektorien, die während der ersten Stunden eine 270°-Drehung vollführten und dann nach Südosten ausscherten. Das über drei Zeitpunkte berechnete gleitende Mittel der absoluten Vorticityadvektion in 300 hPa wies zu dieser Zeit in der 3°-Umgebung des Tiefzentrums mit bis zu $0,13 \text{ h}^{-2}$ entsprechend ein lokales Maximum auf. Im weiteren Verlauf bis zum Startzeitpunkt 31. Oktober 2010, 18 UTC nahmen die in der Umgebung des Tiefzentrums initialisierten Trajektorien einen jeweils ähnlichen Verlauf, wenngleich die zyklonale Rotation in den ersten Stunden nach der Initialisierung mit jedem weiteren Startzeitpunkt schwächer wurde und zum Startzeitpunkt 31. Oktober 2010, 18 UTC kaum noch vorhanden war. Innerhalb von 48 Stunden erreichten die auf die Horizontale projizierten Trajektorien mittlere Längen um 2 000 km, die mittlere spezifische Feuchte betrug zu den verschiedenen Startzeitpunkten jeweils um $8,0 \text{ g kg}^{-1}$.

Zum 1. November 2010 vollzog sich die zweite Teiltiefentwicklung; das Tiefzentrum verschob sich Richtung Löwengolf. Diesen Zeitpunkt und Ort markiert das dritte Rotationszentrum mit den Startzeitpunkten der Trajektorien zwischen dem 1. November 2010, 00 UTC und dem 2. November 2010, 12 UTC. In diesem Zeitraum wanderte das Tief westlich an Korsika und Sardinien vorbei vor die tunesische Küste. Die mittlere spezifische Feuchte jeweils zu Beginn eines 48-Stunden-Zeitraumes blieb während dieser Zeit unverändert hoch und schwankte zwischen $7,2 \text{ g kg}^{-1}$ und $8,1 \text{ g kg}^{-1}$. Als „Klaus“ über das nordwestliche Mittelmeer hinwegzog, lagen die Werte deutlich niedriger um $5,0 \text{ g kg}^{-1}$. Mit „Klaus“ gemein hatte „Xanthippe“ die an horizontaler Länge einbüßenden Trajektorien, innerhalb von 48 Stunden legten die Luftpartikel nur mehr eine horizontale Distanz zwischen 700 km und 800 km zurück. Dies war abnehmenden Höhenwinden in der Umgebung des Tiefzentrums geschuldet, in 500 hPa belief sich die mittlere Windgeschwindigkeit auf meist bereits unter 60 kt (111 km h^{-1}). Eine maximale zyklonale Rotation ist zum Startzeitpunkt 1. November 2010, 06 UTC zu erkennen, und entsprechend besitzt auch einige Stunden vor und nach diesem Zeitpunkt das gleitende Mittel der absoluten Vorticityadvektion in 300 hPa in der 3° -Umgebung vom Bodentiefzentrum ein lokales Maximum.

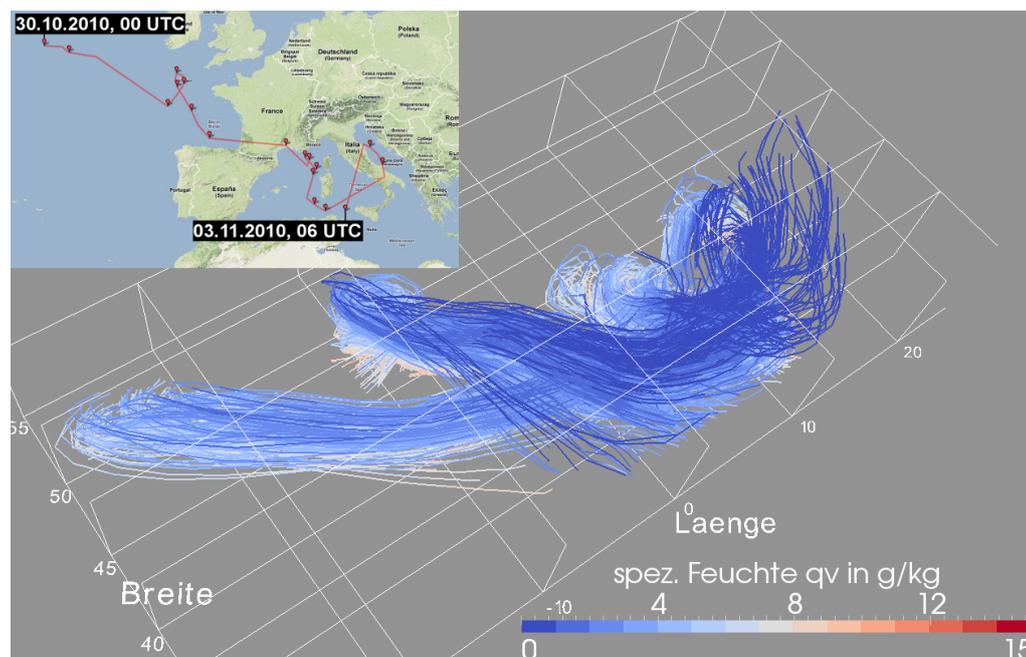


Abb. 4.59: Vorwärtstrajektorien, initialisiert alle 6 Stunden zwischen dem 30.10.2010, 00 UTC und dem 03.11.2010, 06 UTC. Die Berechnung erfolgte bis einschließlich dem Startzeitpunkt 01.11.2010, 18 UTC jeweils 48 Stunden in die Zukunft. Für die sechs letzten Startzeitpunkte wurden die Trajektorien 42, 36, 30, 24, 18 und 12 Stunden in die Zukunft gerechnet. Dargestellt ist jede 200. Trajektorie, die innerhalb des Berechnungszeitraumes einen Anstieg aufwies. Die Farben stellen die spezifische Feuchte entlang der Trajektorien in g kg^{-1} dar. Die Trajektorien wurden in einer 3° -Umgebung vom Bodentiefzentrum und zwischen 0 m und 2 000 m Höhe gestartet. Der Blick ist etwas erhöht von Südwesten auf das Strömungsregime gerichtet. Die geografische Referenz links oben zeigt den Start- und den Endzeitpunkt sowie die Position des Bodentiefs zum jeweiligen Termin und damit die Zentren der Startregionen.

Die Ausbildung eines letzten, separaten Rotationszentrums begann zum Startzeitpunkt 2. November 2010, 18 UTC und korrespondierte zu der Randtiefentwicklung über der Adria. Für diesen Startzeitpunkt wurde eine maximale mittlere spezifische Feuchte von $9,3 \text{ g kg}^{-1}$ analysiert,

Tab. 4.4: Mittlere spezifische Feuchte zum jeweiligen Startzeitpunkt und mittlere zurückgelegte horizontale Wegstrecke der zum jeweiligen Termin gestarteten Trajektorien über einen Zeitraum von 48 Stunden. Für die letzten sechs Termine, die nicht über 48 Stunden gerechnet wurden, ist die Wegstrecke nicht angegeben. Die einzelnen Abschnitte kennzeichnen die im Text angesprochenen Teiltiefentwicklungen. Das „0.“ Teiltief steht für das ursprüngliche Tiefzentrum von „Xanthippe“.

Teiltief Nr.	Tag, Zeit in UTC	spez. Feuchte q_v in g kg^{-1}	hor. Distanz in km
0	30.10.2010, 00	6,2	2 684
	30.10.2010, 06	6,3	2 651
I	30.10.2010, 12	7,4	1 480
	30.10.2010, 18	7,8	1 783
	31.10.2010, 00	7,9	2 045
	31.10.2010, 06	7,6	2 056
	31.10.2010, 12	7,5	1 931
	31.10.2010, 18	7,9	1 729
II	01.11.2010, 00	7,4	887
	01.11.2010, 06	8,1	742
	01.11.2010, 12	7,2	746
	01.11.2010, 18	7,2	781
	02.11.2010, 00	7,7	
	02.11.2010, 06	8,0	
	02.11.2010, 12	7,9	
III	02.11.2010, 18	9,3	
	03.11.2010, 00	8,5	
	03.11.2010, 06	8,4	

zu den späteren Startzeitpunkten ging sie wieder etwas zurück. Wie schon bei den vorhergehenden Rotationszentren kann auch in Zusammenhang mit der Ausbildung dieses Zentrums im gleitenden Mittel ein lokales Maximum der absoluten Vorticityadvektion konstatiert werden.

Die Teiltiefentwicklungen lassen sich auch an Hand der mittleren Steigungen der Luftpartikel über den gesamten berechneten Zeitraum sowie die Dauer bis zum Erreichen der maximalen mittleren Höhe und die aus beiden Größen berechneten Steigraten für die unterschiedlichen Startzeitpunkte nachvollziehen. Jeweils zum ersten oder zweiten Startzeitpunkt eines sich neu ausbildenden Rotationszentrums überwandern die Luftpartikel innerhalb von 48 Stunden (beziehungsweise 24 Stunden für den letzten Startzeitpunkt) im Mittel maximale Höhendifferenzen: 3 764 m zum Startzeitpunkt 30. Oktober 2010, 12 UTC, 3 734 m zum Startzeitpunkt 1. November 2010, 06 UTC (Abb. 4.60 und 4.62, jeweils linke Spalte) und 2 599 m zum Startzeitpunkt 2. November 2010, 18 UTC (nicht dargestellt). Bei den dazwischenliegenden Startzeitpunkten wurde meist nur eine vertikale Strecke zwischen 1 500 m und 2 500 m im Mittel binnen 48 Stun-

den zurückgelegt. Ähnlich wie bei „Klaus“ ergibt sich daraus eine durchschnittliche Steigrate von $0,02 \text{ m s}^{-1}$, und auch die maximalen mittleren Steigungen unterscheiden sich gegenüber „Klaus“ nur unwesentlich.

Bei den erreichten größten mittleren Höhen ergibt sich hinsichtlich der Absolutwerte ein ähnliches Bild. Einer maximalen mittleren Höhe von $4\,620 \text{ m}$ bei „Klaus“ steht eine maximale mittlere Höhe von $4\,503 \text{ m}$ bei „Xanthippe“ gegenüber. Diese mittlere Höhe wurde von den am 30. Oktober 2010 um 12 UTC gestarteten Luftpartikel erreicht, zu dem Startzeitpunkt also, an dem die erste Teiltiefentwicklung über der Keltischen See abgeschlossen war und zum neuen Tiefzentrum mutierte. Die mittlere Starthöhe betrug zu diesem Zeitpunkt 671 m , die zurückgelegte vertikale Strecke demnach $3\,832 \text{ m}$. Dies geschah innerhalb von 42 Stunden, woraus sich eine Steigrate von $0,03 \text{ m s}^{-1}$ errechnet (Abb. 4.60, 4.61 und 4.62, jeweils rechte Spalte). Während bei „Klaus“ die mittleren maximalen Höhen im Verlauf bis auf die Ausnahme der zum Zeitpunkt der Teiltiefentwicklung gestarteten Luftpartikel kontinuierlich abnahmen, kann ein solches Verhalten bei „Xanthippe“ nicht beobachtet werden. Vielmehr wurden, gerade zu den Zeitpunkten der Teiltiefentwicklungen, nach einem vorübergehend weniger starken Aufsteigen wieder größere mittlere Höhen und Steigraten erreicht. Die maximalen Steigraten bis $0,04 \text{ m s}^{-1}$ im Umfeld von „Klaus“ traten bei „Xanthippe“ jedoch nicht ganz auf; maximal betrugen diese $0,03 \text{ m s}^{-1}$ zum Startzeitpunkt 30. Oktober 2010, 12 UTC. Dies lag sowohl in der geringeren mittleren maximalen Höhe und in der geringeren mittleren maximalen Steigung als auch in der längeren Zeit, welche die Luftpartikel zum Aufsteigen benötigten, begründet.

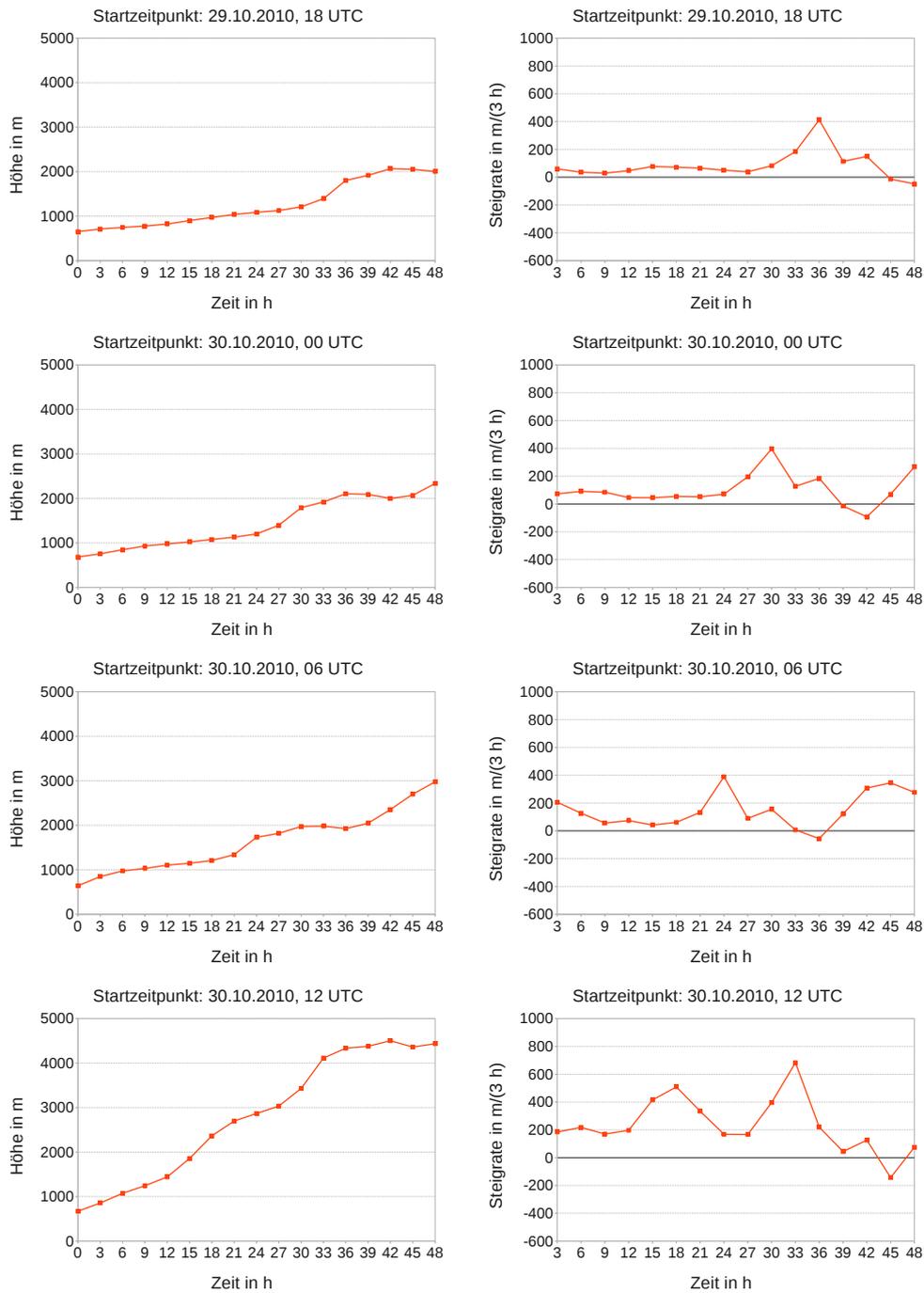


Abb. 4.60: Mittlere Höhen (linke Spalte) und mittlere Steigraten (rechte Spalte) der in einer 3° -Umgebung vom Bodentiefzentrum zum angegebenen Zeitpunkt gestarteten Luftpartikel.

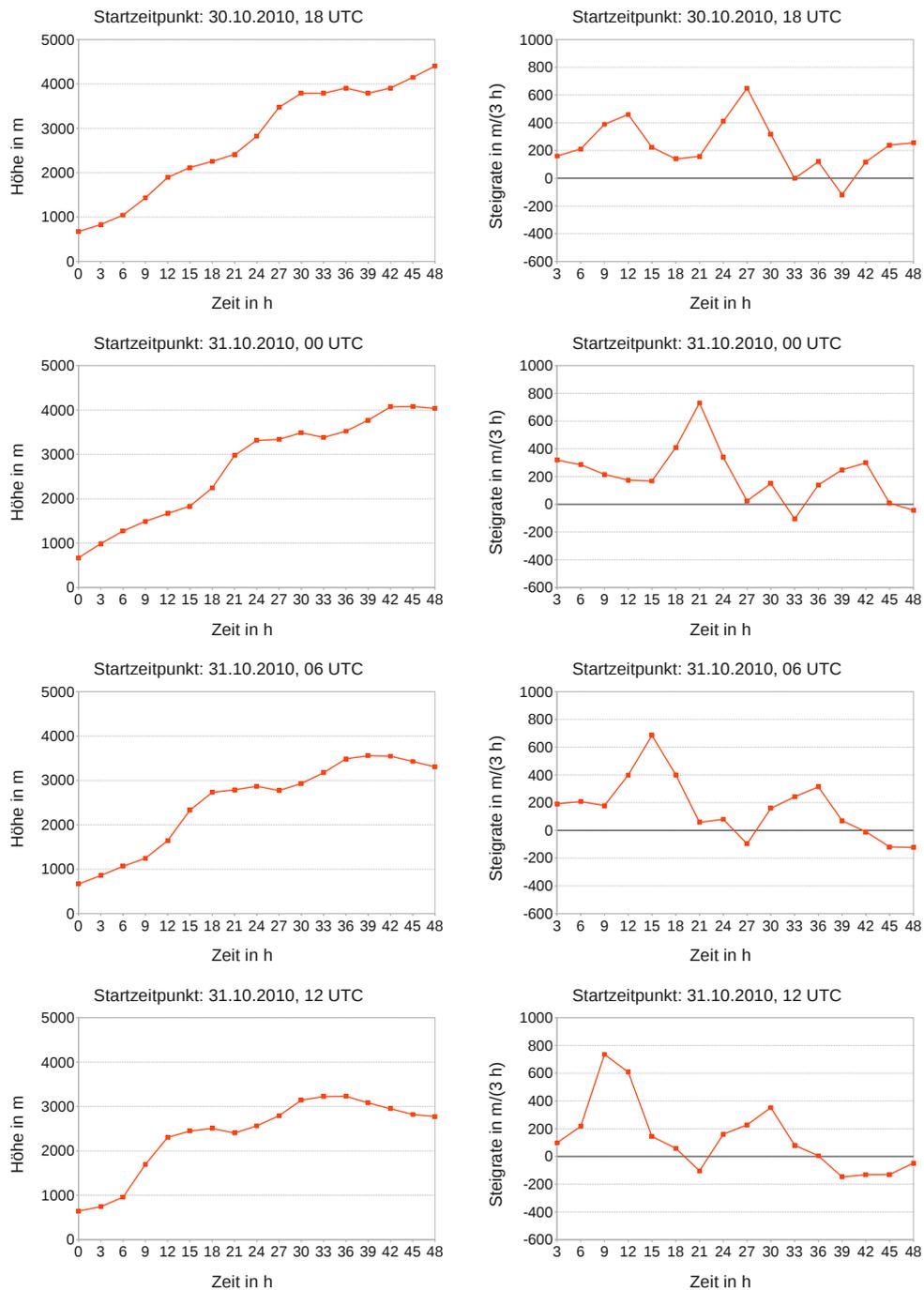


Abb. 4.61: Wie Abb. 4.60.

