

Untersuchung der Luftmasseneigenschaften und ihrer Transformation bei schweren Hagelereignissen über Europa

Diplomarbeit im Fach Meteorologie
vorgelegt von

Martin Busch

12. August 2013



INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE

Referent:

PD Dr. Michael Kunz

Koreferent:

Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Meteorologische Grundlagen	3
2.1	Thermodynamische Grundlagen	3
2.1.1	Vertikalbewegung von Luftpaketen	3
2.1.2	Thermodynamische Prozesse und Größen	5
2.1.3	Stabilitätsbetrachtungen	7
2.1.4	Kondensationsniveaus	9
2.1.5	Windscherung	11
2.1.6	Hebungsantriebe und -mechanismen	11
2.2	Konvektionsparameter und -indizes	13
2.2.1	Konvektiv verfügbare potentielle Energie (CAPE)	13
2.2.2	Total Totals-Index (TT)	14
2.3	Konvektive Wettersysteme	15
2.3.1	Gewitterentstehung- und -entwicklung	15
2.3.2	Hagelentstehung	18
2.4	Aktueller Wissensstand über konvektive Extremwetterereignisse	21
3	Datengrundlage und Methoden	23
3.1	Datengrundlage	23
3.1.1	European Severe Weather Database, ESWD	23
3.1.2	ERA-Interim Reanalysen	24
3.2	Methoden	25
3.2.1	Auswahlverfahren der Hagelmeldungen	25
3.2.2	Statistische Merkmale der Ereignisse	28
3.2.3	Betrachtete Parameter	31
3.2.4	Numerische Berechnungen	32
3.2.5	Analyse der Luftmasseneigenschaften im Entstehungsgebiet	33
3.2.6	Lagrangesche Perspektive der Luftmasseneigenschaften	35

4	Analyse der Luftmasseneigenschaften ausgewählter Hagelereignisse im Entstehungsgebiet	37
4.1	Großräumige Hebungsantriebe	37
4.2	Höhenströmung	41
4.3	Windscherung	43
4.4	Stabilitätsbetrachtungen	45
5	Analyse der Luftmasseneigenschaften und -transformation mittels Rückwärtstrajektorien	53
5.1	Überblick	53
5.2	Analysen nach verschiedenen Hagelkorngrößen	59
5.3	Ausgewählte Teilregionen	63
6	Zusammenfassung	69
A	Untersuchte Hagelereignisse	73
B	Abbildungen und Tabellen	79

1. Einleitung

Schwere Gewitterstürme bestimmen während der Sommermonate maßgeblich das Wettergeschehen in Deutschland und vielen anderen Regionen Europas. Trotz ihrer sehr geringen räumlichen Ausdehnung von teilweise nur wenigen Kilometern tragen sie mit ihren unwetterartigen Begleiterscheinungen wie Starkregen, Sturmböen, Blitzschlag, Tornados und insbesondere Hagel erheblich zum Gefährdungspotential durch Naturgefahren bei. Die durch Hagelschlag verursachten Schäden an Gebäuden, Fahrzeugen oder in der Landwirtschaft rufen jährlich erhebliche Schadenssummen in dreistelliger Millionenhöhe hervor. Ein solches Hagelereignis beschädigte beispielsweise am 26. Juni 2006 in der Region Villingen-Schwenningen in einem Postleitzahlengebiet fast 80% aller Gebäude und verursachte innerhalb kürzester Zeit Gebäudeschäden von über 250 Mio. € (MunichRe, 2008). Insgesamt sind derzeit in Baden-Württemberg rund 40% aller durch Naturgefahren verursachten Gebäudeschäden mit Hagel verbunden (Kunz und Puskeiler, 2010).

In verschiedenen Untersuchungen konnten regionale Unterschiede in der Auftrittswahrscheinlichkeit festgestellt werden. Puskeiler (2013) beispielsweise konnte anhand einer Analyse von Radardaten, kombiniert mit Schadendaten von Versicherungen zeigen, dass die Häufigkeit von Hagel stark durch die Orografie bestimmt ist. So zeigen sich ausgeprägte Maxima der Hagelwahrscheinlichkeit vor allem stromab der Mittelgebirge. Diese räumliche Variabilität kann zu einem Teil auf Umströmungseffekte im Vorfeld der Hagelstürme zurückgeführt werden (Kunz und Puskeiler, 2010). Auch ein Trend zu häufiger auftretenden Hagelereignissen kann festgestellt werden. Kapsch et al. (2012) zeigten anhand eines Ensembles aus acht regionalen Klimamodellen, dass nach einem Bayesischen Modellansatz zufolge die Anzahl der Tage mit Hagelschlag im Zeitraum 2030 – 2045 in Deutschland voraussichtlich um 15% gegenüber 1971 – 2000 zunehmen wird. Nach dem logistischen Hagelmodell von Mohr (2013) ist mit einer Zunahme von 25 – 30 % in der Anzahl der Tage mit einem erhöhten Hagelpotential im Zeitraum zwischen 2021 und 2050 zu rechnen.

Aufgrund ihrer geringen räumlichen Ausdehnung wird hochreichende Konvektion nur unzureichend von den derzeitigen numerischen Wettervorhersagemodellen wiedergegeben. Auch die damit verbundenen Wetterphänomene wie Hagel werden nicht annähernd

realistisch vorhergesagt. Aufgrund des erheblichen Schadenpotentials durch großen Hagel besteht ein hohes Interesse daran, die Entstehungsbedingungen und Luftmasseneigenschaften im Bereich schwerer Hagelstürme näher zu untersuchen. Damit ergibt sich auch die Möglichkeit die Vorhersagbarkeit, speziell in der Kurzfristvorhersage (maximal 24 Stunden), zu verbessern.

Die Grundlage für die Untersuchungen in dieser Arbeit liefern Hagelmeldungen aus der *European Severe Weather Database* (ESWD) des *European Severe Storms Laboratory* (ESSL)¹ (Dotzek et al., 2009). Diese Datenbank enthält Beobachtungen zu unwetterartigen konvektiven Erscheinungen in Europa. Die Auswahl der hier analysierten Ereignisse beschränkt sich dabei auf die Beobachtungen mit dem größten Hagelkorndurchmesser am jeweiligen Tag. Um die Intensität der Ereignisse abstufen zu können, werden die Meldungen anhand des Durchmessers in drei Hagelklassen eingeteilt. Datengrundlage stellen ERA-Interim Reanalysen des *European Center for Medium Range Weather Forecast* dar. Zum einen werden in dieser Arbeit die Luftmassen ausgewählter Hagelereignisse über Europa in Bezug auf deren mittlere meteorologische Entstehungsbedingungen in einem weiteren Gebiet analysiert. Dabei werden die Eigenschaften der Luftmassen sowie wirksame Hebungsantriebe in der näheren Umgebung genauer betrachtet. Zum anderen dienen Rückwärtstrajektorien der zu Hagel führenden Luftmassen dazu, sowohl deren Herkunft als auch den Verlauf und die Transformation zu untersuchen. Dazu werden mit dem Programm *LAGRangian Analysis Tool* (Wernli und Davies, 1997), ausgehend vom Gitterpunkt der den Ereignissen zuzuordnen ist, Trajektorien in verschiedenen Schichten der Troposphäre gestartet und in die Vergangenheit zurückgerechnet.

In Kapitel 2 dieser Arbeit werden die meteorologischen Grundlagen der hier durchgeführten Untersuchungen bereitgestellt. Zunächst findet eine Betrachtung der relevanten Variablen statt, bevor auf die Entstehung von hochreichender Feuchtkonvektion sowie die Hagelbildung eingegangen wird. Das nächste Kapitel erläutert die Vorgehensweise über die Auswahl der Hageltage und die Methodik zur Betrachtung der Ergebnisse. Kapitel 4 analysiert die erhaltenen Ergebnisse für das mittlere Entstehungsgebiet. Kapitel 5 behandelt die Analysen mittels Rückwärtstrajektorien zum einen für alle Ereignisse und zum anderen für drei ausgewählte Teilregionen. Im letzten Kapitel werden die Ergebnisse sowie Schlussfolgerungen zusammengefasst.

¹www.essl.org/eswd

2. Meteorologische Grundlagen

Im folgenden Kapitel werden die meteorologischen Grundlagen vorgestellt, welche für diese Arbeit Relevanz besitzen. Dabei liegt der Fokus zunächst auf Vertikalbewegungen, bevor die für Konvektion wichtigsten thermodynamischen Prozesse und Größen erläutert werden. Anschließend folgt die Beschreibung verschiedener Stabilitätsmaße, wonach Kondensationsniveaus erklärt und Hebungsantriebe sowie -mechanismen erklärt werden. Die letzten Abschnitte behandeln Konvektionsparameter und -indizes, bevor schließlich auf die Entstehung und Entwicklung von Gewittern und die Hagelbildung eingegangen wird.

2.1 Thermodynamische Grundlagen

2.1.1 Vertikalbewegung von Luftpaketen

Aus meteorologischer Sicht werden Austauschprozesse in der Atmosphäre von beispielsweise Impuls, Feuchte oder Energie, welche auf einer durch Auftriebskräfte hervorgerufenen Vertikalbewegung beruhen, als Konvektion bezeichnet. Diese kleinskaligen Auftriebskräfte entstehen bei labil geschichteten Luftmassen und können mit Hilfe von Temperaturunterschieden zwischen einem Luftpaket und seiner Umgebung ausgedrückt werden. Ausgangspunkt hierfür ist die Vertikalkomponente der Impulsbilanzgleichung unter Vernachlässigung von Reibungskräften (Markowski und Richardson, 2011):

$$\rho \frac{dw}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g. \quad (2.1)$$

Darin ist ρ die Luftdichte, w die Vertikalgeschwindigkeit im z -System, p der Luftdruck und g die Erdbeschleunigung. Unter der Annahme eines horizontal homogenen Druck- und Dichtefelds lautet die hydrostatische Approximation für den Grundzustand:

$$0 = -\frac{\partial \bar{p}}{\partial z} - \bar{\rho} g, \quad (2.2)$$

mit $\bar{p} = p - p'$ und $\bar{\rho} = \rho - \rho'$. Dabei repräsentieren die gestrichelten Größen Abwei-

chungen beziehungsweise Störungen (p' , ρ') vom Grundzustand (\bar{p} , $\bar{\rho}$). Die Differenz aus Gleichung (2.1) und (2.2) ergibt nach Umformung

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\rho} g. \quad (2.3)$$

Hier ist der erste Term auf der rechten Seite die Druckgradientkraft, während der zweite Term den Auftriebsterm B repräsentiert. Dieser kann durch Approximation von ρ durch $\bar{\rho}$ und unter Verwendung der Zustandsgleichung für ein ideales Gasgemisch aus trockener Luft

$$p = \rho R_L T_v, \quad (2.4)$$

unter Berücksichtigung des feuchten Anteils durch die virtuelle Temperatur T_v mit der Gaskonstanten für trockene Luft R_L umgeschrieben werden zu

$$B = -\frac{\rho'}{\bar{\rho}} g \approx \left(\frac{T'_v}{\bar{T}_v} - \frac{p'}{\bar{p}} \right) g. \quad (2.5)$$

Da $p'/\bar{p} \ll T'_v/\bar{T}_v$ oft zutrifft, können die Druckstörungen gegenüber den Temperaturstörungen vernachlässigt werden. Man kann die Variation der virtuellen Temperatur T'_v als Differenz zwischen $T_{v,P}$ und $T_{v,U}$ (virtuelle Temperatur des Luftpakets und der Umgebung) sowie die mittlere virtuelle Temperatur \bar{T}_v als Umgebungstemperatur verstehen, woraus für den Auftriebsterm in Näherung folgt:

$$B = \frac{T_{v,P} - T_{v,U}}{\bar{T}_v} g. \quad (2.6)$$

Es kommt nach Gleichung (2.6) zu einer aufwärts gerichteten Vertikalbewegung, wenn das Luftpaket eine höhere virtuelle Temperatur besitzt als seine Umgebung ($T_{v,P} > T_{v,U}$), während ein Absinken des Luftpakets einsetzt, wenn $T_{v,P} < T_{v,U}$ ist. Dagegen verbleibt das Luftpaket in seinem Niveau, wenn sich keine Temperaturdifferenz zwischen ihm und seiner Umgebung einstellt ($T_{v,P} = T_{v,U}$).

Der Auftrieb resultiert also vor allem aus Temperaturunterschieden zwischen dem ausgelenkten Luftpaket und seiner Umgebung. Dies kann beispielsweise durch eine unterschiedliche Erwärmung der bodennahen Luftschichten aufgrund von inhomogener Landnutzung verursacht werden. Aus diesem Grund ist der Sommer, bedingt durch intensive Sonneneinstrahlung die Jahreszeit, in der Konvektion am häufigsten und intensivsten zu beobachten ist.

2.1.2 Thermodynamische Prozesse und Größen

Trockenadiabatischer Temperaturgradient

Energieumwandlungen in der Atmosphäre lassen sich mit dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik quantifizieren. Dieser beschreibt die Änderung der inneren Energie du als Folge von Wärmezufuhr- oder -abfuhr (δq) sowie Volumenarbeit (δw) durch

$$du = \delta q - \delta w. \quad (2.7)$$

Darin ist δq die Änderung der spezifischen Wärmemenge. Dieser kann mit den Beziehungen für ein ideales Gas $du = c_v dT$ und $\delta w = p d\alpha$ umgeformt werden zu

$$\delta q = c_v dT + p d\alpha, \quad (2.8)$$

mit $\alpha = \rho^{-1}$ als das spezifische Volumen und c_v als die spezifische Wärmekapazität bei isochoren Prozessen. Unter Verwendung der spezifischen Enthalpie $h = u + pv$ kann Gleichung (2.7) umgeformt werden zu

$$\delta q = c_p dT - \alpha dp, \quad (2.9)$$

mit c_p als spezifischer Wärmekapazität bei isobaren Prozessen.

Bei adiabatischen Zustandsänderungen, d.h. wenn das Luftpaket keine Wärme mit seiner Umgebung austauscht ($\delta q = 0$), ergibt die vertikale Ableitung von Gl. (2.9)

$$0 = c_p \frac{dT}{dz} - \alpha \frac{dp}{dz}. \quad (2.10)$$

Unter Verwendung der hydrostatischen Approximation folgt daraus der sogenannte trockenadiabatische Temperaturgradient Γ_d mit

$$\Gamma_d \equiv -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} (\approx 0,0098 \text{ K m}^{-1}). \quad (2.11)$$

Gleichung (2.11) beschreibt die Temperaturabnahme von ungesättigter Luft mit der Höhe als Folge einer Druckabnahme beziehungsweise der Volumenänderung und der damit verbundenen Arbeit.