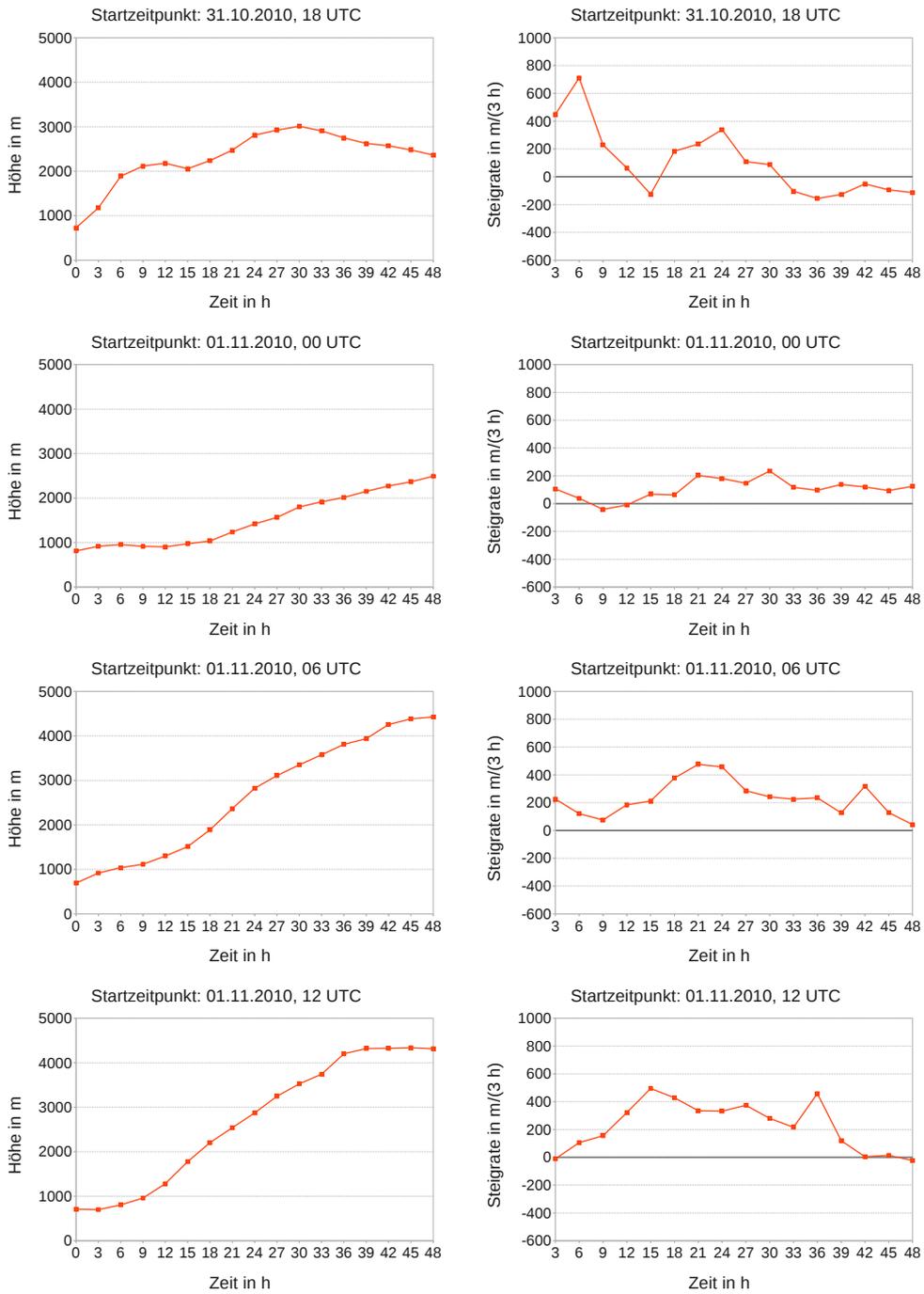


Abb. 4.62: Wie Abb. 4.60.

Teil- und Randtiefentwicklungen

Gleich mehrere Teil- und Randtiefentwicklungen vollzogen sich im Laufe der Entwicklung von Tiefdruckgebiet „Xanthippe“ (Abschnitt 4.2.1). Bei drei von ihnen sollen an dieser Stelle die Strömungsverhältnisse während der Entstehung und Auflösung beziehungsweise – im Fall der Randtiefentwicklung über der Adria – des gleichzeitigen Auftretens zweier Tiefkerne mit Hilfe von Trajektorien visualisiert und charakterisiert werden, um die damit verbundenen Wetterabläufe besser verstehen und bei zukünftigen Prognosen berücksichtigen zu können.

Die erste hier betrachtete Teiltiefentwicklung vollzog sich zum 31. Oktober 2010; das neue Tiefzentrum trat zum Zeitpunkt 21 UTC erstmalig als solches in Erscheinung. Für das sich auflösende primäre Tiefzentrum vor der spanischen Biskayaküste beziehungsweise im weiteren Verlauf über Südfrankreich wurde für drei Nachfolgetermine (31. Oktober 2010, 21 UTC, 1. November 2010, 00 UTC und 03 UTC) eine 3°-Box um den Bereich mit dem niedrigsten Luftdruck definiert, innerhalb dieser Box Trajektorien initialisiert und jeweils 48 Stunden in die Zukunft gerechnet. Für das im Bereich der Costa Brava entstehende Teiltief wurde für die drei Termine vor dem „Sprung“ (31. Oktober 2010, 12 UTC, 15 UTC und 18 UTC) der Gitterpunkt mit dem niedrigsten Luftdruck identifiziert und ebenfalls in einer 3°-Umgebung davon Trajektorien gestartet.

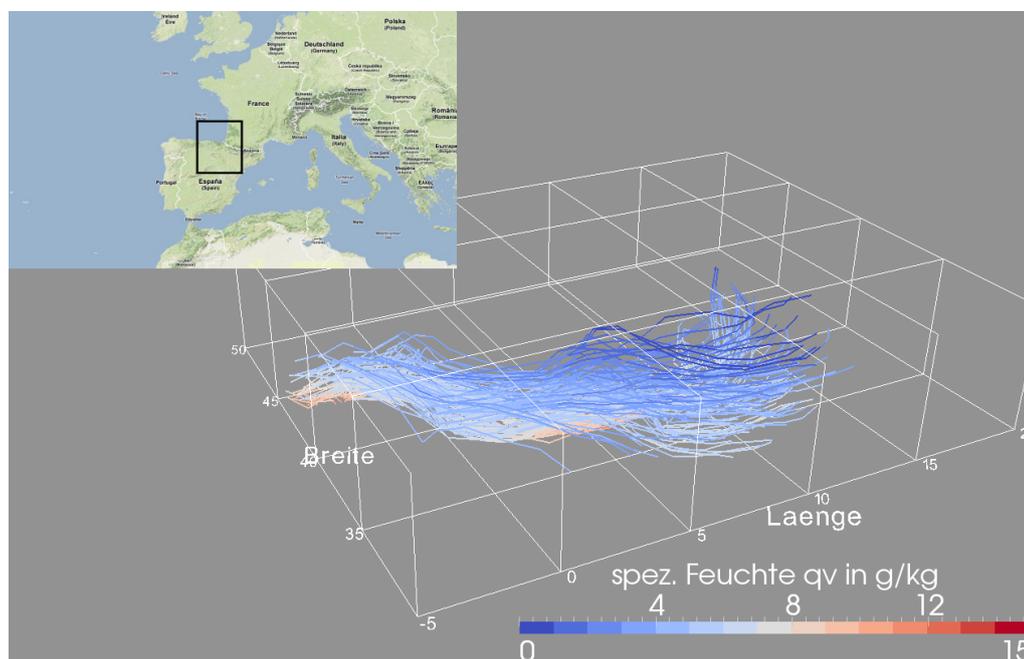


Abb. 4.63: Vorwärtstrajektorien, initialisiert am 31.10.2010 um 21 UTC sowie am 01.11.2010 um 00 UTC und um 03 UTC. Die Berechnungen erfolgten jeweils 48 Stunden in die Zukunft. Dargestellt ist jede 200. Trajektorie, die innerhalb des Berechnungszeitraumes einen Anstieg aufwies. Die Farben stellen die spezifische Feuchte entlang der Trajektorien in g kg^{-1} dar. Die Trajektorien wurden in einer 3°-Umgebung vom niedrigsten Luftdruck, definiert über die Position des vormaligen Tiefzentrums, und zwischen 0 m und 2000 m Höhe gestartet. Der Blick ist etwas erhöht von Südwesten auf das Strömungsregime gerichtet. In der geografischen Referenz links oben markiert das schwarze Rechteck das Gebiet, in dem die Trajektorien gestartet wurden.

Die resultierenden Trajektorien verlaufen ausgehend von der jeweiligen Startregion leicht gebogen in südöstliche Richtung, wobei in den unteren Schichten keine zyklonale Rotation mehr zu erkennen ist (Abb. 4.63). Jedoch ging die zyklonale Rotation nicht erst mit der sprunghaften Verlagerung des Tiefzentrums, sondern schon einige Zeit zuvor verloren. Der letzte Startzeitpunkt, bei dem die Trajektorien in bodennahen Schichten eine zyklonale Rotation in der Umgebung des ursprünglichen Tiefkerns aufwiesen, war der 31. Oktober 2010, 00 UTC, also 18 bis 21 Stunden vor dem „Sprung“. Zyklonale Rotation und Hebung schwächten sich bereits zuvor deutlich ab; beispielsweise erreichten die zum Zeitpunkt 31. Oktober 2010, 00 UTC gestarteten Luftpartikel nach 48 Stunden noch eine mittlere Endhöhe von 4 036 m, zum ersten Startzeitpunkt nach dem „Sprung“, ausgehend von der 3°-Umgebung des dann ehemaligen Bodentiefzentrums, jedoch nur mehr 2 011 m.

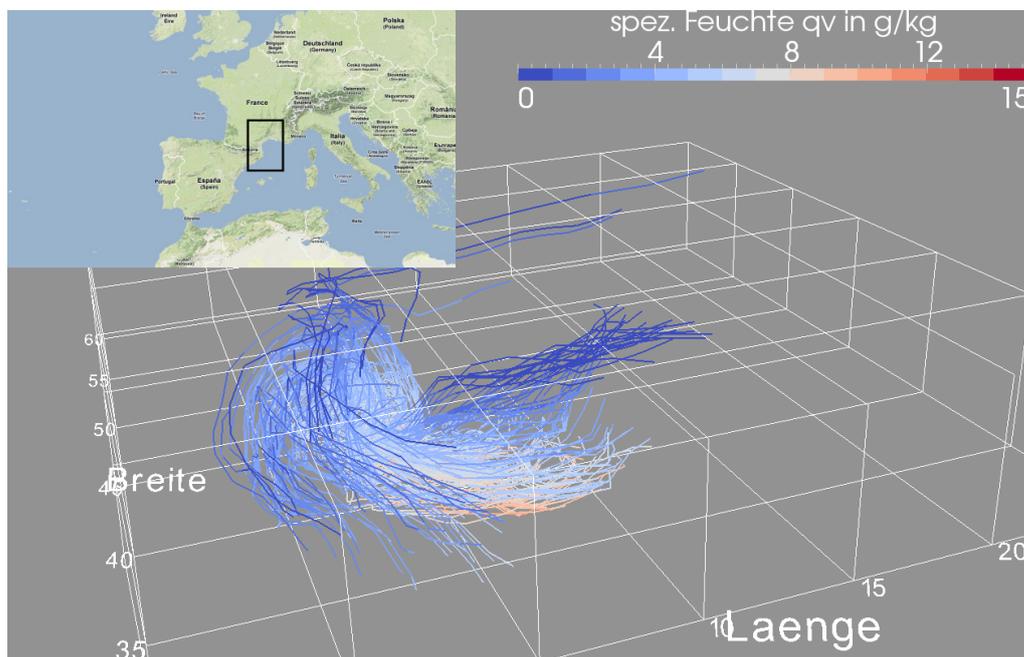


Abb. 4.64: Vorwärtstrajektorien, initialisiert alle 3 Stunden am 31.10.2010 zwischen 12 UTC und 18 UTC. Die Trajektorien wurden in einer 3°-Umgebung von dem sich entwickelnden Teiltief gestartet. Sonst wie Abb. 4.63.

Die im Bereich des neu entstehenden Teiltiefs initialisierten Trajektorien zeigen ein etwas kompliziertes Bild (Abb. 4.64). Eindeutige Aussagen zum Verlauf der Bahnkurven können nicht getroffen werden. Immerhin deutet sich für die Mehrzahl der Trajektorien in mittleren Höhenschichten eine zyklonale Rotation an. Das Einströmen in das System fand an dessen Süd- beziehungsweise Südostflanke auf der Vorderseite des sich ausbildenden Tiefkerns statt. Einzelne Trajektorien bogen nach Norden und Nordosten ab, was eine vertikale Scherung des Horizontalwindes vermuten lässt. Tatsächlich drehte der Wind in höheren Schichten (z. B. 300 hPa) mit Passage der Hauptachse des obliegenden Höhentroges über dem Gebiet von Südwest auf Nordwest. Eine verstärkte zyklonale Rotation auch in den unteren Schichten setzte jedoch erst zum Startzeitpunkt 1. November 2010, 06 UTC ein, rund 9 Stunden nach dem „Sprung“ also. Die zu diesem Startzeitpunkt korrespondierende mittlere Endhöhe der Trajektorien lag nach 48 Stunden bei 4 426 m, innerhalb dieser Zeitspanne hatten die Luftpartikel eine vertikale Distanz von 3 734 m überwunden. Während der Entwicklung des Teiltiefs hingegen zu den drei beschriebe-

nen Startzeitpunkten erreichten sie binnen 48 Stunden lediglich mittlere Höhen von 2 321 m, 2 296 m und 2 123 m; die zurückgelegte vertikale Strecke lag jeweils um 1 500 m. Dies deutet auf eine anfänglich ungeordnete und flache, aus bodennahen Strukturen wie zum Beispiel der Umströmung der Pyrenäen beziehungsweise der Costa Brava (Abschnitt 4.2.3) hervorgegangene Entwicklung hin.

Eine zweite, jedoch nur auf den ersten Blick sprunghafte Verlagerung des Tiefkerns und damit eine von Grund auf andere Situation trug sich am Nachmittag des 2. November 2010 zwischen Tunesien und der Adria zu. Dabei handelte es sich um eine Randtiefentwicklung, der ursprüngliche Tiefkern blieb als solcher bestehen und repräsentierte ab dem 3. November 2010, 06 UTC erneut das Zentrum von „Xanthippe“. Somit werden im Folgenden sowohl die Bildung und die spätere Auflösung des Randtiefs über der südlichen respektive nördlichen Adria als auch der zeitlich parallel dazu verlaufenden Werdegang des vor der tunesischen Küste ostwärts wandernden Teiltiefs betrachtet.

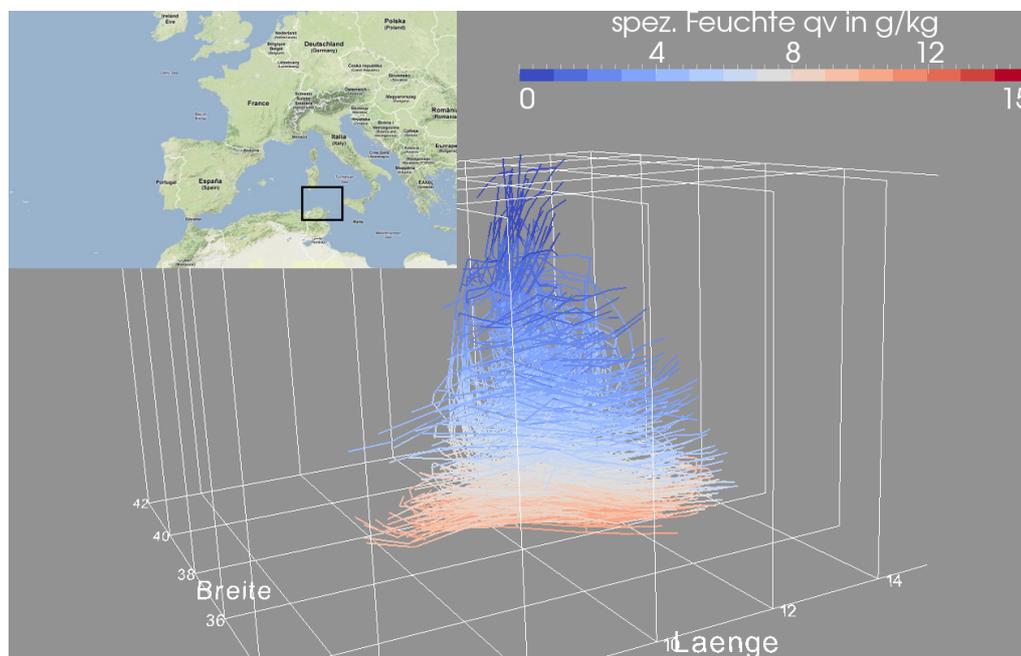


Abb. 4.65: Vorwärtstrajektorien, initialisiert alle 3 Stunden zwischen dem 02.11.2010, 15 UTC und dem 03.11.2010, 03 UTC. Die Berechnungen erfolgten für die ersten drei Startzeitpunkte jeweils 24 Stunden, für die beiden danach folgenden Startzeitpunkte 21 beziehungsweise 18 Stunden in die Zukunft. Die Trajektorien wurden in einer 3° -Umgebung vom niedrigsten Luftdruck, definiert über die Position des vormaligen/späteren Tiefzentrums, gestartet. Sonst wie Abb. 4.63.

Bei dem vormaligen/späteren Tiefzentrum vor der tunesischen Küste handelte es sich zwischen dem 2. November 2010, 15 UTC und dem 3. November 2010, 03 UTC um ein nahezu stationäres Gebilde, das sich nur sehr zögerlich nach Osten verlagerte; innerhalb dieser 12 Stunden kam es kaum 200 km voran. Dies wird auch am Verlauf der Trajektorien, die während dieses Zeitraumes in dessen Umgebung initialisiert wurden, deutlich (Abb. 4.65). Sie zeichneten ein fast kreisrundes Bild und führten in mittlere Höhen bis 2 211 m innerhalb von 24 Stunden, was auf synoptisch-skalige Hebungsvorgänge hindeutet. Allerdings lassen sowohl Satellitenbilder als auch die CAPE-Verteilung in der Region darauf schließen, dass auch eingelagerte konvektive

Prozesse beteiligt waren (Abb. 4.66). Im Verlauf des 2. November 2010 und in der darauffolgenden Nacht nahm die CAPE im Bereich des Tiefzentrums weiter zu, so dass das Potenzial für hoch reichende Konvektion gegeben war. Die zyklonale Rotation blieb in allen Höhenschichten über den gesamten Zeitraum hinweg erhalten. Entsprechend der Position des Tiefs über dem Meer war auch die spezifische Feuchte in den unteren Schichten relativ groß und lag zu Beginn eines jeden der fünf Startzeitpunkte teilweise deutlich über $8,0 \text{ g kg}^{-1}$. Bei einem solchen Gebilde stellt sich die Frage, ob es sich hierbei zu dieser Zeit um ein tropisches Tief gehandelt haben könnte. Charakteristisch dafür wären spiralförmig auf das Zentrum zulaufende Wolkenbänder, ein nahezu wolkenfreier, warmer Kern sowie eine relativ schwache Höhenströmung und geringe Baroklinität. Diese meist sehr kleinräumigen Tiefs treten im Mittelmeer von Zeit zu Zeit auf und werden auch als „Medicanes“ (**M**editerranean **H**urricanes) bezeichnet (Luque et al., 2007)¹. Zuletzt konnte zwischen dem 6. und 8. November 2011 ein mögliches tropisches Tief im Bereich des Löwengolfs beobachtet werden. Im vorliegenden Fall würden zumindest die eingelagerte Konvektion sowie die große Zyklonalität und die geringe horizontale Ausdehnung dafür sprechen. Im Vergleich beispielsweise zum Fall vom 8. November 2011 lagen die Temperaturen in der mittleren Troposphäre jedoch etwa 5 K bis 10 K niedriger; zudem war auf Satellitenbildern kein klassisches wolkenloses Zentrum zu erkennen.