Pseudoadiabatischer Temperaturgradient

Der erste Hauptsatz der Thermodynamik kann in eine Form für Sättigung umgeformt werden, wenn zusätzlich diabatische Wärmeübergänge berücksichtigt werden:

$$0 = c_p dT - \alpha dp + L_c dr_s. \quad (2.12)$$

Dabei sind L_c die latente Kondensationswärme und r_s das Sättigungsmischungsverhältnis. Mit Gleichung (2.4) ohne Berücksichtigung des feuchten Anteils der Luft durch T_v ergibt sich daraus

$$0 = d \ln T - \frac{R_L}{c_p} d \ln p + \frac{L_c}{c_p T} dr_s. \quad (2.13)$$

Betrachtet man nun die vertikale Änderung folgt

$$\frac{d \ln T}{dz} - \frac{R_L}{c_p} \frac{d \ln p}{dz} = - \frac{L_c}{c_p T} \frac{dr_s}{dz}. \quad (2.14)$$

Hieraus leitet Holton (2004) durch Verwendung der hydrostatischen Approximation sowie der Gasgleichung und einiger Umformungen den pseudoadiabatischen Temperaturgradienten ab:

$$\Gamma_s \equiv - \frac{dT}{dz} = \Gamma_d \frac{1 + (L_c r_s / R_L T)}{1 + (\epsilon L_c^2 r_s / c_p R_L T^2)}. \quad (2.15)$$

Hierin ist $\epsilon = R_L / R_V \approx 0,622$ mit der Gaskonstanten für feuchte Luft R_V . Γ_s ist aufgrund freiwerdender latenter Energie bei Kondensation stets kleiner als Γ_d . Für normale Verhältnisse in mittleren Breiten nimmt Γ_s Werte zwischen $0,004 \text{ K m}^{-1}$ in feuchtwarmer Luft der unteren Troposphäre und $0,00098 \text{ K m}^{-1}$ in der oberen Troposphäre an (Holton, 2004). Für niedrige Temperaturen beziehungsweise geringe Dichten nähert sich der pseudoadiabatische Temperaturgradient dem trockenadiabatischen an.

Potentielle und äquivalent-potentielle Temperatur

Aus dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik in der Form von Gleichung (2.9) lässt sich eine Größe ableiten, welche bei adiabatischer Prozessführung konstant bleibt, solange die Luft ungesättigt ist. Es handelt sich dabei um die potentielle Temperatur θ . Ersetzt man in Gleichung (2.9) α durch die Zustandsgleichung eines idealen Gases, folgt nach Umformung

$$d \ln T = \frac{R_L}{c_p} d \ln p, \quad (2.16)$$

woraus sich nach Integration vom Niveau $p_0 = 1000$ hPa bis in das Niveau p schließlich die potentielle Temperatur θ ergibt zu

$$T_0 \equiv \theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_L}{c_p}} . \quad (2.17)$$

Steigt ein Luftpaket genügend weit auf, erreicht es unter Umständen ein Niveau, in dem Sättigung eintritt und der enthaltene Wasserdampf zu kondensieren beginnt (siehe Kap. 2.1.4). Bei weiterem Aufstieg wird dem Luftpaket die durch Kondensation frei werdende latente Wärme zugeführt, jedoch nur solange, bis der Wasserdampf vollständig auskondensiert ist. Wird es anschließend wieder trockenadiabatisch auf 1000 hPa gebracht, besitzt es die äquivalent-potentielle Temperatur θ_e , welche sich nach Bolton (1980) unter Verwendung einer anderen Form für die potentielle Temperatur

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0,2854 \cdot (1 - 0,28 \cdot 10^{-3} r)} \quad (2.18)$$

mit dem Mischungsverhältnis r und $T_{HK N}$ als die Temperatur im Hebungskondensationsniveau (siehe Kap. 2.1.4)

$$T_{HK N} = \frac{2840}{3,5 \ln T - \ln e - 4,805} + 55 \quad (2.19)$$

darstellen lässt durch:

$$\theta_e = \theta \exp \left[\left(\frac{3,376}{T_{HK N}} - 0,00254 \right) \cdot q (1 + 0,81 \cdot 10^{-3} q) \right] . \quad (2.20)$$

Hier ist q die spezifische Feuchte des Luftpaketes in g kg^{-1} und e der Dampfdruck. Ist das Luftpaket gesättigt, wird statt $T_{HK N}$ die aktuelle Temperatur T verwendet.

2.1.3 Stabilitätsbetrachtungen

Im vorigen Abschnitt wurde das Aufsteigen von Luftpaketen durch thermischen Auftrieb mathematisch beschrieben. Dies ist nur dann möglich, wenn sich die mit dem Aufstieg eines Luftpaketes verbundene Temperaturänderung (Γ_d bzw. Γ_s) von dem Temperaturprofil der umgebenden Luftmasse ($-\partial T/\partial z$) in spezieller Weise unterscheidet. Grundsätzlich (Haurwitz, 1941) spricht man von einer *trocken-* beziehungsweise *feucht-stabilen Schichtung*, falls:

$$-\frac{\partial T}{\partial z} < \Gamma_d \text{ bzw. } \Gamma_s .$$

In diesem Fall wird eine von außen initiierte Auslenkung aus dem Gleichgewicht dazu führen, dass das Luftpaket wieder in sein Ausgangsniveau zurückkehrt. Eine trockenbeziehungsweise feucht-neutrale Schichtung liegt vor, wenn:

$$-\frac{\partial T}{\partial z} = \Gamma_d \text{ bzw. } \Gamma_s .$$

Eine vertikale Auslenkung führt unter diesen Bedingungen dazu, dass das Luftpaket in dem Niveau verbleibt, in welches es gebracht worden ist. Hingegen ist eine Luftmasse trockenbeziehungsweise feucht-labil geschichtet, wenn:

$$-\frac{\partial T}{\partial z} > \Gamma_d \text{ bzw. } \Gamma_s .$$

Eine anfängliche Hebung bewirkt, dass sich das Luftpaket weniger stark abkühlt und daher, relativ zur Umgebung betrachtet, wärmer ist. Dies führt zu einem positiven Vorzeichen in Gleichung (2.6) und somit zu einer nach oben gerichteten Beschleunigung beziehungsweise einem positiven Auftrieb B . Es kann folglich nur zur Auslösung von Konvektion und damit verbundener Entstehung von konvektiver Bewölkung kommen, wenn eine instabil geschichtete Luftmasse vorliegt, wobei je nach Feuchte- und Temperaturprofil verschiedene Arten von Instabilitäten unterschieden werden.

Bedingte Instabilität

Liegt das Temperaturprofil der Umgebung genau zwischen dem feuchtadiabatischen und trockenadiabatischen Temperaturgradienten ($\Gamma_s > -\partial T/\partial z > \Gamma_d$), spricht man von einer bedingten Instabilität (Rossby, 1932), da der Feuchtegehalt des Luftpakets bestimmt, ob eine stabile oder instabile Schichtung vorliegt. Ist der Feuchtegehalt hoch, kommt es bei der Auslenkung ab einer bestimmten Höhe zu Kondensation. Anschließend vollzieht das Luftpaket einen feuchtadiabatischen Aufstieg (feucht-labil). Kommt es jedoch nach der Auslenkung nicht zur Kondensation, folgt das Luftpaket weiter der Trockenadiabaten und es herrschen demnach trocken-stabile Bedingungen vor. Die bedingte Instabilität kann auch über das Profil der äquivalent-potentiellen Temperatur (2.20) ausgedrückt werden, wobei zusätzlich das Profil der potentiellen Temperatur berücksichtigt werden muss:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0 \text{ und } \frac{\partial \theta}{\partial z} > 0 & \quad \text{bedingt stabil,} \\ \frac{\partial \theta_e}{\partial z} > 0 \text{ und } \frac{\partial \theta}{\partial z} < 0 & \quad \text{bedingt instabil.} \end{aligned}$$

Potentielle Instabilität

Betrachtet man eine Schichtung mit hohem Feuchtegehalt in den unteren und trockenen Bedingungen in den oberen Niveaus, wird bei einsetzender Hebung der gesamten Schicht

der untere Teil schneller Sättigung erreichen und sich von dort an bei weiterer Hebung feuchtadiabatisch abkühlen. Der obere Teil hingegen folgt noch der Trockenadiabaten und kühlt sich wegen $\Gamma_s < \Gamma_d$ stärker ab. Dies führt zu einer Destabilisierung, welche bei ausreichender Hebung zu einer absoluten Instabilität führen kann. Während sowohl Markowski und Richardson (2011) als auch Schultz et al. (2000) die Meinung vertreten, dass die potentielle Instabilität für die vor-konvektiven Bedingungen üblicherweise keine Rolle spielt, zeigten Barthlott et al. (2011), dass diese für die Auslösung hochreichender Konvektion über dem Schwarzwald bei einzelnen Ereignissen entscheidend war. Auch bei dem bislang teuersten Hagelereignis in Deutschland am 12. Juni 1984 in München lag eine potentielle Instabilität nördlich der Alpen vor. Dabei lag warme, aber trockene Luft unter einer aus dem Mittelmeerraum stammenden relativ kalten, aber feuchten Luftmasse (Heimann und Kurz, 1985).

Latente Instabilität

Ist eine Luftschicht bedingt stabil geschichtet, kann nur ein ausreichend feuchtes Luftpaket diese Instabilität auslösen. Dringt ein feuchtes Luftpaket beispielsweise aus unteren Höhen in einen relativ trockenen Bereich ein und erreicht dort das Kondensationsniveau, wird eine Instabilität ausgelöst, welche dem Luftpaket weiteren Auftrieb verleiht. Dieser Vorgang ist unter dem Namen latente Instabilität bekannt (Normand, 1938).

Das wichtigsten Stabilitätsmaß für die Entstehung von konvektiven Wettersystemen (siehe Kap. 2.3) sieht beispielsweise Groenemeijer (2009) in der latenten Instabilität, da dabei auch die anderen beiden Instabilitäten auftreten können. Im Umkehrschluss muss allerdings bei auftretender bedingter oder potentieller keine latente Instabilität folgen.

2.1.4 Kondensationsniveaus

Wird ein Luftpaket gehoben, setzt bei hinreichender Feuchte aufgrund der diabatischen Abkühlung in einer bestimmten Höhe Kondensation ein. Je nach Hebungart werden drei verschiedene Niveaus unterschieden. Betrachtet man ein feuchtes aber ungesättigtes Luftpaket, welches beispielsweise durch die Orografie oder vor einer Front zum Aufstieg gezwungen wird, kühlt es sich trockenadiabatisch ab, bis Sättigung erreicht wird. Das Niveau, in dem Kondensation einsetzt, wird als **Hebungskondensationsniveau** (HKN; engl.: *lifting condensation level*, LCL) bezeichnet, welches zugleich die Wolkenuntergrenze für erzwungene Hebung darstellt. In einem thermodynamischen Diagrammpapier beispielsweise nach Stüve findet sich das HKN als Schnitt zwischen der Linie konstanten Sättigungsmischungsverhältnisses, ausgehend von der Taupunkttemperatur τ_0 am Boden, und der Trockenadiabaten, ausgehend von der Temperatur T_0 am Boden (Abb. 2.1). Wird ein Luftpaket nach Erreichen des HKN gezwungen weiter aufzusteigen, vollzieht es

einen pseudoadiabatischen Aufstieg und wird im **Niveau der freien Konvektion** (NFK; engl.: *level of free convection*, LFC) die Höhe erreichen, ab der es wärmer als seine Umgebung ist. Anschließend kann es durch freien Auftrieb weiter aufsteigen, solange es wärmer als seine Umgebung ist. Das NFK existiert nur bei entsprechenden Hebungsbedingungen.

Bei starker Erwärmung der bodennahen Luftschichten können Luftpakete beispielsweise durch starke Sonneneinstrahlung auch durch freie Konvektion soweit aufsteigen, bis sie durch Abkühlung Sättigung erreichen. Diese Höhe wird als **Kumuluskondensationsniveau** (KKN) bezeichnet und bildet das Niveau, in dem sich kumuliformige Wolken zu bilden beginnen. Die Konstruktion dieses Niveaus im thermodynamischen Diagramm gelingt über den Schnitt der Linie gleichen Sättigungsmischungsverhältnisses bei Taupunkttemperatur am Boden τ_0 mit dem Temperaturprofil (2.1).

Das Luftpaket steigt nur solange auf, bis es durch eine höhere Umgebungstemperatur daran gehindert wird. Dieses Niveau wird als **Gleichgewichtsniveau** (engl.: *equilibrium level*, EL) oder **Niveau des neutralen Aufstiegs** (NNA) bezeichnet und ist mit der Wolkenobergrenze gleichzusetzen. Durch hohe Aufwindgeschwindigkeiten kann starke Konvektion jedoch dazu führen, dass die Luftpakete über das NNA hinaus aufsteigen (*overshooting tops*). Dort ist die umgebende Luftmasse wärmer als die Luftpakete und sorgt für stabile Verhältnisse, sodass die über das NNA hinausgeschossenen Luftpakete in dieses zurückkehren und dort seitlich wegströmen.

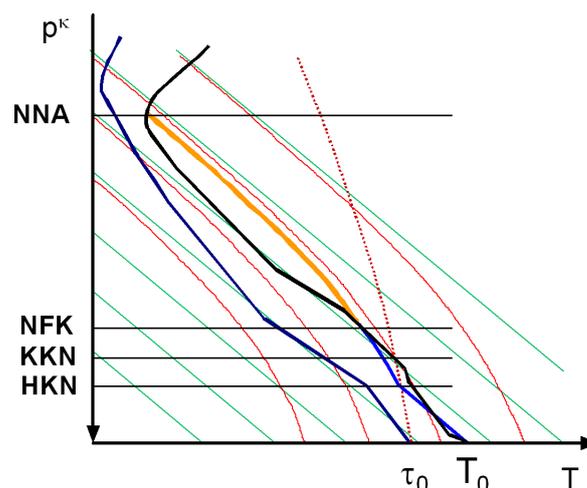


Abb. 2.1: Thermodynamisches Diagrammpapier schematisch nach Stüve mit dem Temperaturprofil eines Gewittertags (schwarz), Verlauf des Taupunkts (dunkelblau) sowie der Kurve eines gehobenen Luftpakets (blau/orange; aus Kunz (2012)).