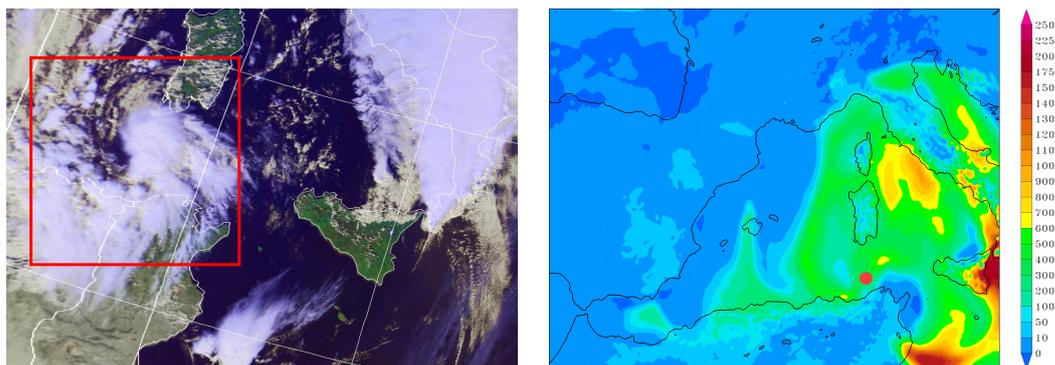


Abb. 4.66: Links: Satellitenbild (sichtbarer Kanal) vom 02.11.2010, 11:57 UTC; Quelle: <http://www.woksat.info/wos.html>. Das rote Rechteck markiert die zu dem Tief gehörenden Wolken. Rechts: CAPE in g kg^{-1} für ein bodennahes Luftteilchen (Farbflächen) und Position des Bodentiefzentrums (roter Punkt) am 02.11.2010, 12 UTC.

Die Entwicklung des Randtiefs über Süditalien im Laufe des 2. November 2010 war gekoppelt an die Auslösung hoch reichender Konvektion, deren resultierender Wolkenschirm innerhalb weniger Stunden weite Teile des Südens und der Mitte Italiens sowie der Adria überdeckte (Abb. 4.67). Die aus Satellitendaten analysierten Wolkenhöhen betragen in diesem Bereich zwischen etwa 9 km und 12 km (Abb. 4.68, links), an mindestens zwei Stationen wurden zu dieser Zeit Gewitter beobachtet (Abb. 4.68, rechts).

Bereits während der Entwicklung wies die Strömung im Bereich des entstehenden Randtiefs bis in höhere Schichten der Troposphäre zyklonale Konturen auf, verbunden mit Aufsteigen bis in größere Höhen (Abb. 4.69). Bis 21 Stunden nach dem letzten Startzeitpunkt am 2. November 2010 um 12 UTC erreichten die in der 3° -Umgebung des Randtiefs gestarteten Luftpartikel mittlere Höhen über 4 000 m. Die mittlere spezifische Feuchte im Ausgangshöheniveau war

¹<http://www.aos.wisc.edu/balliett/WXChallenge/Emanuel.pdf>

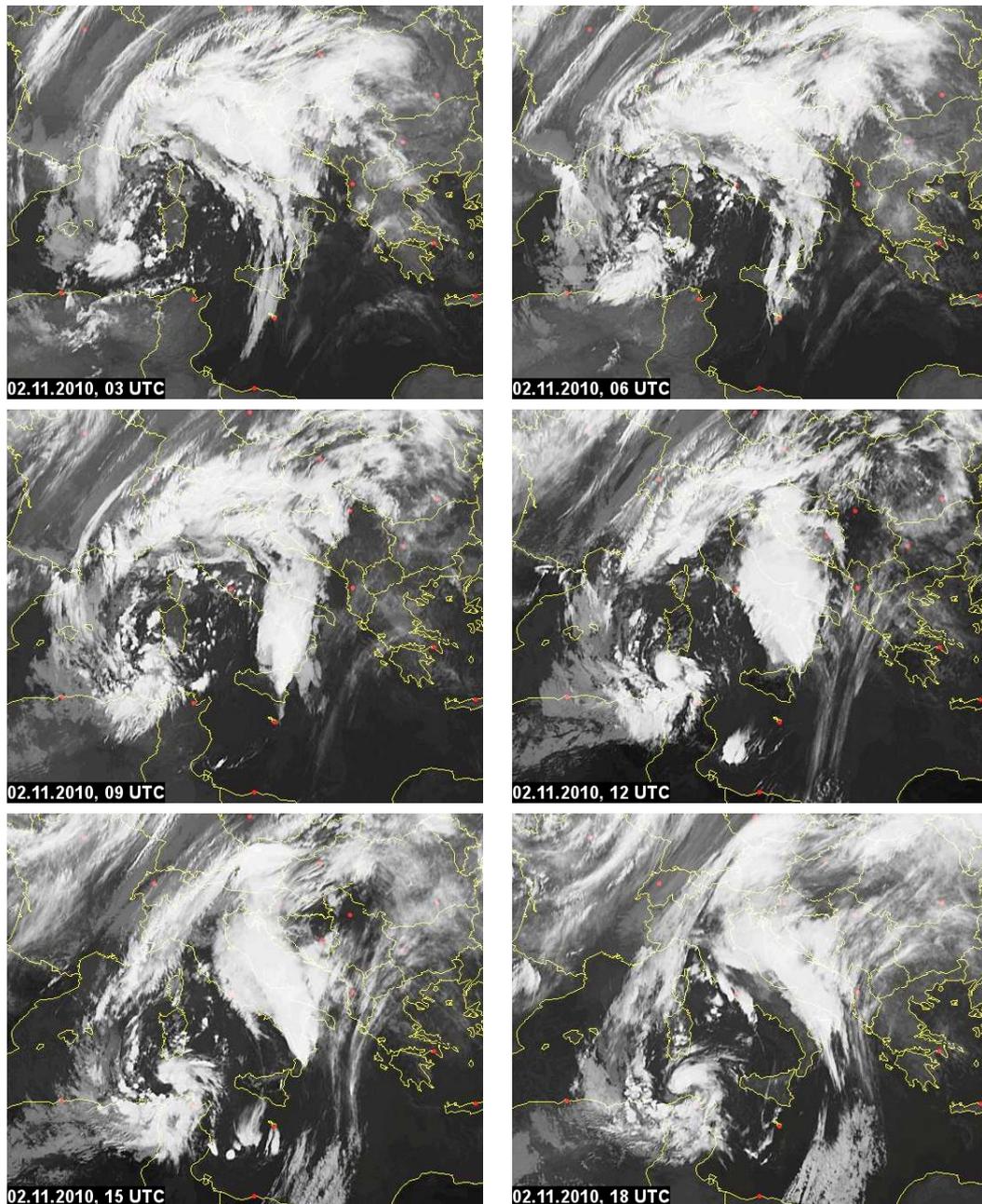


Abb. 4.67: Satellitenbilder (Infrarot-Kanal) vom 02.11.2010. Quelle: <http://www.sat24.com>.

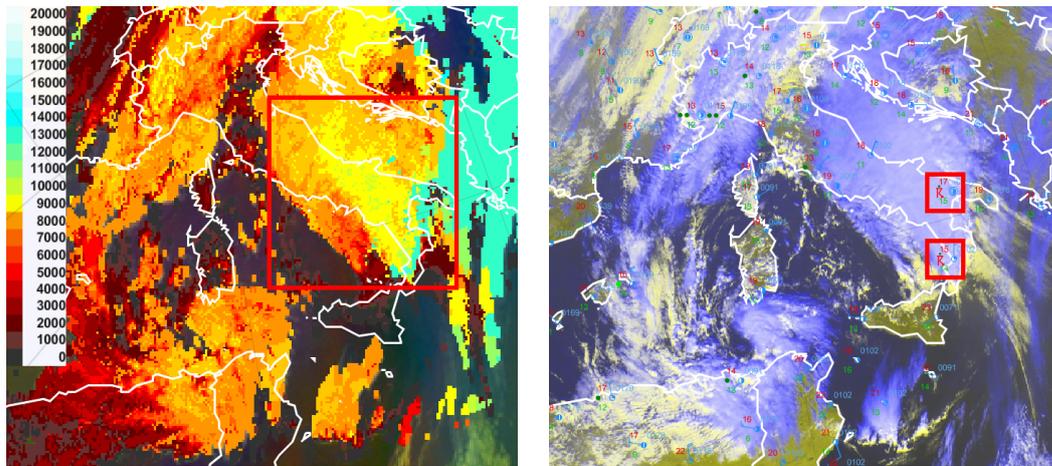


Abb. 4.68: Satellitenbilder vom 02.11.2010, 12 UTC. Links: Komposition aus Bildern aus dem sichtbaren und infraroten Kanal sowie Analyse der Höhe der Wolkenobergrenze in m. Das rote Rechteck markiert das Gebiet mit hoch reichender Konvektion. Rechts: Sichtbarer Kanal (hochaufgelöst) und Auswahl an Wettermeldungen. Die roten Rechtecke markieren zwei Stationen, an denen Gewitter beobachtet wurden. Quelle: <http://www.eumetrain.org>.

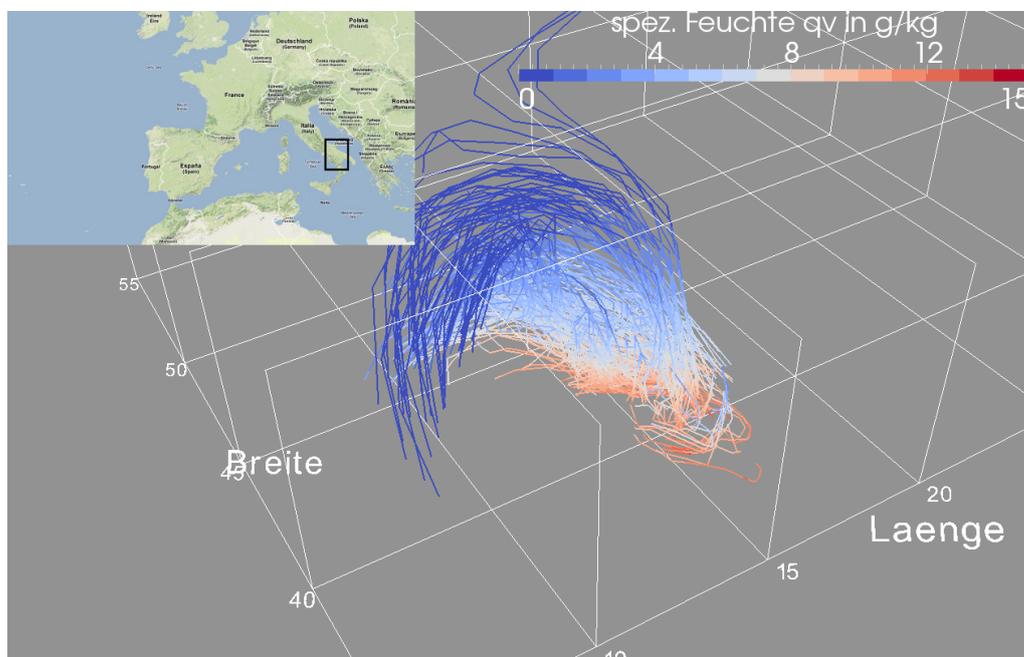


Abb. 4.69: Vorwärtstrajektorien, initialisiert alle 3 Stunden am 02.11.2010 zwischen 06 UTC und 12 UTC. Die Berechnungen erfolgten für die ersten beiden Startzeitpunkte jeweils 24 Stunden, für den letzten Startzeitpunkt 21 Stunden in die Zukunft. Die Trajektorien wurden in einer 3° -Umgebung von dem sich entwickelnden Teiltief gestartet. Sonst wie Abb. 4.63.

bereits zu diesem Zeitpunkt sehr hoch und lag bei $9,8 \text{ g kg}^{-1}$. Ein solch hoher Wert wurde später, auch während der vollen Ausprägung des Randtiefs, in dessen Umfeld nicht mehr erreicht.

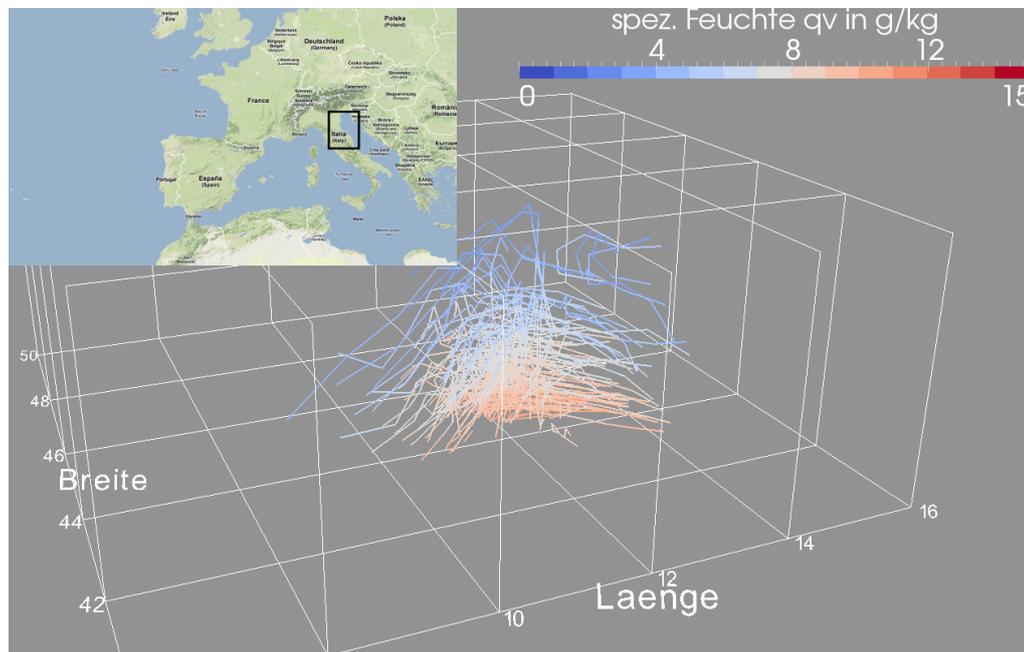


Abb. 4.70: Vorwärtstrajektorien, initialisiert alle 3 Stunden am 03.11.2010 zwischen 06 UTC und 12 UTC. Die Berechnungen erfolgten jeweils 15, 12 und 9 Stunden in die Zukunft. Die Trajektorien wurden in einer 3° -Umgebung vom niedrigsten Luftdruck, definiert über die Position des vormaligen Tiefzentrums, gestartet. Sonst wie Abb. 4.63.

Obwohl nach Verlust des tiefsten Kerndrucks das Randtief über der nördlichen Adria zunächst noch etwa 9 Stunden lang erhalten blieb und eine abgeschlossene Isobare aufwies, signalisierten die zu dieser Zeit initialisierten Trajektorien eine Abschwächung des Systems (Abb. 4.70). Zwar blieb die mittlere spezifische Feuchte jeweils zu Beginn eines Berechnungszeitraumes mit über $8,0 \text{ g kg}^{-1}$ hoch; eine zyklonale Rotation der Trajektorien war in dem nun unorganisierten Gesamtbild indes kaum mehr auszumachen. Die mittleren, von den Luftpartikeln erreichten Endhöhen sind aufgrund der unterschiedlich langen Berechnungszeiträume kaum miteinander vergleichbar. Allerdings stiegen sie innerhalb von jeweils 9 Stunden im Verlauf in immer geringere Höhen auf.

Trajektorien mit großer vertikaler Erstreckung

Für Startzeitpunkte zwischen dem 30. Oktober 2010, 12 UTC und dem 1. November 2010, 12 UTC wurden Trajektorien in einer Umgebung von 20° vom Bodentiefzentrum von „Xanthippe“ initialisiert. In den folgenden Abbildungen ist jeweils jede zehnte Trajektorie dargestellt, die im Berechnungszeitraum von 48 Stunden einen Anstieg von mindestens 8 500 m erfahren hat. Die bis in große Höhen reichenden Trajektorien spiegeln die für das Tief maßgeblichen Strömungsverhältnisse wider und kennzeichnen Regionen mit verstärktem Aufsteigen. Das Aufsteigen erfolgte, wie auch bei „Klaus“ (Abschnitt 4.1.4), auf unterschiedliche Art. Zum einen lassen sich

über eine große horizontale Distanz und damit relativ flach ansteigende, zum anderen steil emporragende Trajektorien erkennen. Dies lässt darauf schließen, dass sowohl großräumige Hebung im Bereich des Warm Conveyor Belt als auch hoch reichende Konvektion an den Energie- und Feuchteströmen in das System hinein beteiligt waren.

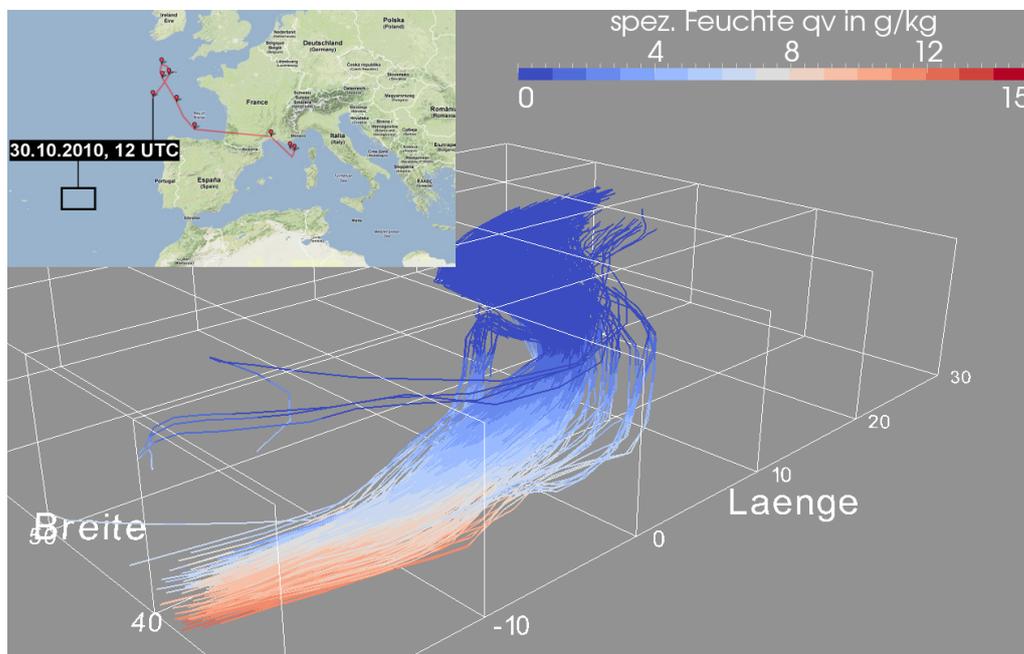


Abb. 4.71: Vorwärtstrajektorien, initialisiert am 30.10.2010 um 12 UTC. Die Berechnung erfolgte 48 Stunden in die Zukunft. Dargestellt ist jede zehnte Trajektorie, die innerhalb des Berechnungszeitraumes einen Anstieg von mehr als 8 500 m aufwies. Die Farben stellen die spezifische Feuchte entlang der Trajektorien in g kg^{-1} dar. Die Trajektorien wurden in einer 20° -Umgebung vom Bodentiefzentrum und zwischen 0 m und 2 000 m Höhe gestartet. Der Blick ist etwas erhöht von Südwesten auf das Strömungsregime gerichtet. In der geografischen Referenz links oben ist die Position des Bodentiefs und damit das Zentrum der Startregion der Trajektorien eingetragen. Das schwarze Rechteck markiert das Gebiet, in dem die meisten Trajektorien ihren Ursprung hatten.