2.1.5 Windscherung

Unter Windscherung versteht man ganz allgemein eine Änderung der Windgeschwindigkeit und/oder -richtung in den Raumrichtungen. Dabei unterscheidet man sinnvollerweise zwischen Geschwindigkeits- und Richtungsscherung. Eine vertikale Geschwindigkeits-scherung des horizontalen Windfelds kann beispielsweise in einer Rotation mit horizontaler Achse resultieren. Diese Achse kann dann in Komponenten parallel und senkrecht zum Sturm-relativen Windvektor ($\vec{v} - \vec{c}$) mit dem Windvektor \vec{v} und dem Verlagerungsvektor \vec{c} der Zelle aufgeteilt werden. Die Komponente senkrecht zum Sturm-relativen Windvektor heißt crosswise Vorticity, während die parallele Komponente streamwise Vorticity genannt wird. Eine Geschwindigkeitsscherung produziert vor allem crosswise Vorticity, während eine Richtungsscherung hauptsächlich streamwise Vorticity entstehen lässt (Kunz, 2012). Letztere ist von entscheidender Bedeutung für die Bildung von rotierenden Gewitterstürmen (Superzellen), da sie eine starke Zunahme der Vorticity im Aufwindbereich der Zelle zur Folge hat.

Die Windscherung hat generell großen Einfluss auf die Entwicklungsfähigkeit von Gewittersystemen. Unter anderem werden dabei dynamische Druckstörungen hervorgerufen, die nach Marwitz (1972) und Groenemeijer (2009) maßgeblich auf die Entwicklung der Systeme einwirken. Bei einzelnen Zellen kann die vertikale Windscherung die Entwicklung sowohl hemmen als auch unterstützen. Ersteres geschieht durch ein verstärktes Auswaschen und Verdunsten von Hydrometeoren, was eine abgeschwächte Niederschlagsintensität zur Folge hat. Simultan setzt, hervorgerufen durch die Windscherung, eine verstärkte Abkühlung ein, was den Abwindbereich forciert und somit die Entwicklung neuer Wolken fördert (Rasmussen und Blanchard, 1998).

2.1.6 Hebungsantriebe und -mechanismen

Die Antriebe für die Hebung finden auf unterschiedlichen Skalen und durch unterschiedliche Mechanismen statt. Diese reichen von der synoptischen Skala (Größenordnung 1000 km) bis hin zur Meso-Skala (Größenordnung 2-2000 km), die das Aufsteigen von Luftmassen kleinerer Ausdehnung, beispielsweise orografisch oder thermisch bedingt, bewirkt. Dabei steuern und verantworten verschiedene Mechanismen und Prozesse diese Vertikalbewegungen.

Die für das Wettergeschehen entscheidenden Vertikalbewegungen auf der synoptischen Skala, die aber auch für Konvektion von Bedeutung ist, können durch die Omega-Gleichung beschrieben werden. Diese bietet die Möglichkeit, die Mechanismen zu identifizieren, welche zu großräumiger Vertikalbewegung ($\omega \approx -\rho g w$ repräsentiert die Vertikalgeschwindigkeit im p-System) führen. Sie resultiert aus der Verknüpfung der Ten-

denzgleichung für die relative Vorticity mit der prognostischen Temperaturgleichung für quasigeostrophische Bedingungen (Kurz, 1990):

$$\left(\sigma \Delta_p + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = f_0 \frac{\partial}{\partial p} \vec{v}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f) + \frac{R}{p} \Delta_p (\vec{v}_g \cdot \nabla_p T) - \frac{R}{c_p p} \Delta_p H. \quad (2.21)$$

Dabei ist σ ein statischer Stabilitätsparameter, f_0 der Coriolisparameter auf der f-Ebene, \vec{v}_g der geostrophische Wind, H die diabatische Heizrate, ζ_g die relative geostrophische Vorticity und f die planetare Vorticity.

Allgemein versteht man die relative Vorticity ζ als Vertikalkomponente der Rotation des Geschwindigkeitsfelds $\zeta = \vec{k} \cdot \nabla \times \vec{v}$. Sie stellt mit $\nabla \times \vec{v}$ ein Maß für die Wirbelfähigkeit eines Geschwindigkeitsfelds dar. Als planetare Vorticity f bezeichnen Meteorologen die Wirbelfähigkeit, welche durch die Corioliskraft induziert wird, weswegen auch der Begriff Coriolis-Parameter gebräuchlich ist. Die Summe aus relativer und planetarer Vorticity nennt man absolute Vorticity η . Drehbewegungen mit horizontaler Achse können beispielsweise durch eine vertikale Scherung des horizontalen Windfelds entstehen. Wenn diese Drehbewegung in den Einfluss einer Vertikalbewegung gerät, kann die horizontale Drehachse gekippt und senkrecht aufgestellt werden (engl.: *tilting*). Wegen der Definition der Vorticity als Vertikalkomponente einer Rotation kommt dieser Vorgang einer Produktion von relativer Vorticity gleich. Diese kann aufgrund von Drehimpulserhaltung durch eine Zunahme der Vertikalgeschwindigkeit mit der Höhe verstärkt werden, weil dadurch eine Streckung des Wirbelbereichs einsetzt (engl.: *stretching*). Eine Änderung der Vorticity kann außerdem durch eine Umverteilung bereits vorhandener Vorticity durch Divergenz beziehungsweise Konvergenz der Horizontalströmung oder durch Zu- oder Abnahme infolge einer baroklinen Schichtung geschehen.

Auf der rechten Seite in Gleichung 2.21 beschreibt der erste Term die vertikale Änderung der Advektion absoluter Vorticity, der zweite Term die Bereiche der stärksten Temperaturadvektion und der dritte Term die Bereiche der stärksten diabatischen Wärmeübergänge. Eine positive Vertikalgeschwindigkeit (negatives ω) ergibt sich somit bei mit der Höhe zunehmender positiver beziehungsweise mit der Höhe abnehmender negativer Vorticityadvektion, in Bereichen der stärksten beziehungsweise schwächsten Warmluft- beziehungsweise Kaltluftadvektion sowie in Bereichen der stärksten diabatischen Wärmeübergänge (Kurz, 1990). Dabei finden die Antriebe durch die differentielle Vorticityadvektion hauptsächlich in der Höhe (500 – 300 hPa) statt, während die Antriebe durch die Temperaturadvektion eher in niedrigeren Schichten (850hPa) wirksam sind. Danach ist der Bereich vorderseitig eines Trogs grundsätzlich mit großräumiger Hebung verbunden (Beheng, 2009).

Neben synoptisch-skaliert und thermischer Hebung können lokal induzierte Hebungsmechanismen beispielsweise durch die Orografie gegeben sein, bei denen die Luftmassen

auf einen Hang eines Gebirges treffen und dadurch zur Überströmung gezwungen werden (erzwungene Hebung). Weitere Mechanismen sind die frontale Querkirkulation (Prenoli et al., 1995), die durch differentielle Erwärmung bedingte Sekundärzirkulation (Beheng, 2009) oder die von der Umströmung von Gebirgen im Lee hervorgerufenen linienhaften Konvergenzbereichen (Chen und Lin, 2005; Wilson et al., 1992).

2.2 Konvektionsparameter und -indizes

Konvektionsparameter und -indizes sollen helfen die Konvektionswahrscheinlichkeit abzuschätzen, indem sie die thermodynamischen Bedingungen der Atmosphäre sowie die eines aufsteigenden Luftpakets berücksichtigen. Zwei dieser Indizes, die in der vorliegenden Arbeit Verwendung fanden, werden im Folgenden genauer erläutert.

2.2.1 Konvektiv verfügbare potentielle Energie (CAPE)

Die **konvektiv verfügbare potentielle Energie** (engl.: *convective available potential energy*, CAPE) ist ein häufig verwendetes Energiemaß, um die Intensität von Konvektion sowie das Gewitterpotential abzuschätzen (Moncrieff und Miller, 1976). Sie steht in direkter Proportionalität zur kinetischen Energie ($w_{max} = \sqrt{2 \cdot CAPE}$), welche ein Luftpaket durch Auftriebskräfte erreichen kann. Als integraler Ausdruck

$$CAPE = \int_{NFK}^{NNA} B \, dz \approx g \int_{NFK}^{NNA} \frac{T'_{v,P}}{T_{v,U}} \, dz = R_L \int_{NFK}^{NNA} (T_{v,P} - T_{v,U}) \, d \ln p \quad (2.22)$$

schließt sie in einem thermodynamischen Diagrammpapier (SkewT-LogP) die Fläche zwischen vertikalem Temperaturprofil und Aufstiegskurve eines vom NFK bis zum NNA aufsteigenden Luftpakets ein. Daher gibt sie die dem Luftpaket nach Erreichen des NFK zur Verfügung stehende potentielle Energiemenge an. Nach Kunz (2007a) sind beispielsweise für Süddeutschland bei Werten unter 400 J kg^{-1} nur selten, bei Werten zwischen 400 J kg^{-1} und 1500 J kg^{-1} häufig und bei Werten über 1500 J kg^{-1} schwere Gewitter, zum Teil auch mit Hagel, zu erwarten.

Studien von unter anderem Rasmussen und Blanchard (1998) zeigen, dass sich sowohl die CAPE als auch die vertikale Geschwindigkeitsscherung des Horizontalwindfelds gut eignen, um zwischen schweren und weniger schweren Gewitterstürmen zu unterscheiden. Brooks et al. (2003) bestimmten einen Schwellenwert, der schwere von nicht schweren Gewittern in den USA trennt und dabei die Windscherung zwischen 0 und 6 km sowie die CAPE mit den über die untersten 100 hPa gemittelten thermodynamischen Eigenschaften

des Luftpakets berücksichtigt:

$$2,86 \log(S6) + 1,79 \log(CAPE) = 8,36. \quad (2.23)$$

Liefert obige Gleichung Werte oberhalb des Schwellenwerts 8,36, so handelt es sich laut Brooks et al. (2003) um ein schweres Gewitter.

2.2.2 Total Totals-Index (TT)

Dieser Index dient zur Abschätzung der Gewitterwahrscheinlichkeit anhand von vertikaler Temperatur- und Feuchteverteilung und lässt sich als Kombination zweier weiterer Indizes bilden (Miller, 1972). Der **Vertical Totals** (VT) berücksichtigt die Temperaturdifferenz zwischen dem 850 hPa und dem 500 hPa Niveau, wohingegen der **Cross Totals** (CT) die Feuchtedifferenz über den Taupunkt dieser beiden Niveaus angibt. Der TT-Index ergibt sich somit zu:

$$TT = VT + CT = (T_{850} - T_{500}) + (\tau_{850} - \tau_{500}). \quad (2.24)$$

Richtwerte zur Einschätzung des Gewitterpotentials finden sich in Tabelle 2.1.

Tabelle 2.1: Typische Werte des Total Totals Index zur Abschätzung der Gewitterwahrscheinlichkeit nach der *National Oceanic and Atmospheric Administration* NOAA (2013).

TT in K	Gewitterisiko
45 - 50	Gewitter möglich
50 - 55	Gewitter wahrscheinlich (davon manche schwer)
> 55	Schwere Gewitter möglich

2.3 Konvektive Wettersysteme

Konvektive Wettersysteme, bei denen die Luftmassen in der Lage sind bis an die Tropopause aufzusteigen, gehen mit Blitz und Donner, meist heftigen Niederschlägen, zum Teil auch Hagel, sowie starken Winden und – in seltenen Fällen – auch Tornados einher. Man bezeichnet sie allgemein als Gewitter, wobei sich diese aus meteorologischer Sicht in mehrere Kategorien unterteilen lassen. Gemeinsam ist ihnen allen die große vertikale Ausdehnung, weswegen sie auch als **hochreichende Feuchtkonvektion** (engl.: *deep moist convection*, DMC) bezeichnet werden. Als Grundvoraussetzung für die Entstehung der DMC werden von Doswell III. (1982) drei notwendige atmosphärische Voraussetzungen genannt:

- ausreichender Feuchtegehalt in den unteren Niveaus (Grenzschicht) der Atmosphäre. Nur so kommt es während des Aufstiegs eines Luftpakets zur Sättigung und Kondensation und dem damit verbundenen pseudoadiabatischen Temperaturgradienten (vgl. Kap. 2.1.2), der ein gesättigtes Luftpaket langsamer abkühlen lässt als seine ungesättigte Umgebung,
- bedingte, potentielle oder latente Instabilität in der Atmosphäre, sodass es zur freien Konvektion und dem Aufstieg eines Luftpakets bis in große Höhen kommt,
- ein wirksamer Hebungsantrieb als Auslösemechanismus, damit die Luftpakete überhaupt bis zum NFK oder KKN gelangen können.

Einige der verschiedenen Gewittertypen werden im Folgenden kurz erläutert.

2.3.1 Gewitterentstehung- und entwicklung

Es wird ganz allgemein zwischen Einzel-, Multi- und Superzellen sowie Gewitterlinien und mesoskaligen konvektiven Systemen (MCS) unterschieden. Welcher Typ zur Ausbildung kommt, hängt von einem komplexen Zusammenwirken unterschiedlicher Parameter und Faktoren ab, vor allem aber von der vertikalen Scherung des Horizontalwinds sowie den vorherrschenden Hebungsmechanismen. Am häufigsten mit Hagel verbunden sind organisierte konvektive Systeme wie Multizellen, Superzellen oder MCSs.

Einzelzellen sind die einfachste Art eines DMC-Systems mit einem einzelnen Aufwindbereich. Sie entstehen hauptsächlich in den Nachmittags- und Abendstunden der Sommermonate zur Zeit der labilisierend wirkenden maximalen Erwärmung des Bodens durch starke solare Einstrahlung in Kombination mit einer schwach ausgeprägten Windscherung. Sie sind in den mittleren Breiten die häufigste Erscheinungsform der konvek-

ven Systeme. Aufgrund der geringen Windscherung liegt der durch einsetzenden Niederschlag induzierte Abwindbereich fast direkt oberhalb des Aufwindbereichs und kann diesen bereits nach kurzer Zeit (30 bis 60 Minuten) unterbinden, wodurch die Zelle abzusterben beginnt.