Von insgesamt 6 713 Gitterpunkten aus gelang vom Startzeitpunkt 30. Oktober 2010, 12 UTC in einer 20° -Umgebung vom Tiefzentrum von „Xanthippe“ ein Aufstieg von 8 500 m und mehr innerhalb von 48 Stunden (Abb. 4.71). Der Ursprung der Trajektorien lag dabei deutlich südlich des sich zu diesem Zeitpunkt gerade als neues Zentrum etablierenden Teiltiefs zwischen den Azoren und Portugal. Die Trajektorien erfuhren östlich des 0. Längengrades zunächst eine zyklonale Krümmung, rund 20 Stunden später und bei etwa 8° Ost bogen sie jedoch in antizyklonale Richtung ab. Dieses antizyklonale Abbiegen in großer Höhe auf der Vorderseite des in Richtung westliches Mittelmeer vorstoßenden und sich zu einem eigenständigen Höhentief abschnürenden Langwellentroges kann durch die Aufwölbung eines flachen Hochdruckrückens über dem Alpenraum/Ostfrankreich erklärt werden und ist ein typisches Merkmal eines Warm Conveyor Belt (Abschnitt 2.4). Die zu Beginn des 48-Stunden-Zeitraumes analysierte mittlere spezifische Feuchte war mit $9,7 \text{ g kg}^{-1}$ beachtlich (Tab. 4.5). Die mittlere Vertikalgeschwindigkeit w aller Trajektorien betrug im Durchschnitt für alle 17 Einzelzeitpunkte während des 48-Stunden-Zeitraumes – wie schon bei „Klaus“ zum vergleichbaren Zeitpunkt – $0,06 \text{ m s}^{-1}$. Die größten Abweichungen davon nach oben traten nach circa 20 bis 25 Stunden auf, als die mittlere Vertikalgeschwindigkeit bis $0,15 \text{ m s}^{-1}$ erreichte. Die Luftpartikel befanden sich zu dieser

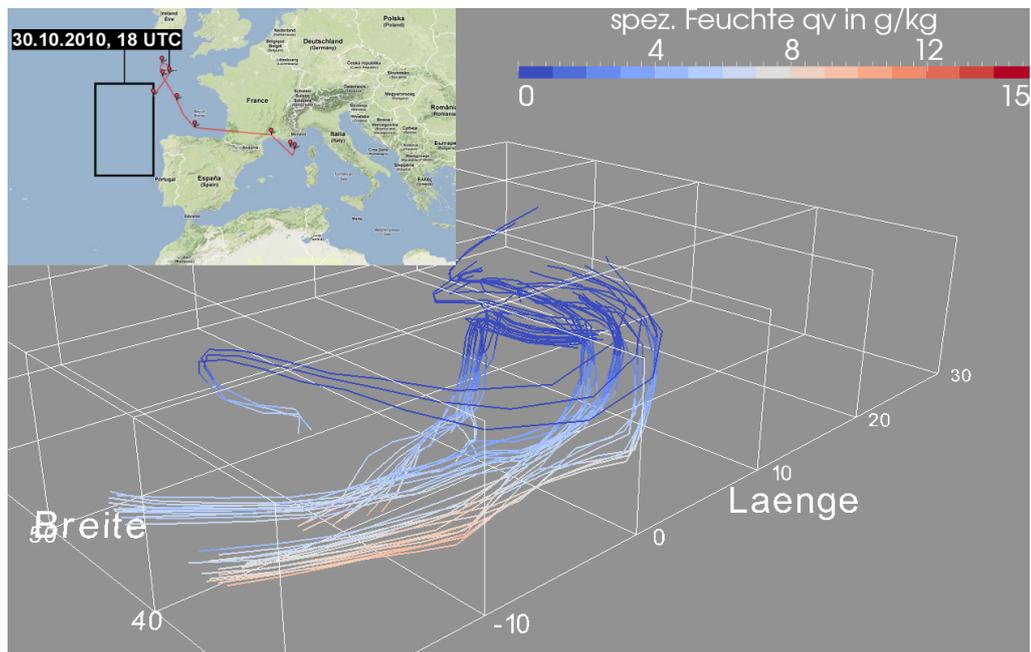


Abb. 4.72: Wie Abb. 4.71, aber initialisiert am 30.10.2010 um 18 UTC.

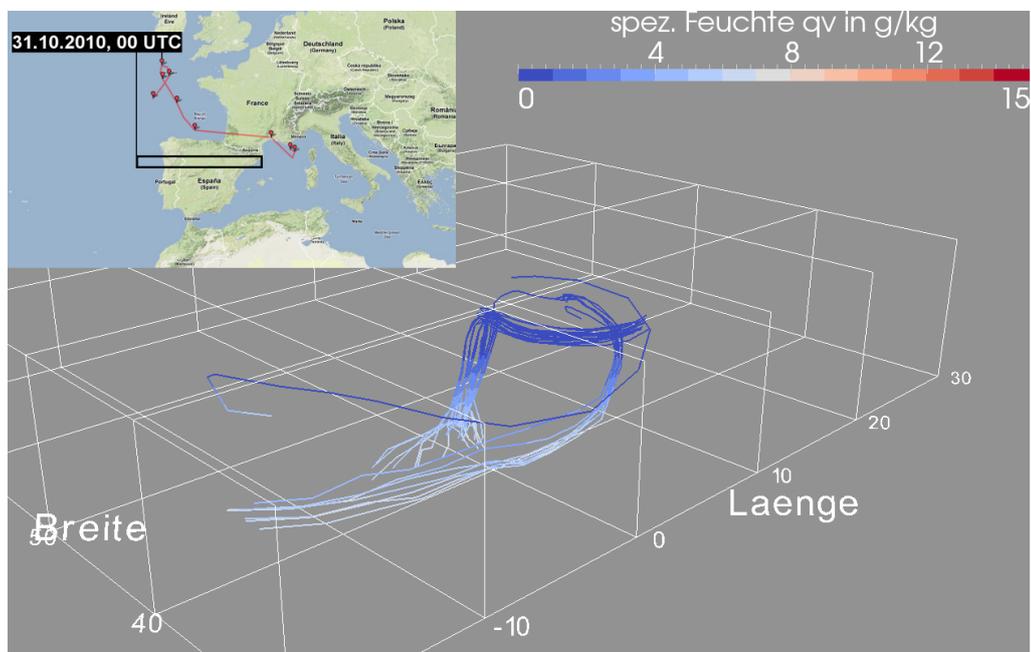


Abb. 4.73: Wie Abb. 4.71, aber initialisiert am 31.10.2010 um 00 UTC.

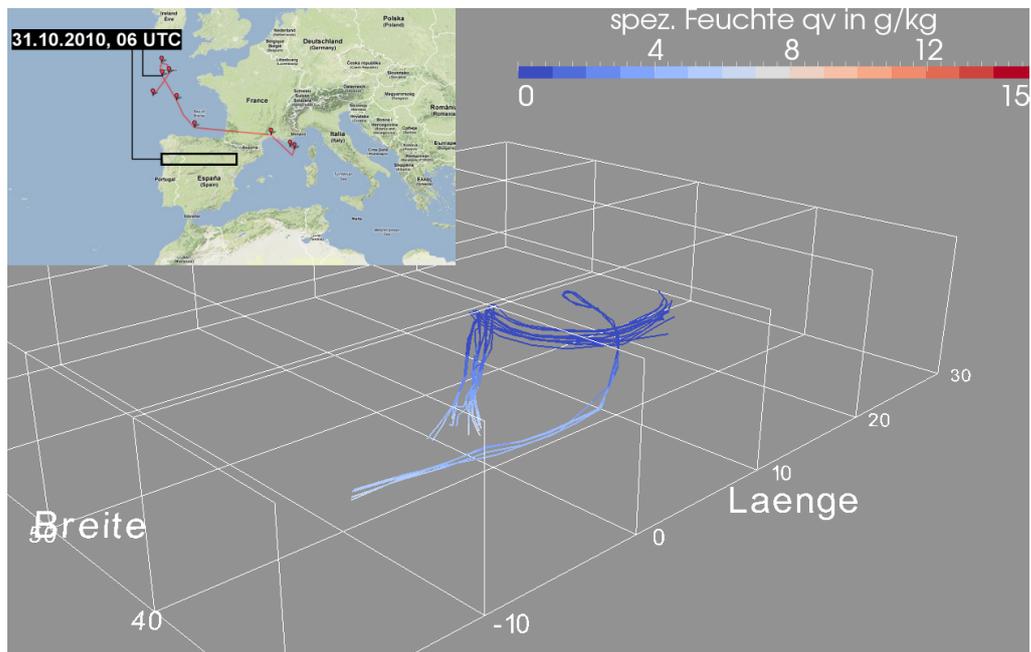


Abb. 4.74: Wie Abb. 4.71, aber initialisiert am 31.10.2010 um 06 UTC.

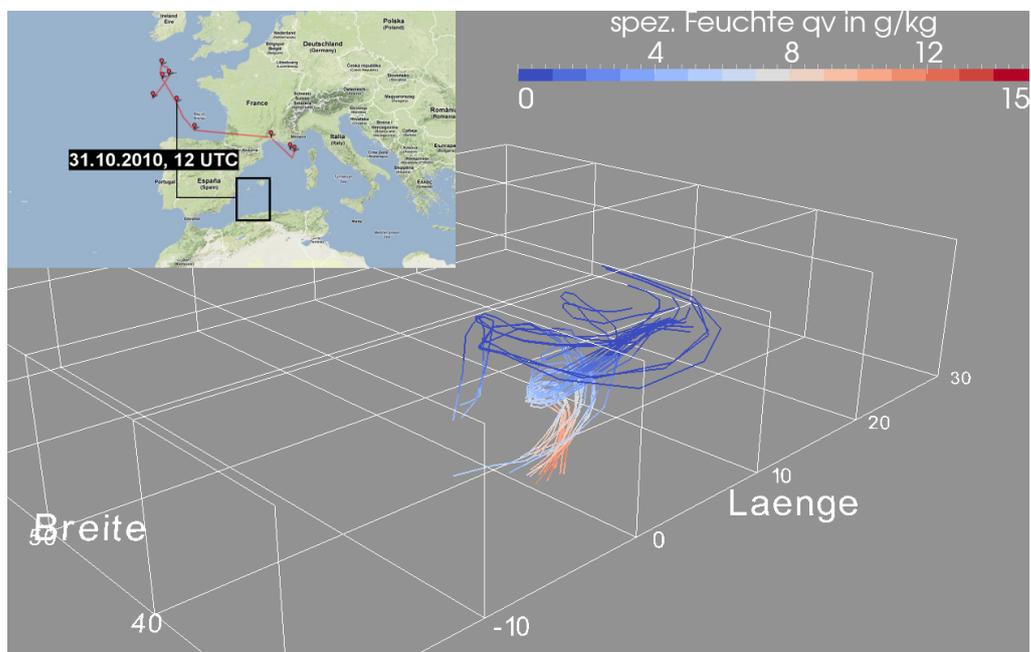


Abb. 4.75: Wie Abb. 4.71, aber initialisiert am 31.10.2010 um 12 UTC.

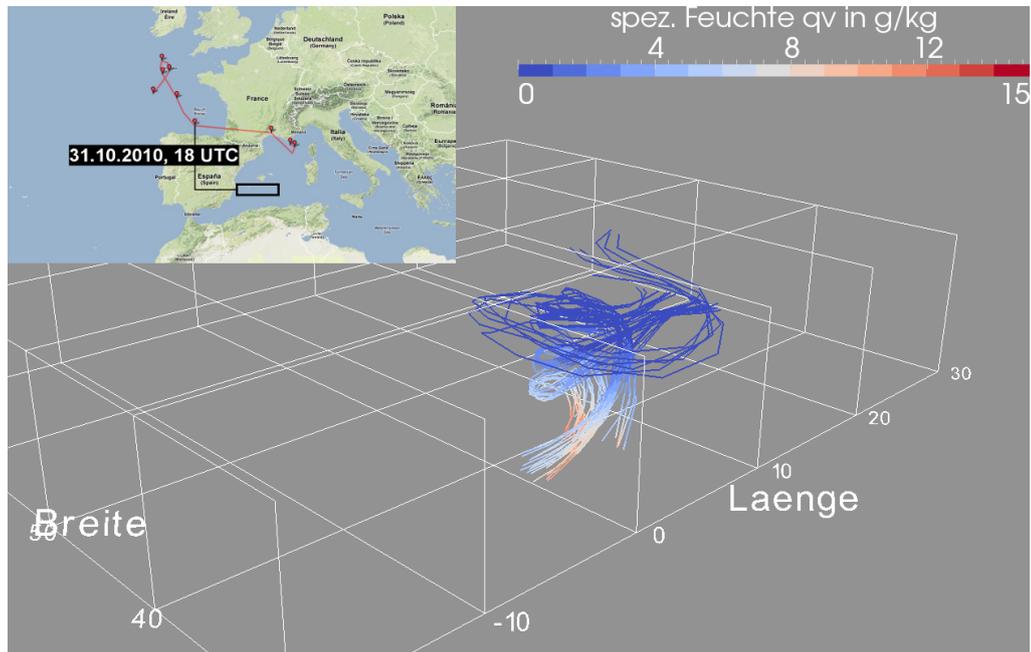


Abb. 4.76: Wie Abb. 4.71, aber initialisiert am 31.10.2010 um 18 UTC.

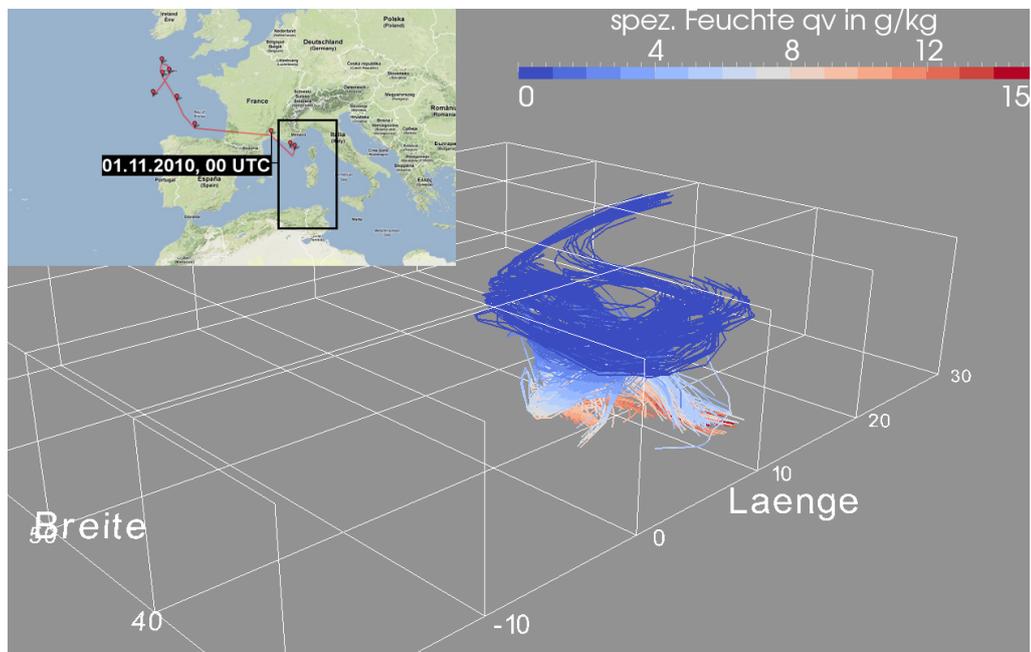


Abb. 4.77: Wie Abb. 4.71, aber initialisiert am 01.11.2010 um 00 UTC.

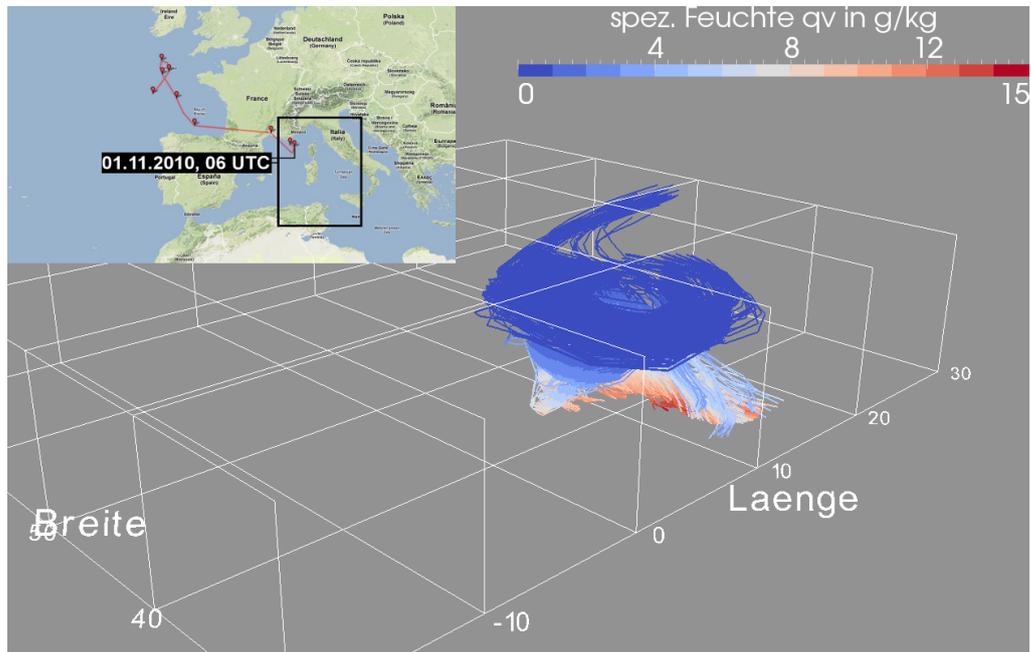


Abb. 4.78: Wie Abb. 4.71, aber initialisiert am 01.11.2010 um 06 UTC.

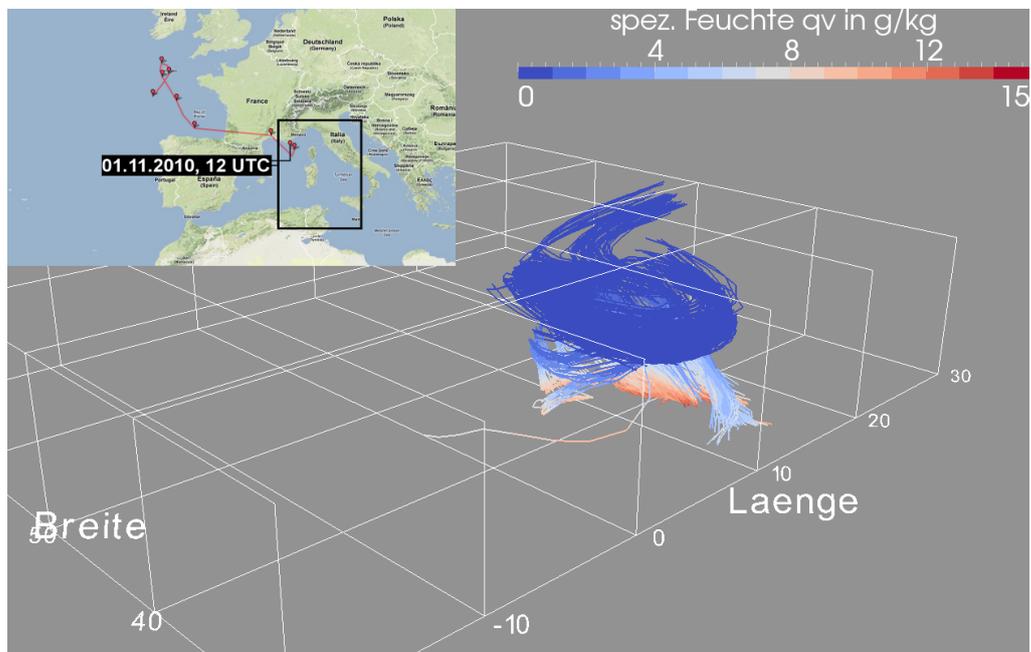


Abb. 4.79: Wie Abb. 4.71, aber initialisiert am 01.11.2010 um 12 UTC.

Zeit im Bereich der Balearen in einer Lage unmittelbar vor der von Westen nahenden Südspitze des weit nach Süden vorstoßenden und dabei breiter werdenden Höhentrog im Bereich maximierter absoluter positiver Vorticityadvektion.

Tab. 4.5: Anzahl der Trajektorien, die innerhalb des Berechnungszeitraumes um mindestens 8 500 m anstiegen, mittlere spezifische Feuchte und mittlere zurückgelegte horizontale Wegstrecke der zum jeweiligen Termin gestarteten Trajektorien über einen Zeitraum von 48 Stunden.

Tag, Zeit in UTC	Anzahl	spez. Feuchte q_v in g kg^{-1}	hor. Distanz in km
30.10., 12	6 713	9,7	2 991
30.10., 18	449	7,1	1 633
31.10., 00	276	6,2	1 181
31.10., 06	165	5,6	1 128
31.10., 12	262	8,9	855
31.10., 18	440	8,0	872
01.11., 00	2 503	9,2	303
01.11., 06	5 760	9,7	165
01.11., 12	4 421	9,2	381

Zum Startzeitpunkt 6 Stunden später am 30. Oktober 2010, 18 UTC ging die Anzahl der Trajektorien, die eine Höhe von mindestens 8 500 m erreichte, deutlich zurück (Abb. 4.72). Nur noch von 449 Gitterpunkten aus wurde innerhalb von 48 Stunden diese vertikale Distanz überwunden. Die Ursprungsregion der meisten Trajektorien lag wie bereits zum vorherigen Startzeitpunkt im Seegebiet zwischen den Azoren und Portugal. Die Achse des von Nordwesten einlaufenden Kurzwellentrog, der später den Hauptteil des Troges ausbildete, befand sich bereits geringfügig östlich der Ursprungsregion der meisten Trajektorien, das Bodentief etwas nördlicher. Demnach verschob sich auch die um das Bodentiefzentrum errichtete virtuelle Box etwas nach Norden. Zwar zeigen die COSMO-EU-Analysen im Bereich der Iberischen Halbinsel noch verbreitet positive Vertikalbewegungen an, von denen die innerhalb der Box gestarteten Luftpartikel jedoch offenbar nicht in dem Maße erfasst wurden, dass ein Aufstieg von 8 500 m oder mehr binnen 48 Stunden möglich war.

Weitere 6 beziehungsweise 12 Stunden später gelang es von immer weniger Gitterpunkten aus – ausgehend von der jeweiligen Startregion – innerhalb von 48 Stunden eine Mindesthöhe von 8 500 m zu erreichen (Abb. 4.73 und 4.74). Zum Startzeitpunkt 31. Oktober 2010, 00 UTC konnten noch 276, 6 Stunden später 165 Trajektorien gezählt werden. Das Bodentiefzentrum lag nahezu senkrecht, eher sogar etwas nach Westen verschoben unterhalb des korrespondierenden Höhentrog, womit seine Entwicklung abgeschlossen war. Entsprechend begann auch der Luftdruck zu steigen (Abschnitt 4.2.3). Der Weg der im Bereich 42° Nord, 12° West gestarteten Luftpartikel führte diese innerhalb von circa 30 Stunden vor die nordafrikanische Mittelmeerküste, wo sie an der Südflanke des Höhentrog in eine südwestliche Strömung gerieten, nach Norden gesteuert und unter dessen Vorderseite schließlich gehoben wurden. Die Startregion unmittelbar im Bereich der Frontalzone mit hohen mittleren Windgeschwindigkeiten bereits

in der unteren Troposphäre machte eine solch rasche Verlagerung möglich. Demgegenüber standen über dem Norden Spaniens initialisierte Trajektorien, die innerhalb deutlich kürzerer Zeit von etwa 15 bis 20 Stunden einen steileren Anstieg aufwiesen und in der Höhe nach Süden beziehungsweise im weiteren Verlauf nach Südosten umbogen. Zum Initialisierungszeitpunkt überquerte die Kaltfront die Region, was einen konvektiven Hintergrund vermuten lässt. In einer Umgebung mit geringeren mittleren Windgeschwindigkeiten gestartet, gerieten die Luftpartikel im Verlauf auf die Rückseite des Höhentrog und damit unter den Einfluss nordwestlicher Höhenwinde, was die südliche Zugrichtung erklärt.

Eine markante Änderung der Struktur der Trajektorien ergab sich zum Startzeitpunkt 31. Oktober 2010, 12 UTC (Abb. 4.75). Zum einen wurde, verglichen mit den beiden Startzeitpunkten zuvor, wesentlich mehr Feuchtigkeit in das System eingebracht ($8,9 \text{ g kg}^{-1}$ gegenüber $5,6 \text{ g kg}^{-1}$ beziehungsweise $6,1 \text{ g kg}^{-1}$). Andererseits unterlagen die Trajektorien circa 10 bis 15 Stunden nach der Initialisierung bei etwa 42° Nord, 8° Ost einer zyklonalen Rotation. Die Position stimmt in ungefähr mit der Lage der zweiten Teiltiefentwicklung zu dieser Zeit westlich von Korsika überein. Das Ursprungsgebiet der Trajektorien lag im Bereich der Balearen unmittelbar auf der Vorderseite des heranschwenkenden Höhentrog zum einen und im Bereich der Kaltfront des Systems zum anderen. Zum darauffolgenden Startzeitpunkt 31. Oktober 2010, 18 UTC nahm die Vertikalbewegung im Umfeld des Teiltiefs zu; erkennbar an den nahezu doppelt so vielen Trajektorien, die im Verlauf der darauffolgenden 48 Stunden in eine Höhe von 8500 m und mehr führten (Abb. 4.76).

Eine erhebliche Verstärkung trat weitere 6 Stunden später zum Startzeitpunkt 1. November 2010, 00 UTC ein; die Anzahl der Trajektorien, die das Kriterium erfüllten, erhöhte sich sprunghaft auf 2503 (Abb. 4.77). Dazu war die mittlere spezifische Feuchte, die innerhalb des Systems in große Höhen gelangte, mit $9,2 \text{ g kg}^{-1}$ zu Beginn des Zeitraumes in den unteren Schichten sehr hoch. Die Trajektorien mit der größten bodennahen spezifischen Feuchte setzten knapp westlich von Sizilien an, weitere über dem Tyrrhenischen Meer um den $40.$ nördlichen Breitengrad. Das Bodentiefzentrum selbst lag zu diesem Zeitpunkt über Südfrankreich unweit von Montpellier. Allerdings wurden die Luftpartikel erst etwa 10 bis 15 Stunden später von den Hebungsprozessen erfasst und in das Tiefdrucksystem einbezogen. Dabei lassen sich deutliche Unterschiede in den Bahnkurven erkennen, selbst innerhalb des im Bereich Sizilien ansetzenden Trajektorienbündels verfolgten die Partikel im Verlauf abweichende Wege. Hierbei spielten offensichtlich geringe Abweichungen im Startgebiet eine gewichtige Rolle. Es bildeten sich zwei Stränge aus, wobei der westliche Strang früher von der Hebung erfasst wurde und deutlich rascher, allerdings weniger steil anstieg (Abb. 4.83). Dieser westliche Strang spaltete sich in großer Höhe erneut auf, wobei ein Teil einen zyklonalen Weg um das Wirbelzentrum beschrieb, während der andere Teil geradlinig nach Osten ausscherte und damit die Struktur eines Warm Conveyor Belt widerspiegelte. Die über dem Tyrrhenischen Meer gestarteten Luftpartikel stiegen ebenfalls teils langsam, teils rasch an und wurden bereits in tieferen Schichten von der zyklonalen Rotation erfasst. Das Wirbelzentrum lag in Bodennähe wenig nordwestlich von Sardinien, was mit der Position des Bodentiefs zwischen dem 1. November 2010, 03 UTC und dem 2. November 2010, 00 UTC übereinstimmt. In höheren Schichten erscheint dieses etwas nach Osten verschoben.

Ähnliche Strukturen bildeten sich für die beiden letzten hier betrachteten Startzeitpunkte am 1. November 2010 um 06 UTC und 12 UTC aus (Abb. 4.78 und 4.79). Das Gebiet, dem die meisten Trajektorien mit großem Anstieg entstammten, lag weiterhin westlich von Sizilien, weitere Trajektorienbündel setzten nördlich und nordwestlich an. Die mittlere spezifische Feuchte aller 5 760 Trajektorien mit Anstieg von 8 500 m und mehr in 48 Stunden betrug zum Startzeitpunkt 06 UTC $9,7 \text{ g kg}^{-1}$. Einen Startzeitpunkt später gingen sowohl die mittlere spezifische Feuchte zu Beginn des Berechnungszeitraumes ($9,2 \text{ g kg}^{-1}$) als auch die Anzahl der Trajektorien (3 918) zurück, ein Indiz für die beginnende Abschwächung des Teiltiefs. Die auffällig zyklonale Rotation blieb zunächst aber noch erhalten. Das System als Ganzes verlagerte sich etwas nach Osten.

Abgesehen von den letzten Startzeitpunkten wichen die Startregionen der meisten Trajektorien innerhalb von 48 Stunden mitunter beträchtlich von der Position des Bodentiefzentrums ab. Für den Startzeitpunkt 30. Oktober 2010, 12 UTC betrug die Differenz sogar circa 1 300 km. Die maximale Hebung wurde demnach nicht vom Bodentief initiiert, sondern korrelierte mit einem Divergenzgebiet innerhalb eines Starkwindbandes in 300 hPa. Zum Startzeitpunkt 31. Oktober 2010, 12 UTC verlagerte sich die Startregion der meisten Trajektorien zum westlichen Mittelmeerraum. Eine deutliche Zunahme der Anzahl der Trajektorien mit großer vertikaler Erstreckung trat jedoch erst zum 1. November 2010, 00 UTC auf, als die Teiltiefentwicklung über dem Löwengolf abgeschlossen war.

Mechanismen für großräumige Hebung

Wie bei Tief „Klaus“ (Abschnitt 4.1.4) werden auch für „Xanthippe“ die Mechanismen separiert, die für großräumige Hebung verantwortlich zeichneten. Subjektiv am geeignetsten hierfür schien der Startzeitpunkt 1. November 2010, 00 UTC, an dem gleichmäßiges, relativ langsames Aufsteigen ebenso zu beobachten war wie steil und rasch ansteigende Trajektorien. Anders als bei „Klaus“ fällt eine räumliche Trennung in ein „Konvektionsgebiet“ und ein „Warm-Conveyor-Belt-Gebiet“ aufgrund der geringen Größe des gesamten Systems hier jedoch schwer. Stattdessen wurde neben dem genannten Startzeitpunkt ein weiterer Startzeitpunkt (30. Oktober 2010, 12 UTC) gewählt, in dessen Folge ausschließlich gleichmäßige, geordnete Vertikalbewegungen auftraten. Diese stellten den Warm Conveyor Belt des zu diesem Zeitpunkt noch über dem östlichen Nordatlantik gelegenen Tiefs dar, während zum Startzeitpunkt 1. November 2010, 00 UTC hoch reichende Konvektion erkennbar eine Rolle spielte. Das Ursprungsgebiet der Mehrzahl der Trajektorien lag für den Startzeitpunkt 30. Oktober 2010, 12 UTC zwischen etwa 36° und 40° nördlicher Breite und 20° und 15° westlicher Länge und damit deutlich südlicher als das Bodentiefzentrum zu dieser Zeit über der Keltischen See bei 47° nördlicher Breite und 10° westlicher Länge (Abb. 4.82). Für den Startzeitpunkt 1. November 2010, 00 UTC lag das Zentrum des Bodentiefs bei etwa 44° nördlicher Breite und 4° östlicher Länge knapp im Bereich des Initialisierungsgebietes der meisten Trajektorien (34° bis 46° nördliche Breite und 4° bis 14° östliche Länge, Abb. 4.80).

Dass es sich beim Aufsteigen ab dem 1. November 2010, 00 UTC nicht ausschließlich um großräumige Konvektion gehandelt haben kann, offenbaren die mittleren Höhen der Luftpartikel.

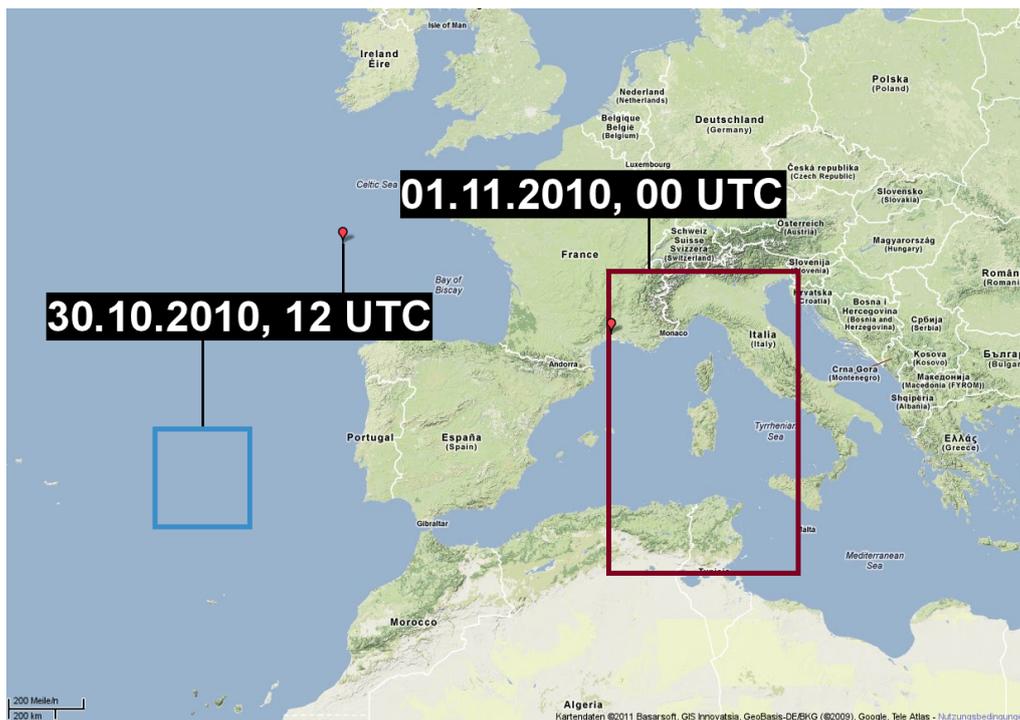


Abb. 4.80: Übersichtskarte zu den Ursprungsgebieten der zu den verschiedenen Zeitpunkten startenden Trajektorien. Rot: 30.10.2010, 12 UTC; blau: 01.11.2010, 00 UTC. Die Markierungen dokumentieren jeweils die Position des Bodentiefzentrums zu den beiden Startzeitpunkten.

Eine mittlere Höhe von 10 000 m oder mehr wurde – trotz zumindest zweier steil aufragender Trajektorienbündel – knapp nicht erreicht, die 5 000-m-Marke im Mittel erst nach etwa 20 Stunden überschritten (Abb. 4.83). Die am 30. Oktober 2010, 12 UTC gestarteten Luftpartikel dagegen gelangten nach 48 Stunden im Mittel sogar in größere Höhen von 10 388 m (Abb. 4.81, links). Auch zu diesem Startzeitpunkt wurde die 5 000-m-Marke im Mittel nach etwa 20 Stunden passiert.

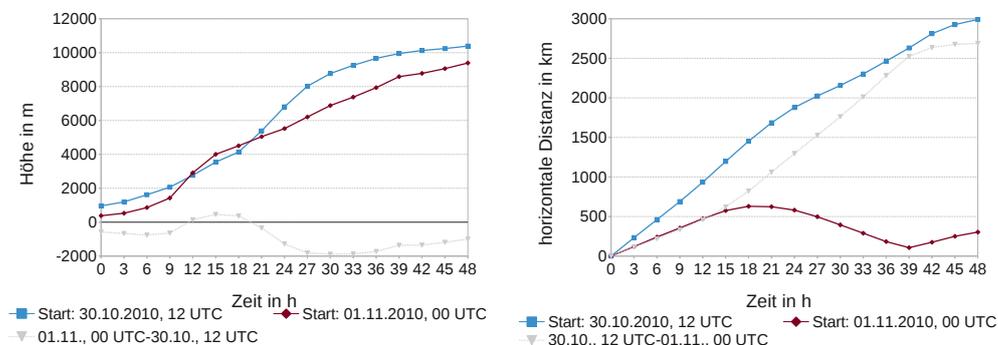


Abb. 4.81: Mittlere Höhen (links) und mittlere zurückgelegte horizontale Wegstrecken (rechts) der in einer 20°-Umgebung vom Bodentiefzentrum am 30.10.2010 um 12 UTC (blau) und am 01.11.2010 um 00 UTC (rot) gestarteten Luftpartikel sowie jeweils die Differenz zwischen den Werten zu den beiden Startzeitpunkten (grau).

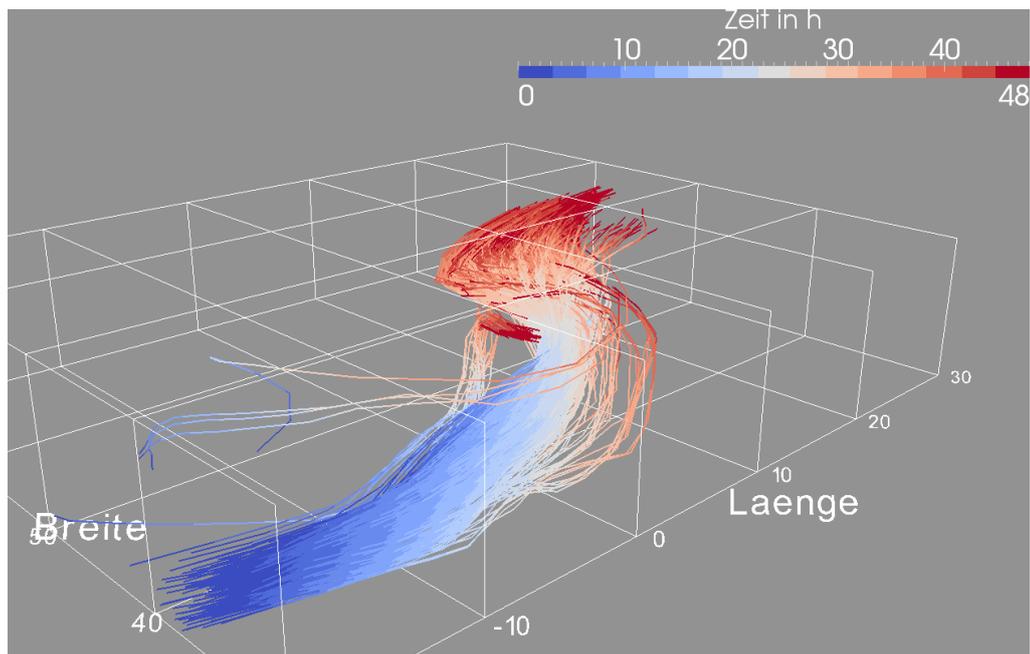


Abb. 4.82: Vorwärtstrajektorien, initialisiert am 30.10.2010 um 12 UTC. Die Berechnung erfolgte 48 Stunden in die Zukunft. Dargestellt ist jede zehnte Trajektorie, die innerhalb des Berechnungszeitraumes einen Anstieg von mehr als 8 500 m aufwies. Die Farben stellen die Transportzeit in Stunden dar. Die Trajektorien wurden in einer 20°-Umgebung vom Bodentiefzentrum und zwischen 0 m und 2 000 m Höhe gestartet. Der Blick ist etwas erhöht von Südwesten auf das Strömungsregime gerichtet.

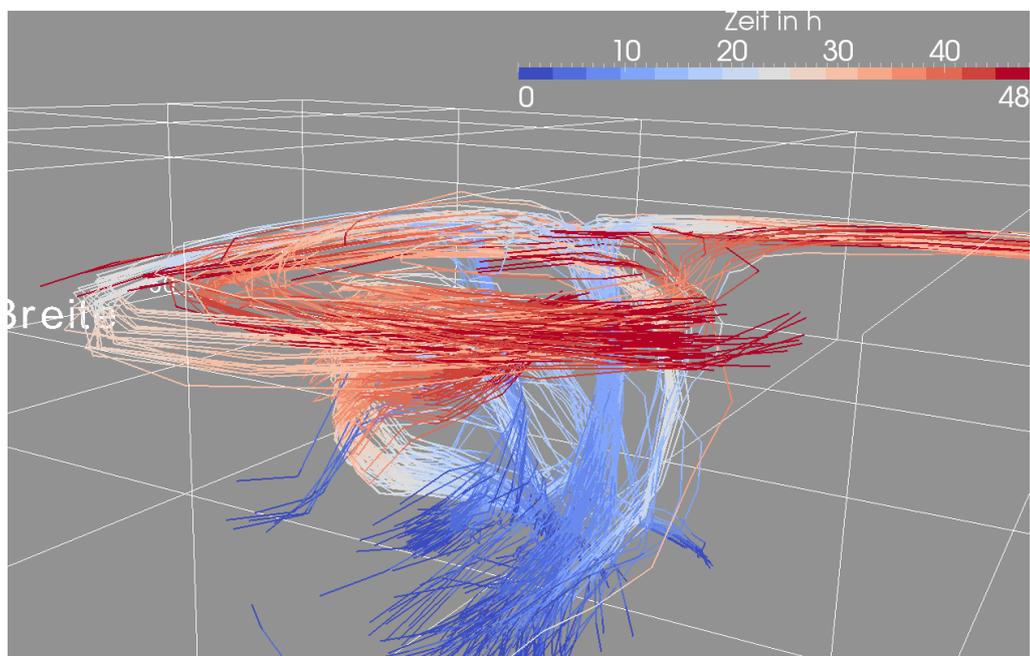


Abb. 4.83: Vorwärtstrajektorien, initialisiert am 01.11.2010 um 00 UTC. Der Blick ist etwas erhöht von Südosten auf das Strömungsregime gerichtet. Sonst wie Abb. 4.82.