Multizellen lassen sich durch eine dynamische Verbindung von Einzelzellen in verschiedenen Reifestadien und wiederholt stattfindender Bildung neuer Zellen charakterisieren. Dabei bildet die Böenfront eines bereits bestehenden Abwindbereichs den Auslösemechanismus für die Entstehung neuer Zellen am Vorderrand des Komplexes. Entscheidend dafür ist, dass die Windscherung ausreichend hohe Werte annimmt, damit im Gegensatz zur Einzelzelle Auf- und Abwindbereich räumlich voneinander getrennt bleiben (Marwitz, 1972). Jede einzelne Zelle innerhalb der Multizellen erreicht eine Lebensdauer von bis zu einer Stunde, wohingegen der Komplex an sich mehrere Stunden erhalten bleiben und eine räumliche Ausdehnung von mehreren zehn Kilometern erreichen kann.

Mesoskalige konvektive Systeme (engl.: *mesoscale convective system*, MCS) werden als Gewitterensemble definiert, welche ein Gebiet mit anhaltendem Regen von 100 km oder mehr horizontaler Ausdehnung in mindestens einer Richtung aufweisen (AMS, 2000). Typischerweise sind neben den stratiformen Niederschlagsgebieten einzelne konvektive Zellen in solche Systeme eingebettet (Abbildung 2.2). Ab der Größenskala der MCS ist bereits die Coriolisbeschleunigung wirksam (Houze, 2004). Die Entstehung dieser Systeme ist häufig an trogvorderseitige Hebungsmechanismen (siehe Omega-Gleichung 2.21) im Warmsektor des zugehörigen Bodentiefs gekoppelt, wo sich zunächst einzelne Zellen entwickeln, im Verlauf miteinander verschmelzen und an der Böenfront die Entwicklung neuer Zellen auslösen (MCS Typ I). Ein solches System produziert leichte bis moderate Niederschlagsmengen im stratiformen Bereich sowie heftige bis unwetterartige Niederschlagsmengen mit Hagel und Sturmböen in den konvektiven Bereichen.

Der Begriff der **Superzelle** bezeichnet eine rotierende Gewitterzelle, welche sich deutlich von anderen Gewitterstürmen unterscheidet. Er wurde erstmals von Browning und Ludlam (1962) verwendet. Zur Entstehung von Superzellen ist eine starke vertikale Windscherung vor allem der Richtung, aber auch der Geschwindigkeit nötig. Durch die Richtungsscherung wird streamwise Vorticity produziert, welche durch Advektion in das Zentrum des Aufwindbereichs gerät und dort stark zunimmt. Die Geschwindigkeitsscherung produziert zunächst Vorticity mit horizontaler Achse. Gerät diese in den Aufwindbereich einer entstehenden Zelle, wird sie durch eine Umverteilung von horizontaler in vertikale Scherungsvorticity umgewandelt (*tilting*) und bildet eine so genannte Mesozyklone aus. Durch die starke vertikale Beschleunigung innerhalb des Aufwindbereichs kommt es zu

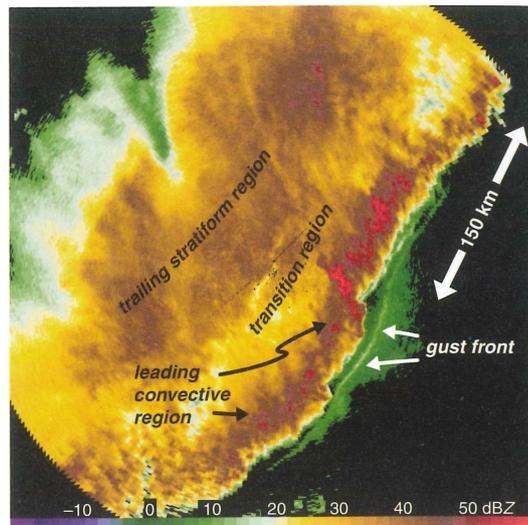


Abb. 2.2: Radarreflektivität eines MCS mit eingebetteten konvektiven Zellen und großflächigem stratiformem Niederschlagsgebiet (Markowski und Richardson, 2011).

einer Streckung der Rotationsachse (*stretching*), wodurch aufgrund von Drehimpulserhaltung die Vorticity der Mesozyklone verstärkt wird und damit die Ursache der Rotation ist.

Superzellen bestehen aus einem einzigen Auf- sowie zwei Abwindbereichen (Lemon und Doswell III., 1979), welche sich rückseitig (engl.: *rear flank downdraft*, RFD) sowie vorderseitig (engl.: *front flank downdraft*, FFD) des Aufwindbereichs befinden. Dieser ist mit geringen Reflektivitäten verbunden (engl.: *bounded weak echo region*, BWER) und für das charakteristische hakenförmige Radarecho (*hook echo*) verantwortlich (vgl. Abb. 2.3).

Die dynamischen Effekte der Mesozyklone sowie der dynamisch aus dem Zusammenspiel von Aufwindbereich und Windscherung entstandene vertikale Druckgradient können zusätzlich den Aufwindbereich in relevantem Maße verstärken (Markowski und Richardson, 2011). Dies ergibt den größten Unterschied zwischen Superzellen und anderen Gewittersystemen, welche ausschließlich auf Auftriebskräften beruhen.

Superzellen sind aufgrund der nur gelegentlich auftretenden Voraussetzungen für ihre Entstehung die seltenste Gewitterart in Europa. Jedoch produzieren diese Zellen sehr heftige Wettererscheinungen. So können die größten Hagelkörner, die höchsten Windgeschwindigkeiten sowie stärkere Tornados in fast allen Fällen Superzellen zugeordnet werden.

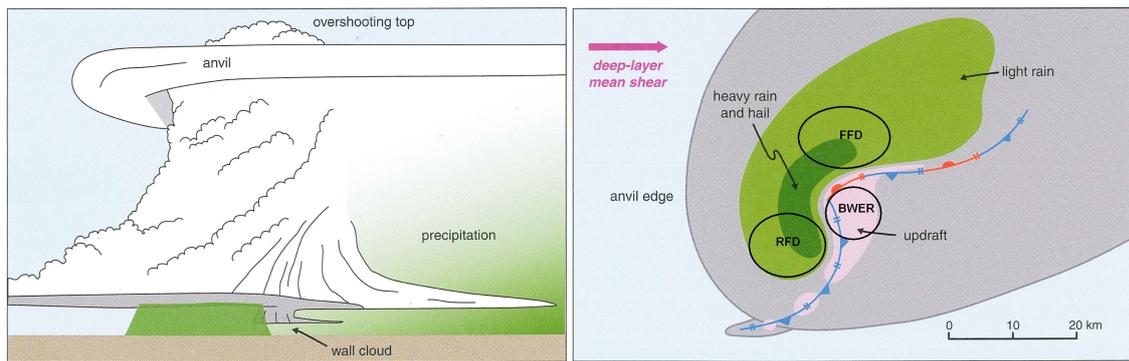


Abb. 2.3: Links: Schema einer Superzelle mit rotierendem Aufwindbereich. Rechts: Horizontalschnitt durch eine klassische Superzelle nach Markowski und Richardson (2011).

2.3.2 Hagelentstehung

Die Entstehung von Hagel ist meist mit organisierter Konvektion verbunden, wobei vor allem längerlebige Systeme wie Multizellen, MCSs oder Superzellen Hagel bilden. Das *Glossary* der American Meteorological Society (AMS, 2000) definiert ein Hagelkorn als ein festes oder nahezu festes Eispartikel, dessen Durchmesser 5 mm überschreitet und sich somit von Graupel (Durchmesser: < 5 mm) abgrenzen lässt.