Für die beiden Startzeitpunkte wurden die Zeitschritte mit den maximalen mittleren Steigraten der Luftpartikel identifiziert. Dabei wurden jeweils drei 3-Stunden-Zeitschritte in Reihe sowie der komplette daraus resultierende 9-Stunden-Zeitraum ausgewählt (Tab. 4.6).

Tab. 4.6: Mittlere Höhen und daraus berechnete Steigraten für die am 30. Oktober 2010, 12 UTC und am 1. November 2010, 00 UTC (jeweils Zeit $t=0$) gestarteten Luftpartikel. Die rot eingefärbten Steigraten stellen die drei aufeinanderfolgenden maximalen mittleren Steigraten für jedes Gebiet, die rot eingefärbten Zeitschritte die entsprechenden drei 3-Stunden-Zeiträume, in denen diese aufgetreten sind, dar.

Start: 30. Oktober 2010, 12 UTC			Start: 1. November 2010, 00 UTC		
Zeit in h	Höhe in m	Steigrade in $m (3 h)^{-1}$	Zeit in h	Höhe in m	Steigrade in $m (3 h)^{-1}$
00	961		00	380	
03	1 195	234	03	530	150
06	1 618	423	06	862	332
09	2 067	449	09	1 425	563
12	2 765	698	12	2 911	1 486
15	3 547	782	15	4 004	1 093
18	4 136	589	18	4 505	501
21	5 381	1 245	21	5 044	539
24	6 804	1 423	24	5 520	476
27	8 021	1 217	27	6 206	686
30	8 771	750	30	6 881	675
33	9 253	482	33	7 378	497
36	9 663	410	36	7 936	558
39	9 951	288	39	8 586	650
42	10 129	178	42	8 779	193
45	10 245	116	45	9 057	278
48	10 388	143	48	9 392	335

Ein breites Spektrum an Steigraten ergab sich für die Luftpartikel, die am 30. Oktober 2010 um 12 UTC gestartet waren und innerhalb der nachfolgenden 48 Stunden eine Höhe von mindestens 8 500 m erreichten, in Bezug auf den 9-stündigen Zeitraum mit dem mittleren maximalen Aufsteigen (Abb. 4.84, linke Spalte). Eine Mehrheit der Partikel (59,6%) überwand in diesen 9 Stunden eine vertikale Distanz zwischen 3 000 m und 5 499 m, insgesamt jedoch waren Steigraten zwischen 0 m und 7 499 m vertreten. Somit ergibt sich ein deutlicher Unterschied zu den Steigraten der Warm-Conveyor-Belt-Partikel bei Tief „Klaus“, die ein wesentlich homogeneres Bild mit Konzentration der Steigraten auf eine einzige 500-m-Klasse zeichnen. Die mittlere Steigrade war mit etwa 3 900 m größer als für die dem Warm-Conveyor-Belt-Gebiet bei Tief „Klaus“ entsprungenen Partikel (circa 3 500 m). Innerhalb der einzelnen 3-Stunden-Zeiträume lässt sich eine gleichmäßige Verteilung der Aufstiegsraten ausmachen. Mit 33,7%, 22,7% und 29,9% ist das Intervall zwischen 1 000 m und 1 499 m in zwei Zeiträumen am stärksten und in einem Zeitraum am zweitstärksten besetzt. Hierbei ergibt sich eine Übereinstimmung zum Warm-Conveyor-Belt-Gebiet von „Klaus“ (Abschnitt 4.1.4), wenngleich bei diesem im letzten

3-Stunden-Zeitraum eine deutliche Abnahme der Steigraten verzeichnet werden konnte. Dies lässt vermuten, dass die Entwicklung des Tiefs beziehungsweise des Teiltiefs seinen Höhepunkt erreicht oder überschritten hatte, während zum bei „Xanthippe“ betrachteten Zeitpunkt der Entwicklungsprozess hinsichtlich großräumigen Hebungsprozessen noch nicht abgeschlossen war.

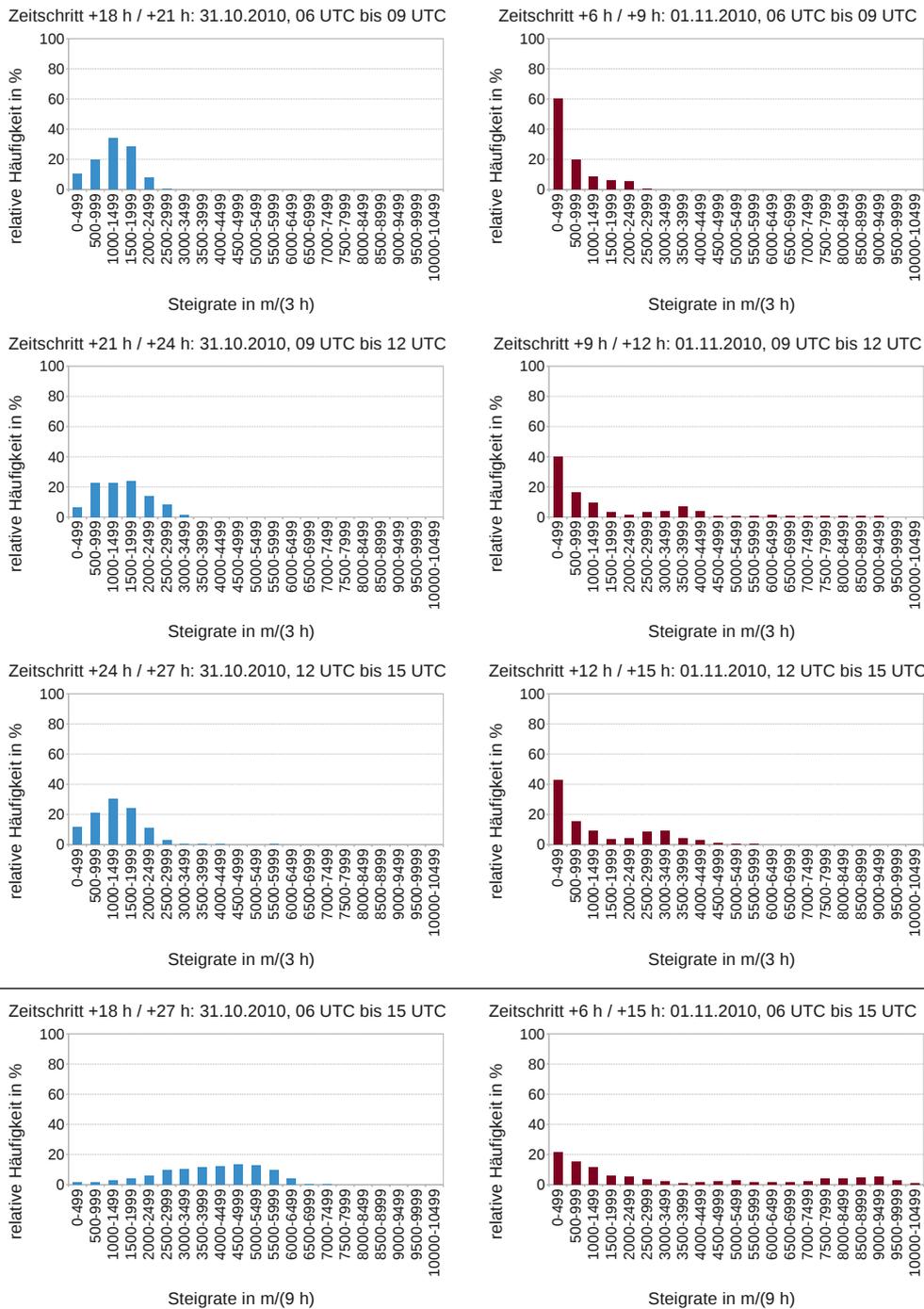


Abb. 4.84: Häufigkeit der in Klassen eingeteilten Steigraten der am 30.10.2010, 12 UTC (linke Spalte) und am 01.11.2010, 00 UTC (rechte Spalte) gestarteten Luftpartikel für die angegebenen Zeitschritte relativ zur Gesamtzahl der Trajektorien zum jeweiligen Zeitschritt.

Die am 1. November 2010 um 00 UTC in der 20°-Umgebung vom Tiefzentrum initialisierten Trajektorien wiesen eine erwartete größere Bandbreite an Anstiegen auf (Abb. 4.84, rechte Spalte). Innerhalb des 9-Stunden-Zeitraumes mit den mittleren maximalen Anstiegen traten Höhengewinne zwischen 0 m und 10 314 m auf, knapp die Hälfte der Trajektorien (47,9%) jedoch reichte nur bis in 1 500 m Höhe. Immerhin fast ein Fünftel (17,8%) ordnete sich in die Intervalle zwischen 7 500 m und 9 499 m ein. Die Steigraten der Luftpartikel während der einzelnen 3-Stunden-Zeiträume signalisierten das Vorhandensein hoch reichender Konvektion. So legte ein Partikel in einem solchen Zeitschritt, zwischen 9 und 12 Stunden nach dem Start, eine vertikale Distanz von 9 188 m zurück. Etwa ein Zehntel (9,2%) von ihnen stieg in dieser Zeit um 5 000 m und mehr auf. Die große Bandbreite an Aufstiegsraten konnte auch schon bei den im Konvektionsgebiet von Tief „Klaus“ gestarteten Luftpartikel beobachtet werden (Abschnitt 4.1.4).

Die mittleren und maximalen Anstiege der Trajektorien in den jeweiligen 3- beziehungsweise 9-stündigen Zeiträumen der verschiedenen Initialisierungszeitpunkte zeigen mehr (Startzeitpunkt 1. November 2010, 00 UTC) oder weniger (Startzeitpunkt 30. Oktober 2010, 12 UTC) große Unterschiede (Abb. 4.85). Die mittleren Steigungen im gesamten betrachteten 9-Stunden-Zeitraum lagen für beide Startzeitpunkte im selben Größenordnungsbereich und betragen für die am 30. Oktober 2010 um 12 UTC gestarteten Luftpartikel 3 885 m und für die am 1. November 2010 um 00 UTC gestarteten Partikel 3 142 m. Relativ gering fielen entsprechend auch die Abweichungen in den einzelnen 3-Stunden-Zeiträumen aus. Deutlich größere Unterschiede taten sich beim maximalen Anstieg einer Trajektorie für beide Initialisierungszeitpunkte auf. Innerhalb des 9-Stunden-Zeitraumes mit dem im Mittel maximalen Anstieg aller Trajektorien mit einem Anstieg von mindestens 8 500 m in 48 Stunden belief sich dieser auf 7 226 m für den ersten und auf 10 314 m für den späteren Startzeitpunkt. Interessant erscheint hierbei, dass im zweiten 3-Stunden-Zeitschritt ein von einem Gitterpunkt gestartetes Luftpartikel bereits eine vertikale Wegstrecke von 9 188 m zurücklegte und damit fast das 9-Stunden-Maximum erreichte. Allerdings handelte es sich nicht um das vom selben Gitterpunkt gestartete Partikel, welches später die maximale vertikale Distanz überwand – dieses schaffte in besagtem Zeitraum lediglich 8 474 m. Für die bei Tief „Klaus“ im Konvektions- respektive Warm-Conveyor-Belt-Gebiet initialisierten Trajektorien ergaben sich ähnliche mittlere und maximale Steigungen (Abschnitt 4.1.4). Dies kann als weiteres Indiz für unterschiedliche Hebungsmechanismen – geordnetes, gleichmäßiges Aufsteigen zum einen, ungeordnete, quasi spontane Vertikalbewegungen zum anderen – gewertet werden.

Wesentlich deutlicher als bei der Vertikalbewegung treten die Unterschiede zwischen beiden Startzeitpunkten bei der zurückgelegten horizontalen Wegstrecke der Luftpartikel zu Tage (Abb. 4.81, rechts). Während die am 30. Oktober 2010 um 12 UTC initialisierten Trajektorien nach 48 Stunden im Mittel eine Länge von knapp 3 000 km aufwiesen, hatten sich die am 01.11.2010 um 00 UTC gestarteten Partikel nach der gleichen Zeitspanne nur rund 300 km von ihrem Ursprungsort entfernt. Auffällig erscheint dabei, dass die zurückgelegte Distanz bereits nach 18 Stunden ein zwischenzeitliches Maximum erreichte, danach verringerte sich der horizontale Abstand im Mittel wieder. Die Differenz zwischen beiden Mitteln betrug nach jeweils 48 Stunden 2 688 km, rund 1 000 km mehr als im untersuchten Fall bei Tief „Klaus“. Dennoch lassen

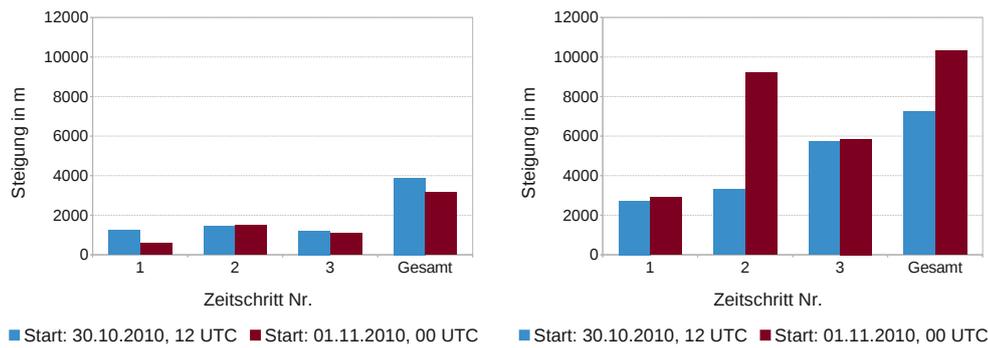


Abb. 4.85: Mittlere (links) und maximale (rechts) Aufstiege der zu den Zeitpunkten 30.10.2010, 12 UTC (blau) und 01.11.2010, 00 UTC (rot) gestarteten Luftpartikel, die innerhalb von 48 Stunden nach dem Startzeitpunkt eine Höhe von mindestens 8 500 m erreichten, betrachtet im 9-Stunden-Zeitraum mit dem jeweils maximalen mittleren Aufstieg nach Tab. 4.6. Die Zeitschritte 1 bis 3 unterteilen diese 9-Stunden-Zeiträume in jeweils drei 3-Stunden-Zeiträume, die Spalte „Gesamt“ betrachtet den jeweiligen gesamten 9-Stunden-Zeitraum.

sich qualitativ im Verlauf sowohl bei der mittleren Höhe als auch bei der mittleren horizontalen Wegstrecke Ähnlichkeiten erkennen.

Sind die am 30. Oktober 2010 um 12 UTC initialisierten Trajektorien in Bezug auf ihren Anstieg recht inhomogen auf verschiedene Klassen verteilt, so ergibt sich für eine solche Einteilung hinsichtlich der auf die horizontale Ebene projizierten Länge ein einheitlicheres Bild (Abb. 4.86, linke Spalte). Fast genau die Hälfte aller Trajektorien (50,8%) wies nach den gesamten 9 Stunden des betrachteten Zeitraumes eine horizontale Länge zwischen 800 km und 949 km auf. Die Längengewinne teilten sich dabei gleichmäßig auf die einzelnen 3-Stunden-Abschnitte auf. Innerhalb eines solchen Zeitraumes belief sich der Zuwachs jeweils mehrheitlich auf 250 km bis 299 km. Qualitativ stimmen diese Ergebnisse mit der analogen Untersuchung der Trajektorien des Warm-Conveyor-Belt-Gebietes von Tief „Klaus“ überein; allerdings wurden die dort gestarteten Luftpartikel innerhalb des betrachteten Zeitraumes weniger weit in horizontale Richtung transportiert.

Differenzierter als beim ersten Startzeitpunkt stellt sich das Bild der in Klassen eingeteilten, auf die horizontale Ebene projizierten Längen der Trajektorien für den Startzeitpunkt 1. November 2010, 12 UTC dar (Abb. 4.86, rechte Spalte). Den gesamten 9-Stunden-Zeitraum betrachtet findet sich ein breites Spektrum, das von 50 km bis 749 km reicht. Schwerpunkte lassen sich mit 21,7% bei horizontalen Längen zwischen 150 km und 199 km sowie mit 16,4% im Intervall zwischen 650 km und 699 km erkennen. Die Klasse mit den größeren Längen repräsentiert dabei mit großer Wahrscheinlichkeit die bis in große Höhen vorgedrungenen Trajektorien und damit die zu rascher Hebung korrespondierenden Bahnkurven, während die in niedrigeren Höhen verweilenden Luftpartikel geringere horizontale Distanzen zurücklegten. In den einzelnen 3-Stunden-Zeiträumen trat eine solche Konzentration auf zwei Klassen zunächst nicht auf. So verteilten sich die Trajektorien im ersten der drei 3-Stunden-Zeiträume auf Intervalle mit horizontalen Längen zwischen 0 km und 249 km, wobei das untere Intervall (0 km bis 50 km) mit lediglich 3,4% besetzt ist. Im zweiten 3-Stunden-Zeitraum sticht die Klasse mit horizontalen Längen von 50 km bis 99 km deutlich hervor, 893 von rund 2 500 Trajektorien beziehungsweise

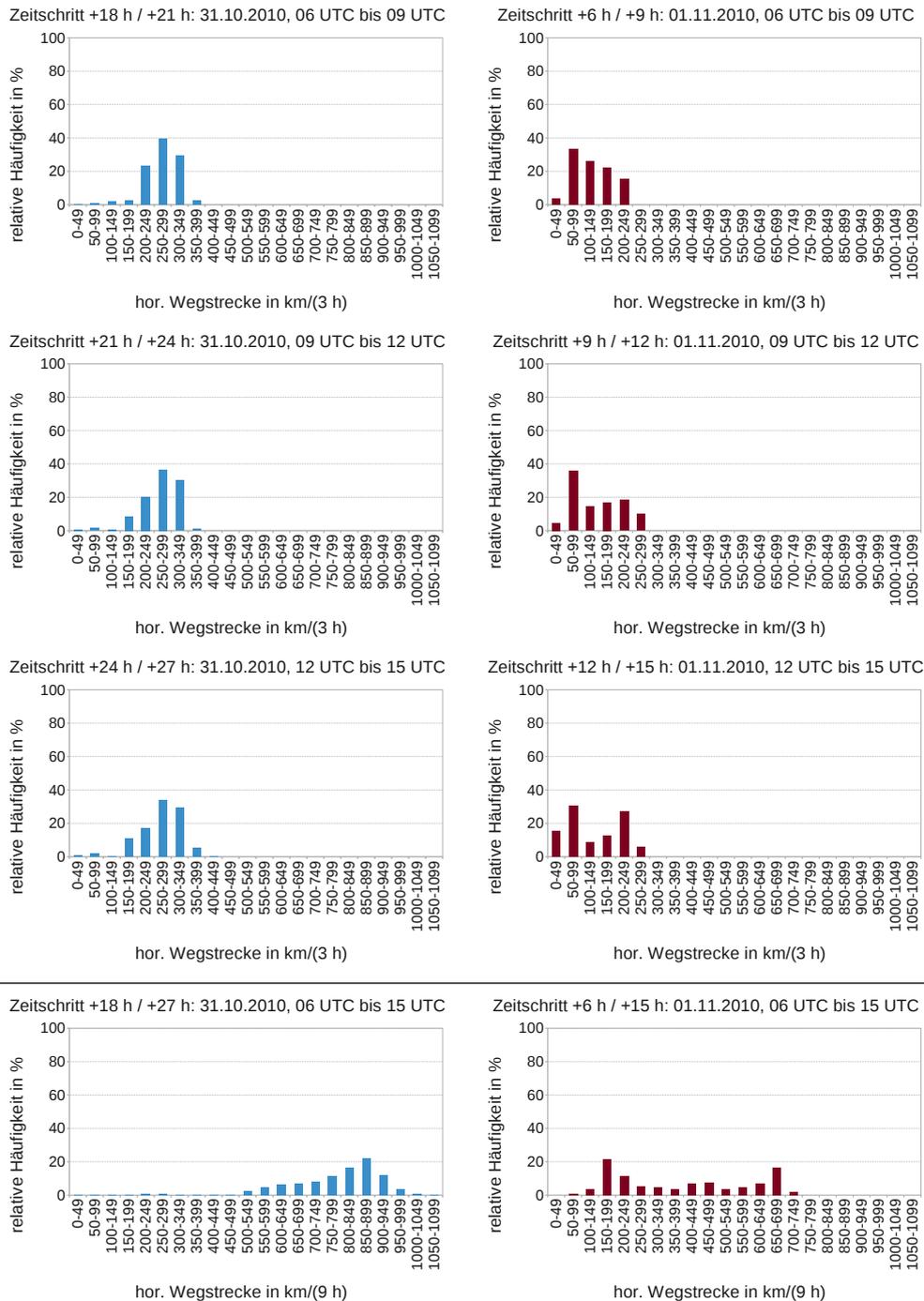


Abb. 4.86: Häufigkeit der in Klassen eingeteilten horizontalen Wegstrecken der am 30.10.2010, 12 UTC (linke Spalte) und am 01.11.2010, 00 UTC (rechte Spalte) initialisierten Luftpartikel für die angegebenen Zeitschritte relativ zur Gesamtzahl der Trajektorien zum jeweiligen Zeitschritt.

35,7% finden sich dort wieder. Jedoch erst im dritten und letzten 3-Stunden-Zeitraum kristallisierten sich zwei deutlich stärkere Klassen im unteren und oberen Längenbereich heraus, die sich in dieser Weise auch im gesamten 9-Stunden-Zeitraum widerspiegeln. Jeweils rund ein Drittel der Luftpartikel (30,4% beziehungsweise 27,2%) wurden während dieser Zeit um 50 bis 99 beziehungsweise zwischen 200 km und 249 km weit transportiert.

Deutliche Unterschiede zwischen den beiden Startzeitpunkten bestehen hinsichtlich der mittleren zurückgelegten horizontalen Distanz der Luftpartikel (Abb. 4.87, rechts). Dabei stehen 778 km in 9 Stunden beim ersten Startzeitpunkt 147 km beim zweiten Startzeitpunkt gegenüber, was noch einmal den grundlegend verschiedenen Charakter der Strömungsverhältnisse unterstreicht. Während der einzelnen 3-Stunden-Zeiträume legten die mutmaßlich dem Warm Conveyor Belt folgenden Luftpartikel im Mittel horizontale Distanzen um 270 km zurück, zum späteren Startzeitpunkt über dem westlichen Mittelmeer kamen die dort gestarteten Partikel im Mittel meist nicht über 50 km horizontale Wegstrecke hinaus. Weniger groß bildeten sich die Differenzen hingegen beim maximalen horizontalen Versatz der Luftpartikel beider Startzeitpunkte ab, der für den Startzeitpunkt 30. Oktober 2010, 12 UTC 1 088 km und für den Startzeitpunkt 1. November 2010, 00 UTC 745 km betrug. Von den Absolutwerten her jeweils geringer, hinsichtlich der Differenzen jedoch ähnlich stellten sich die Verhältnisse bei der analogen Untersuchung im Konvektions- beziehungsweise Warm-Conveyor-Belt-Gebiet von Tief „Klaus“ dar.

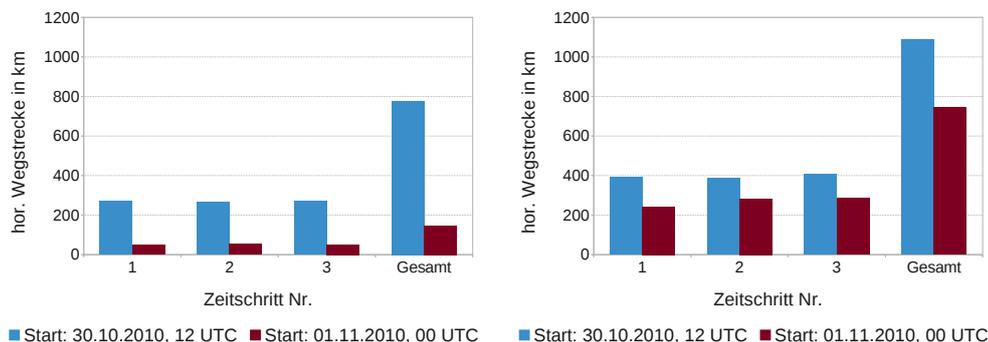


Abb. 4.87: Mittlere (links) und maximale (rechts) horizontale Distanzen der zu den Zeitpunkten 30.10.2010, 12 UTC (blau) und 01.11.2010, 00 UTC (rot) gestarteten Luftpartikel. Sonst wie Abb. 4.85.

5. Zusammenfassung und Ausblick

Die wichtigsten Ergebnisse werden in einem zusammenfassenden Teil interpretiert und hinsichtlich Gemeinsamkeiten und Unterschiede in den beiden Entwicklungen verglichen. Abschließend folgt ein kurzer Ausblick.

5.1 Vergleich der Entwicklungen und Interpretation

Die beiden Tiefdrucksysteme „Klaus“ und „Xanthippe“ unterschieden sich sowohl hinsichtlich ihrer Entwicklung auf der synoptischen Skala als auch im Hinblick auf die mit ihnen verbundenen mesoskaligen Prozesse grundlegend voneinander. Bei „Klaus“ handelte es sich um eine typische kleinräumige, innerhalb der Westwindzone der mittleren Breiten entstandene Orkanzyklone, wie es zum Beispiel Orkan „Lothar“ im Jahre 1999 war. Ihren Anfang nahm die rapide ablaufende Entwicklung am 22. Januar 2009 über dem mittleren Nordatlantik, von dort aus zog das Tief innerhalb von etwa 48 Stunden über die Biskaya und den Süden Frankreichs bis zur mittleren Adria und legte dabei eine Wegstrecke von rund 4 500 km zurück (Abb. 4.4). Die gesamte Länge des Pfades bis zur endgültigen Auflösung des Systems am 25. Januar 2009 über der nördlichen Ägäis betrug sogar über 5 000 km. Der niedrigste Kerndruck während dieser Zeit lag nach COSMO-EU bei 967 hPa und wurde bereits am 24. Januar 2009 um 03 UTC, nur etwa 30 Stunden nach Ausbildung der Initialwelle, erreicht. Die maximalen 3-stündigen Druckänderungen, bezogen auf den Modellgitterpunkt mit dem niedrigsten Luftdruck im Bereich des Kerns, betrugen 8,8 hPa in negative und 4,6 hPa in positive Richtung. Zwischen den beiden Extrema lagen lediglich 24 Stunden, was die Schnelligkeit der Entwicklung unterstreicht. Der Kern von „Klaus“ war zwei offensichtlichen Neubildungen unterworfen; am 24. Januar 2009 im Bereich der Costa Brava und des Löwengolfs sowie einen Tag später in weniger ausgeprägter Form im griechischen Raum.

Aus einem bestehenden Tiefdruckkomplex hervorgegangen erreichte „Xanthippe“ den mittleren Nordatlantik am 29. Oktober 2010 bereits als voll entwickeltes Tiefdruckgebiet. Der niedrigste Luftdruck im Zentrum des Systems wurde jedoch erst einen Tag später, am 30. Oktober 2010 um 18 UTC mit 976 hPa erreicht – 9 hPa mehr als bei „Klaus“ (Tab. 5.1). Zu dieser Zeit hatte sich das Tiefzentrum schon zum ersten Mal neu organisiert und befand sich über der Keltischen See. Die Orte, an denen bei „Klaus“ und „Xanthippe“ der minimale Kerndruck analysiert wer-

den konnte, lagen demnach nur etwa 370 km voneinander entfernt. Die Länge der gesamten Zugbahn lässt sich nur schwer abschätzen. Die Randtiefentwicklung über der Adria außen vor gelassen, dürfte sie zwischen 7 000 km und 9 000 km, sonst zwischen 10 000 km und 11 000 km betragen haben (Abb. 4.43). Dies wäre etwa die doppelte Länge der Zugbahn von „Klaus“. Mit einem ähnlich starken Druckfall wie „Klaus“ konnte „Xanthippe“ nicht aufwarten; allerdings zeigten sich – anders als bei „Klaus“ – zwei im Abstand von 24 Stunden aufeinanderfolgende Minima der 3-stündigen Drucktendenzen. Diese können unmittelbar mit dem Entwicklungshöhepunkt des ersten und zweiten Tiefzentrums in Verbindung gebracht werden. Im Vergleich mit „Klaus“ trat das Maximum der 3-stündigen Drucktendenz deutlicher hervor. Zwischen dem 31. Oktober 2010, 00 UTC und dem 1. November 2010, 00 UTC stieg der Luftdruck im Tiefzentrum um 22 hPa an, ehe die zweite Teiltiefentwicklung im Bereich der Costa Brava / Südostfrankreich diesen Druckanstieg verlangsamte. Insgesamt setzte sich das Tiefdrucksystem „Xanthippe“ aus vier Teil- und Randtiefentwicklungen zusammen, die überwiegend in Folge, im Falle der Entwicklung über der Adria jedoch auch parallel zueinander abliefen. Dies betont die Komplexität des Systems, das nicht – wie man in erster Annahme vielleicht vermuten könnte – aus einem einzigen Tiefdruckzentrum bestand und als solches seine Zugbahn durchlief.

Für die Entwicklung beider Systeme waren synoptisch-skalige Hebungsantriebe hauptverantwortlich. Die maximale, in einer 3° -Umgebung vom Bodentiefzentrum wirksame positive Vorticityadvektion in 300 hPa betrug bei „Klaus“ nahezu am Beginn der Entwicklung $0,51 \text{ h}^{-2}$ und lag damit $0,17 \text{ h}^{-2}$ über dem Wert von „Xanthippe“ (Abb. 4.11 und 4.56, jeweils links). Bei „Xanthippe“ wurde der maximale Wert erst bei der zweiten Teiltiefentwicklung erreicht; die positive Vorticityadvektion bewirkte zu dieser Zeit jedoch keine Intensivierung mehr. Entscheidend war hierbei sehr wahrscheinlich die Lage des Bodentiefs relativ zu dem mit der positiven Vorticityadvektion verbundenen Kurzwellentrog in der Höhe, so dass keine optimale Interaktion zwischen den beiden Gebilden erfolgen konnte. Möglicherweise spielte auch die vergleichsweise kurze Einflusszeit eine Rolle; das Gebiet positiver Vorticityadvektion verlagerte sich innerhalb von 3 Stunden über den Bereich des Bodentiefs hinweg. Die positive Schichtdickenadvektion 500/1 000 hPa in der 3° -Umgebung des Bodentiefzentrums erreichte bei „Klaus“ zur selben Zeit wie die positive Vorticityadvektion ihr Maximum mit $1,4 \text{ K h}^{-1}$ (Abb. 4.14). Beide Antriebe für großräumige Hebung überlagerten sich zu diesem Zeitpunkt, wodurch dem Bodentief optimale Entwicklungsmöglichkeiten gegeben waren. „Xanthippe“ erreichte einen solch hohen Wert nicht annähernd, das Maximum betrug $0,7 \text{ K h}^{-1}$ am 31. Oktober 2010 um 15 UTC (Abb. 4.56, rechts). Zu dieser Zeit jedoch war die erste Teiltiefentwicklung bereits in Abschwächung begriffen, und auf der Rückseite des übergeordneten Höhentrogens beziehungsweise auf der Vorderseite eines von Nordwesten nahenden Rückens war keine neuerliche Vertiefung mehr möglich. Ein lokales Maximum der positiven Schichtdickenadvektion konnte nochmals am 2. November 2010 um 18 UTC im Bereich der dritten Teiltiefentwicklung über der Adria verzeichnet werden, das jedoch einmal mehr nicht unmittelbar von starker positiver Vorticityadvektion überlagert war. Entsprechend trat nur eine schwache bis moderate Intensivierung des Bodentiefs auf. Insgesamt lässt sich für „Klaus“ ein recht kurzes Einwirken allerdings stark ausgeprägter großräumiger Hebungsantriebe mit zusätzlicher Überlagerung konstatieren. Bei „Xanthippe“ hingegen beeinflussten schwächere Antriebe entsprechend der Lebensdauer zwar abschnittsweise über einen längeren Zeitraum das System, kompensierten sich in ihrer Wirkung aber teilweise gegenseitig.

Die horizontale Divergenz in 300 hPa erreichte in einer 3°-Umgebung von Tief „Klaus“ ebenfalls – wie positive Vorticityadvektion und positive Schichtdickenadvektion – am 23. Januar 2009 um 09 UTC ihr Maximum mit $6,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Abb. 4.13, links). Dies kann als weiterer Hinweis für großräumige aufwärts gerichtete Luftbewegungen angesehen werden. Zwar wurden bei „Xanthippe“ mit bis zu $11,3 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ deutlich höhere Werte der horizontalen Divergenz in 300 hPa in der 3°-Umgebung vom Bodentiefzentrum beobachtet, dies jedoch zu einem vergleichsweise späten Zeitpunkt der Entwicklung (Abb. 4.57, links). Die höchsten Werte traten bei „Xanthippe“ während der dritten Teiltiefentwicklung südwestlich von Sizilien und während der Randtiefentwicklung über der nördlichen Adria auf. Tabelle 5.1 stellt die charakteristischen Größen der beiden Tiefdrucksysteme nochmals zusammenfassend gegenüber.

Tab. 5.1: Vergleich charakteristischer Größen der beiden Tiefdruckgebiete „Klaus“ und „Xanthippe“ nach COSMO-EU-Analysen. (*) PVA = maximale positive Vorticityadvektion, SDA = maximale positive Schichtdickenadvektion, DIV = maximale horizontale Divergenz, jeweils in 300 hPa in einer 3°-Umgebung vom Bodentiefzentrum.

Charakteristische Größe	Tief „Klaus“	Tief „Xanthippe“
minimaler Kerndruck	967 hPa	976 hPa
Länge der Zugbahn	~ 4 500 km	~ 8 500–10 500 km
Lebensdauer	~ 72 h	~ 144 h
PVA (*)	0,51 h ⁻²	0,34 h ⁻²
SDA (*)	1,4 K h ⁻¹	0,7 K h ⁻¹
DIV (*)	$6,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$	$11,3 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$

Eine bedeutsame Region für zwei Teiltiefentwicklungen und für die weitere Entwicklung der beiden Systeme an sich war das Gebiet rund um die Costa Brava beziehungsweise am westlichen Löwengolf. Die Genese der dort entstandenen Teiltiefs lief bei „Klaus“ und „Xanthippe“ auf unterschiedliche Weise ab. Während bei „Klaus“ sehr wahrscheinlich Leeeffekte, ausgehend von den östlichen Pyrenäen, beteiligt waren, erscheint dies bei „Xanthippe“ fraglich. Vielmehr dürften hier Umströmungseffekte eine bodennahe zyklonale Rotation initiiert haben. Für die Intensivierung waren in beiden Fällen jedoch überlagerte, großräumige Hebungsantriebe unabdingbar.

Die Berechnung der Vorwärtstrajektorien für beide Systeme, jeweils gestartet in einer 3°-Umgebung vom Bodentiefzentrum, lieferten von Grund auf unterschiedliche Ergebnisse. Trotz einer Neuformierung des Tiefzentrums könnte man ob der einheitlichen, langen Trajektorien bei „Klaus“ eine in sich geschlossene Entwicklung vermuten. Die Länge der Trajektorien vom ersten Startzeitpunkt an war durch die große Geschwindigkeit des Grundstromes bedingt. Der antizyklonale „Knick“ in den Trajektorien ereignete sich etwa 20 bis 25 Stunden nach dem ersten Startzeitpunkt und bildete sich auch noch in den zu den drei nachfolgenden Startzeitpunkten gestarteten Trajektorien über dem südfranzösischen Raum aus. Ausgehend vom ersten Startzeitpunkt konnte das Zentrum von „Klaus“ 24 Stunden später ebenfalls über dem Süden Frankreichs ausgemacht werden; die Luftpartikel hatten sich in einer Höhe von etwa

1 500 m bis 3 000 m demnach genau so schnell wie das Tief selbst verlagert. Eine solch hohe Verlagerungsgeschwindigkeit kann ein Tiefdruckgebiet nur im frühen Stadium seiner Entwicklung erreichen, in welchem sich „Klaus“ zu dieser Zeit befand. Die plötzliche Richtungsänderung der Luftpartikel war das Resultat der Teiltiefentwicklung über dem nordwestlichen Mittelmeer respektive des damit verbundenen Geopotenzialabbaus. Dadurch stellte sich über dem Süden Frankreichs und dem Norden Spaniens eine nordwestliche, zum Druckfallgebiet gerichtete Strömung ein. Im Gegensatz zu den geradlinigen Trajektorien bei „Klaus“ lassen sich im Fall „Xanthippe“ die einzelnen Teil- und Randtiefs an Hand eines jeweils neu ansetzenden Rotationszentrums deutlich voneinander abgrenzen (Abb. 4.59). Offen bleibt die Frage, warum sich solche Rotationszentren im Trajektorienbild von „Klaus“ nicht ausbildeten. Eine mögliche Erklärung könnten die großen Strömungsgeschwindigkeiten im Umfeld des Tiefzentrums in sämtlichen Höhenschichten der Troposphäre im Zusammenspiel mit der großen Verlagerungsgeschwindigkeit des Tiefkerns selbst sein, so dass die Translation der Luftpartikel die zyklonale Rotation überwog und diese nicht erkennbar ist. Die deutlich größere Strömungsgeschwindigkeit im Umfeld von Tief „Klaus“ lässt sich auch an der Länge der Trajektorien erkennen, die zu Beginn der Entwicklung etwa eineinhalb mal so lang wie die längsten Trajektorien im Mittel bei „Xanthippe“ waren. Allerdings muss das zu Beginn des Analysezeitraumes bereits fortgeschrittene Entwicklungsstadium von „Xanthippe“ berücksichtigt werden.

Auffällig in Zusammenhang mit der Trajektorienanalyse ist der jeweilige Anstieg der mittleren spezifischen Feuchte im Zuge der einzelnen Teil- und Randtiefentwicklungen sowohl bei „Klaus“ als auch bei „Xanthippe“ (Tab. 4.1 und 4.4). Da die Trajektorien zu jedem Zeitschritt zwischen 0 m und 2 000 m Höhe neu initialisiert wurden, kann dies als ein starkes Indiz dafür gewertet werden, dass mit der Ausbildung eines Teil- oder Randtiefs jeweils eine andere, feuchtere Luftmasse in die Zirkulation einbezogen wurde, die dem System über latente Wärmeflüsse neue Energie zuführte. Größere Unterschiede in der mittleren spezifischen Feuchte zu Beginn eines jeweils 48-stündigen Zeitraumes ergaben sich für beide Systeme bei der Verlagerung über das Mittelmeer. Dies lässt sich zum einen auf die Ende Oktober beziehungsweise Anfang November jahreszeitbedingt höhere Meeresoberflächentemperatur und den damit verbundenen größeren latenten Wärmeflüssen bei gleicher Vertikalgeschwindigkeit als Ende Januar in dem Gebiet zurückführen. Analysen zeigen für den 31. Oktober 2010 um 00 UTC für das nordwestliche Mittelmeer Oberflächentemperaturen von etwa +19 °C, dagegen am 24. Januar 2009 um 00 UTC im Bereich der Zugbahn von Tief „Klaus“ im Golf von Genua nur circa +15 °C. Zum anderen herrschte bei „Klaus“ eine kräftige westliche Strömung vor, während bei „Xanthippe“ überwiegend schwache südwestliche Winde dominierten. So konnte sich bei „Xanthippe“ die Luft in den unteren Schichten auf ihrem sowohl hinsichtlich der räumlichen Distanz als auch der zeitlichen Dauer langen Weg über das westliche Mittelmeer mit Feuchtigkeit anreichern, während dies bei „Klaus“ nur in abgeschwächter Form möglich war.

Ähnlichkeiten zwischen beiden Fällen lassen sich bei den mittleren erreichten Höhen der Trajektorien feststellen (Abb. 4.22 und 4.23 für „Klaus“, Abb. 4.60, 4.61 und 4.62 für „Xanthippe“). Diese betragen bei „Klaus“ maximal 4 620 m 30 Stunden nach dem ersten Startzeitpunkt, also im frühen Stadium des Tiefs. Bei „Xanthippe“ wurden mehrfach Höhen von zum Teil deutlich über 4 000 m und maximal 4 503 m 42 Stunden nach dem Startzeitpunkt 30. Oktober 2010, 12 UTC – dem Zeitpunkt der Ausbildung des ersten Teiltiefs – verzeichnet. Die größten Höhen

erreichten die Trajektorien im Mittel dabei jeweils in den Stunden nach den ersten Startzeitpunkten bei Beginn einer Teil- oder Randtiefentwicklung; bei „Klaus“ hingegen nahmen die maximalen mittleren Höhen im Verlauf nahezu kontinuierlich ab. Die Vertikalbewegungen im Umfeld der beiden Tiefs waren demnach ähnlich stark ausgeprägt, die Teil- und Randtiefentwicklungen können, besonders im Fall von „Xanthippe“, deutlich identifiziert werden.

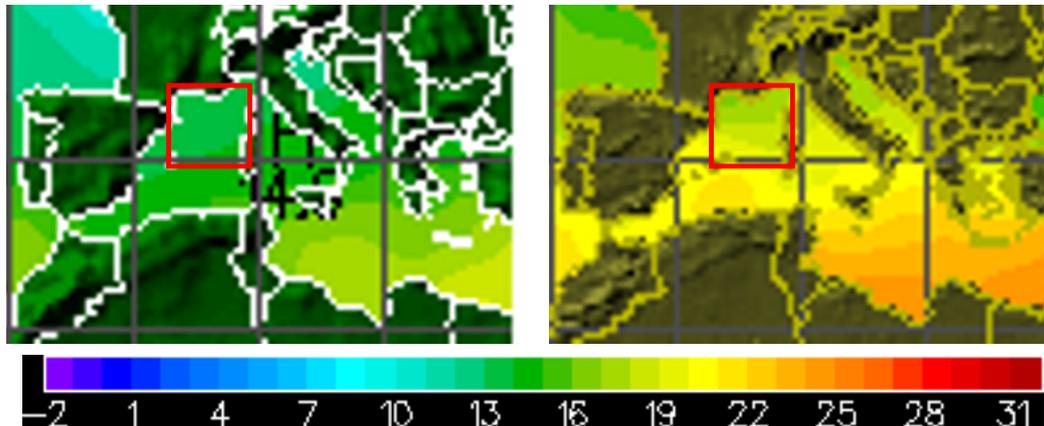


Abb. 5.1: Analysen der Wasseroberflächentemperatur in °C im Mittelmeer am 24.01.2009, 00 UTC (links) und am 31.10.2010, 00 UTC (rechts). Das rote Rechteck markiert das Gebiet, durch das die Zugbahnen der beiden Tiefdruckgebiete hindurch verliefen. Quelle: <http://weather.unisys.com/archive/sst>.

Schwierig zu interpretieren sind die in den Auflösungs- und Entstehungsgebieten der jeweiligen Teil- und Randtiefentwicklungen gestarteten Trajektorien (Abb. 4.24 und 4.25 für „Klaus“, Abb. 4.63, 4.64, 4.65, 4.69 und 4.70 für „Xanthippe“). Sie weisen teilweise komplizierte Muster ohne zugrunde liegende Systematik auf. Vor allem können in den Entstehungsgebieten der Teiltiefs beziehungsweise des Randtiefs im Vorfeld kaum Strukturen mit eindeutigen Anzeichen für eine bevorstehende Zyklogenese ausgemacht werden. Dies gilt im Hinblick auf eine zyklonale Rotation oder auffällige Vertikalbewegungen, die man im Zuge einer beginnenden Tiefdruckentwicklung erwarten würde. Insbesondere bei „Klaus“ bildete sich eine solche zyklonale Rotation sogar erst einige Stunden nach der Entstehung des Teiltiefs aus, bei „Xanthippe“ waren während der Entwicklungsphase immerhin zyklonale Konturen und ein im Verlauf verstärktes Aufsteigen erkennbar. Einen Spezialfall stellt im Fall „Xanthippe“ die Randtiefentwicklung im Bereich der Adria mit dem vor Tunesien parallel existierenden Tiefzentrum dar. Während der gesamten Entwicklungsphase des Randtiefs blieb im Umfeld des vormaligen und späteren, quasistationären Tiefkerns eine ausgeprägte zyklonale Rotation erhalten; eine ebensolche trat auch im Entstehungsgebiet des Randtiefs über dem Süden Italiens auf. Die größte mittlere spezifische Feuchte wurde dem Randtief bereits zugeführt, bevor der Kerndruck dieses als Zentrum von „Xanthippe“ klassifizierte.

Die Startregionen der Trajektorien mit einem Anstieg von mindestens 8 500 m innerhalb von 48 Stunden wichen in beiden Fällen teilweise deutlich von der Position des Bodentiefzentrums ab (Abb. 4.27 bis 4.31 für „Klaus“, Abb. 4.71 bis 4.79 für „Xanthippe“). Die Impulse für großräumige und stark ausgeprägte Vertikalbewegungen gingen primär von Strukturen der Höhenströmung wie kurzweiligen Trögen und Divergenzgebieten aus; gleichwohl bildete sich erst mit der Annäherung des Bodentiefs an die jeweiligen Startregionen sowohl bei „Klaus“ als auch bei

„Xanthippe“ eine deutlich sichtbare zyklonale Struktur in den Trajektorien aus. Die bis in große Höhen aufsteigenden Luftpartikel bekamen dadurch offenbar bereits in Bodennähe verstärkt positive Vorticity aufgeprägt. Im Fall von „Xanthippe“ ging damit gleichzeitig eine erhebliche Verstärkung der Vertikalbewegungen über einem größeren Gebiet einher.

An Hand der Struktur der Trajektorien mit großer vertikaler Erstreckung können diese dem Warm Conveyor Belt oder hoch reichender Konvektion zugeordnet werden. Bei „Klaus“ traten beide Arten von Trajektorien zu einem Startzeitpunkt auf, für „Xanthippe“ ließ sich ein solcher Startzeitpunkt nicht eindeutig festlegen. Daher wurden für diesen Fall zwei verschiedene Startzeitpunkte betrachtet. Die den Warm Conveyor Belts zugeordneten Trajektorien wiesen besonders bei „Klaus“ ein wesentlich enger gefasstes, im 9-Stunden-Zeitraum mit den maximalen mittleren Anstiegen im Wesentlichen auf drei Klassen à 500 km beschränktes Spektrum an Steigraten als die der hoch reichenden Konvektion zugeschriebenen Bahnkurven auf (Abb. 4.35). Die aufsteigenden Luftbewegungen wurden zu dieser Zeit demnach durch zwei verschiedene Mechanismen bewerkstelligt. Allerdings hatte „Klaus“ den Höhepunkt seiner Entwicklung dabei schon überschritten. Im Vergleich dazu sind die Unterschiede bei „Xanthippe“ weniger offensichtlich, aber dennoch vorhanden (Abb. 4.84). Gleiches gilt für die auf die horizontale Ebene projizierten Wegstrecken dieser Trajektorien (Abb. 4.37 und 4.86). Im Falle des Warm Conveyor Belt wurden Wegstrecken von mehreren hundert Kilometern, bei hoch reichender Konvektion dagegen vielfach und vor allem bei „Klaus“ deutlich weniger erreicht.

5.2 Ausblick

Eine Trajektorienanalyse, wie sie in dieser Diplomarbeit durchgeführt wurde, kann die unterschiedlichen Vorgänge, die zu Wolken- und Niederschlagsbildung in einem Tiefdruckgebiet führen, voneinander separieren. Dies könnte bereits im Vorfeld oder im Verlauf einer Tiefdruckentwicklung eine Identifizierung von eingebetteter Konvektion und daraus resultierenden konvektiven Niederschlägen oder die Erkennung eines sich ausbildenden Warm Conveyor Belt mit lang anhaltenden Niederschlägen in einer bestimmten Region ermöglichen. Über die Werte der spezifischen Feuchte in den unteren Schichten der Troposphäre ließe sich die dem System zugeführte latente Energie und damit das Potenzial für große Niederschlagsmengen abschätzen. Auf dieser Basis könnte zusätzlich zu den klassischen Analyse- und Diagnoseverfahren neues Kartenmaterial zur besseren Vorhersage von HIW beziehungsweise **H**igh **P**recipitation **E**vents (HPE) entwickelt werden. Hierfür wären zum Beispiel hoch aufgelöste Simulationen von Trajektorien, insbesondere hinsichtlich deren Steigungen und horizontalen Längen, geeignet. Von Interesse wären auch weitere, entlang der Trajektorien eingetragene meteorologische Größen wie Luftdruck, Feuchte, Horizontal- und Vertikalgeschwindigkeit oder Vorticity.

In dieser Diplomarbeit wurden ausschließlich Vorwärtstrajektorien betrachtet. Eine Berechnung von Rückwärtstrajektorien wäre hilfreich, um die Ursprungsgebiete der verschiedenen, an einer Tiefdruckentwicklung beteiligten Luftmassen oder des als Niederschlag ausfallenden Wassers zu bestimmen. Über statistische Auswertungen könnten so die Ursprungsgebiete und

Transportprozesse identifiziert werden, die vornehmlich an der Entstehung von HIW beteiligt sind. Hierfür müsste jedoch eine Vielzahl ähnlicher Fälle betrachtet werden.

Für die Entwicklung von Tief „Xanthippe“ und die mit ihm im weiteren Verlauf verbundenen Starkniederschläge spielte die Entstehung eines Teiltiefs über dem westlichen Mittelmeerraum eine große Rolle. Sie fand in derselben Region statt, in der auch bei „Klaus“ eine Teiltiefentwicklung beobachtet werden konnte. Möglicherweise lässt sich eine solche bei weiteren Tiefdruckgebieten nachvollziehen, die in der Vergangenheit HIW hervorbrachten. Eine präzise Simulation dieser Vorgänge könnte die Vorhersage ebenfalls verbessern.

Beobachtungs- und Messdaten verschiedener Wetterdienste lassen sich nur über ein einheitliches Datenformat in eine miteinander vergleichbare Darstellung überführen. Die Visualisierung mittels eines interaktiven Kartenhintergrundes erlaubt eine einfache und übersichtliche Handhabung auch großer Datenmengen. Zukünftig könnten weitere Messgrößen auf diese Weise aufbereitet und dargestellt werden. Im operationellen Betrieb wäre dies auch zeitnah möglich.

Literaturverzeichnis

- Adrian, G. und D. Frühwald, 2002: Design der neuen Modellkette GME/LM. *promet*, **27 (3-4)**, 106–110.
- Beheng, K. D., 2006: Dynamik der Atmosphäre. Skript zur Vorlesung. Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Buzzi, A., N. Tartaglione, und P. Malguzzi, 1998: Numerical Simulations of the 1994 Piedmont Flood: Role of Orography and Moist Processes. *Mon. Wea. Rev.*, **126 (9)**, 2369–2383.
- Doms, 2011: A Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO-Model, Part I: Dynamics and Numerics. *Deutscher Wetterdienst*.
- Doswell III, C. A., C. Ramis, R. Romero, und S. Alonso, 1998: A Diagnostic Study of Three Heavy Precipitation Episodes in the Western Mediterranean Region. *Weather and Forecasting*, **13 (1)**, 102–124.
- Harrold, T. W., 1973: Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **99 (420)**, 232–251.
- Heyer, E., 2006: *Witterung und Klima: Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie. 12. überarbeitete Auflage*. Vieweg+Teubner Verlag, Wiesbaden, 554 S.
- Homar, V., A. Jansa, J. Campins, A. Genovés, C. Ramis, et al., 2007: Towards a systematic climatology of sensitivities of Mediterranean high impact weather: a contribution based on intense cyclones. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **7**, 445–454.
- Homar, V., R. Romero, C. Ramis, S. Alonso, et al., 2002: Numerical study of the October 2000 torrential precipitation event over eastern Spain: analysis of the synoptic-scale stationarity. *Ann. Geophys.*, **20 (12)**, 2047–2066.
- Hoskins, B. J., I. Draghici, und H. C. Davies, 1978: A new look at the ω -equation. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **104 (439)**, 31–38.
- Jansa, A., A. Genoves, M. Picornell, J. Campins, R. Riosalido, und O. Carretero, 2001: Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 2: Statistical approach. *Meteorol. Appl.*, **8 (1)**, 43–56.
- Kraus, H., 2004: *Die Atmosphäre der Erde. Eine Einführung in die Meteorologie. 3. erweiterte und aktualisierte Auflage*. Springer-Verlag GmbH & Co. KG, Heidelberg, 422 S.

- Kunz, M., C. Hauck, und C. Kottmeier, 2005: Meteorologische Naturgefahren. Skript zur Vorlesung. Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie (KIT).
- Kurz, M., 1990: *Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Nr. 8: Synoptische Meteorologie. 2., vollständig neu bearbeitete Auflage*. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach, 197 S.
- Liberato, M. L. R., J. G. Pinto, I. F. Trigo, und R. M. Trigo, 2011: Klaus – an exceptional winter storm over northern Iberia and southern France. *Weather*, **66**, 330–334.
- Luque, A., L. Fita, R. Romero, und S. Alonso, 2007: Tropical-like Mediterranean storms: an analysis from satellite. EUMETSAT.
- Moore, J. T. und G. E. Vanknowe, 1992: The Effect of Jet-Streak Curvature on Kinematic Fields. *Mon. Wea. Rev.*, **120** (11), 2429–2441.
- Pichler, H., 1997: *Dynamik der Atmosphäre. 3. aktualisierte Auflage*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 572 S.
- Sanders, F. und J. R. Gyakum, 1980: Synoptic-Dynamic Climatology of the “Bomb”. *Mon. Wea. Rev.*, **108** (10), 1589–1606.
- Schmidt, H. W., 2002: Die Urlaubsreisen der Europäer. *Statistik kurz gefasst. Industrie Handel und Dienstleistungen*, **15**, 1–8.
- Schraff, C. H., 1996: Data Assimilation and Mesoscale Weather Prediction: A Study with a Forecast Model for the Alpine Region. Dissertation, ETH Zürich.
- Schulz, J. P. und U. Schättler, 2011: Kurze Beschreibung des Lokal-Modells Europa COSMO-EU (LME) und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD.
- Steinacker, R., W. Pötschacher, und M. Dorninger, 1997: Enhanced Resolution Analysis of the Atmosphere over the Alps Using the Fingerprint Technique. *Annalen der Meteorologie*, **35**, 235–237.
- Steppeler, J., G. Doms, und G. Adrian, 2002: Das Lokal-Modell LM. *promet*, **27** (3-4), 123–128.
- Wernli, H., 1997: A Lagrangian-based analysis of extratropical cyclones. II: A detailed case-study. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **123** (542), 1677–1706.
- Wernli, H. und H. C. Davies, 1997: A Lagrangian-based analysis of extratropical cyclones. I: The method and some applications. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **123** (538), 467–489.

Danksagung

An dieser Stelle gilt es denjenigen zu danken, die auf unterschiedliche Weise einen Teil zum Gelingen dieser Diplomarbeit und zu einem erfolgreichen Abschluss meines Studiums beigetragen haben.

Bei Prof. Dr. Christoph Kottmeier bedanke ich mich für die Vergabe und Ermöglichung dieser spannenden Arbeit. Prof. Dr. Klaus Dieter Beheng danke ich für die freundliche Übernahme des Korreferats.

Für die Betreuung und Korrektur der Arbeit ein großes „Danke“ an Dr. Ulrich Corsmeier und Dipl.-Met. Bernhard Mühr, die stets zwei offene Ohren für die sich im Laufe einer Diplomarbeit ergebenden kleineren und größeren Fragen hatten. Sie brachten mich immer auf den richtigen Weg, auch wenn dieser Weg manchmal „durch den Busch“ führte. Danke Ulli und Bernhard!

Ein Dankeschön geht ebenso an Dr. Claus-Jürgen Lenz für die Bereitstellung der COSMO-Analysedaten und wertvolle Hilfen im Umgang mit GrADS. Dies gilt auch für das wetter3.de-Team, Dipl.-Met. Holger Mahlke und Dipl.-Met. Rainer Behrendt, die mir zahlreiche Tipps und Hilfestellungen bei Problemen mit GrADS gaben. Vielen Dank!

Prof. Dr. Heini Wernli danke ich dafür, dass ich mit dem von ihm entwickelten Programmsystem LAGRANTO arbeiten und die Trajektorienberechnungen durchführen durfte. Vielen Dank auch an Dr. Christian Grams für die Installation und geduldige Hilfe mit LAGRANTO und ParaView und bei der Interpretation erster Ergebnisse.

Die VERA-Analysen durfte ich mit freundlicher Genehmigung auf den Rechnern des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien aufbereiten. Für die rasche und unproblematische Abwicklung vielen Dank an Mag. Felizitas Zeitz. Vom französischen und spanischen Wetterdienst erhielt ich zeitlich hoch aufgelöste Beobachtungsdaten. Hierfür ein Danke im Speziellen an Virginie Gorjux und Consuelo Gómez. In Verbindung damit herzlichen Dank an Dr. Samiro Khodayar für die Spanisch-Übersetzungen und ihr Telefonat, mit dem Sie das Institut vor einem größeren Unkostenbeitrag bewahrt hat. Weitere Übersetzungen steuerten mein Onkel Manfred und mein Cousin Daniel bei.

Für die Einrichtung des PCs und die Hilfe bei der Installation diverser Programme vielen Dank an Gabi Klinck. Olgica Birnmeier, Doris Stenschke und Rosalba Gräbner sei für die stets freund-

liche Hilfe in den Sekretariaten und Friederike Schönbein für ihre Geduld mit mir und meinen Hiwi-Verträgen gedankt.

Dem schließt sich ein Danke an Dipl.-Met. Heinz Zimmermann an, der mir den wohl schönsten Hiwi-Job am Institut ermöglichte. Vielen Dank an Marie, Kirstin, Peter und Gerrit für zahlreiche schöne und lustige Fahrten auf die Hornisgrinde zur Stationswartung; ganz gleich ob bei $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ und Sturm im Winter, Schnee im Mai oder nebligem Sprühregen im Herbst. Danke auch an Dipl.-Ing. Bernhard Deny, Gerhard Brückel, Stephan Kraut und das Werkstatt-Team, vor allem Jürgen Seringer und Timo Gamer, für die Unterstützung bei kleineren und größeren Fehlern und Reparaturen. Ein weiteres Dankeschön geht an Bernhard, der mir den (zweit)schönsten – zeitweise aber mindestens auch zweitaufwändigsten – Hiwi-Job mit der Mitarbeit an dem Projekt Wettergefahren-Frühwarnung eröffnete, bei der ich reichlich Erfahrung in der synoptischen Meteorologie und in der Aufbereitung besonderer Wetterereignisse sammeln konnte.

Der gesamten Arbeitsgruppe „Konvektive Systeme“ gilt mein Dank für aufschlussreiche Diskussionen und der „Mittagessenrunde“ um Andreas, Jürgen, Martin, Norbert und Ulli für mal mehr, mal weniger treffende Analysen der aktuellen Geschehnisse beim Fußball. Danke für die angenehme Atmosphäre und die schöne Zeit.

Besonders bedanken möchte ich mich bei Regina für all die Hilfen und Unterstützung während des gesamten Studiums, angefangen von der Höheren Mathematik bis hin zur Vorbereitung auf die Diplomprüfung. Danke für Deine Freundschaft!

Schließlich danke ich herzlich meinen Großeltern, die mir einst ein Wetterbuch schenkten und damit mein gesteigertes Interesse an der Meteorologie überhaupt erst weckten, sowie meinen Eltern Gerlinde und Klaus für Ihre fortwährende Unterstützung und Geduld, die mir dieses Studium ermöglichten.

Erklärung

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

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

Karlsruhe, den 25. Juni 2012

Christian Ehmann