Die Bildung von Hagelkörnern ist in mehrere Teile zu gliedern: Zunächst müssen kleinste Eispartikel in der Atmosphäre entstehen können (Nukleation), wobei man zwei Entstehungsarten unterscheiden kann (Houze, 1993). Die Nukleation wird als homogen bezeichnet, wenn sich Eispartikel in Abwesenheit von Eiskeimen bilden. Dies geschieht bei Temperaturen unterhalb von -35°C bis -40°C durch Gefrieren von reinen unterkühlten Wassertröpfchen zu Eiskristallen. In Wolken sind diese zur homogenen Nukleation nötigen niedrigen Temperaturen zwar zu finden, jedoch kann bei Anwesenheit von Eiskeimen – dies sind beispielsweise organische sowie anorganische Aerosole – die Nukleation bereits in einem Temperaturbereich knapp unterhalb von 0°C stattfinden (Pruppacher und Klett, 1997). Dieser Vorgang wird als heterogene Nukleation bezeichnet. In der Atmosphäre ist die Konzentration von Eiskeimen sehr gering, weswegen unterkühlte Tropfen häufiger vorkommen.

Im weiteren Verlauf bilden sich aus diesen Eiskristallen sogenannte **Hagelembryos**, die die Grundlage zum weiteren Heranwachsen zu einem Hagelkorn darstellen. Wenn die Bildung von Eiskristallen eine ausreichend lange Zeit andauert (Markowski und Richardson, 2011, schreiben von 5-10 Minuten), erreichen die Eiskristalle eine Größe und somit Masse, welche ausreicht, dass sie relativ zu den im Aufwindbereich aufsteigenden unterkühlten Wassertröpfchen absinken. Die Tröpfchen frieren nach Kollision mit den Eiskristallen an diesen fest (*Akkreszenz*), welche somit wachsen und mit der Zeit Graupel von

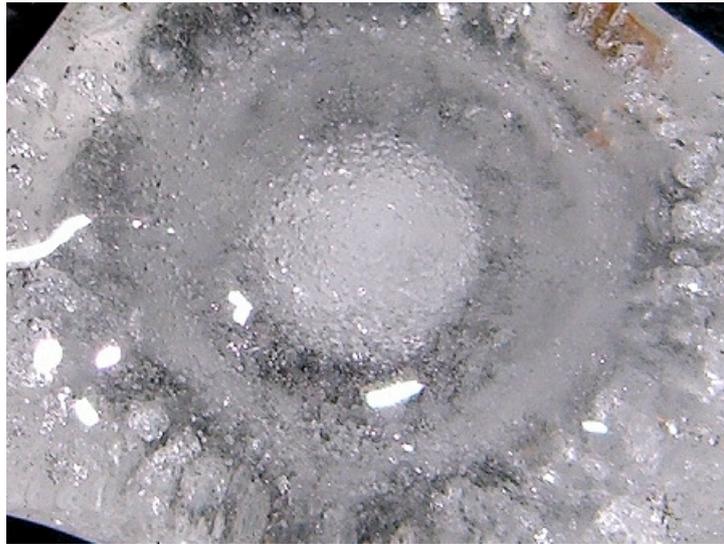


Abb. 2.4: Hagelkorn mit milchigem Embryo in der Mitte umgeben von durchsichtigen und milchigen Schichten (Kaschuba, 2006).

wenigen Millimetern Durchmesser bilden. Ab diesem Zeitpunkt wird dies als Hagelembryo bezeichnet.

Im nächsten Schritt wachsen die Hagelembryos zu Hagelkörnern an, was durch unterschiedliche, zum Teil parallel ablaufende Prozesse in einer Wolke verursacht wird. Einer dieser Prozesse ist die direkte Resublimation von Wasserdampf an die Hagelembryos (Deposition). Jedoch läuft dieser Vorgang nur sehr langsam ab und ist daher ineffektiv gegenüber dem Wachstum durch Akkreszenz, was den hauptsächlichen Anteil der Massenänderungsrate ausmacht (Pruppacher und Klett, 1997). Den Wachstumsprozess als Ganzes nennt man Bereifung, wobei der Grad der Bereifung abhängig von der Temperatur und dem Flüssigwassergehalt in der Wolke ist (Houze, 1993). Man unterscheidet bei diesem Prozess zwischen feuchtem und trockenem Wachstum. Im höheren Temperaturbereich und bei hoher Konzentration von Flüssigwasser in der Wolke findet die feuchte Bereifung statt. Dabei frieren die unterkühlten Wassertröpfchen nicht sofort an dem Hagelkorn fest, sondern bilden einen Wasserfilm auf der Oberfläche des Kornes, der die Poren des flüssigen Wachstums füllt. Der Grund dafür ist, dass die bei einer genügend hohen Wachstumsrate durch das Anfrieren der Wolkentröpfchen frei werdende latente Wärme die Oberfläche des Hagelkornes bis auf eine Temperatur von 0°C erwärmt. Ein flüssiger Wasserfilm verhindert Lufteinschlüsse, wodurch diese Eisschicht klar und durchsichtig wirkt und eine Dichte von $\rho \approx 0,8 \text{ g cm}^{-3} - 0,9 \text{ g cm}^{-3}$ besitzt, welche somit im Bereich derer von reinem Eis liegt.

Das trockene Wachstum dagegen findet bei geringeren Temperaturen und/oder bei geringem Flüssigwassergehalt statt. Dabei bildet sich kein Film aus flüssigem Wasser auf

der Oberfläche des Hagelkorns, weil durch den geringen Flüssigwasseranteil nur kleine Wassermengen gefrieren und somit nur wenig Schmelzwärme freigesetzt wird. Dadurch werden kleine Luftbläschen mit eingeschlossen, die die Schicht milchig und undurchsichtig erscheinen lassen und zu einer gegenüber dem feuchten Wachstum geringeren Dichte ($\rho \approx 0,7 \text{ g cm}^{-3}$) führt. Diese beiden Wachstumsarten können sich mehrmals abwechseln, was zu einem mehrschichtigen Hagelkorn führen kann (vgl. Abb. 2.4). Den Grenzbereich zwischen trockenem und feuchtem Wachstum nennt man Schumann-Ludlum-Limit (LLM).

Makroskopisch betrachtet ist innerhalb der Gewitterzelle der vorderseitige Randbereich des Aufwindbereichs oberhalb der 0°C -Grenze der günstigste Ort für die Entstehung von Hagel, da dort die im Aufwindbereich entstandenen Hagelembryos mit unterkühlten Wassertröpfchen zusammenstoßen und rasch anwachsen können. Mit zunehmender Größe und Masse wird das Hagelkorn auf dem Weg durch den Aufwindbereich auf dessen Vorder- oder auch Rückseite verfrachtet und kommt in den Bereich des Abwinds, wo es schließlich zu Boden fällt (vgl. Abb. 2.5).

Je mehr Zeit ein Korn in der Zelle verbringt, bevor es ausfällt, desto größer kann es werden. Aufgrund seines zunehmenden Gewichts, kann die Fallgeschwindigkeit des Korns im Laufe des Wachstums immer weniger von den Aufwinden kompensiert werden. Deshalb finden sich in langlebigen Gewittern mit hohen Aufwindgeschwindigkeiten oft die größten Hagelkorndurchmesser, da der Aufwindbereich der Fallgeschwindigkeit eines wachsenden Hagelkorns entgegenwirkt und es somit länger in der Schwebelage gehalten werden kann. Bei Superzellen kommt zusätzlich zu dem starken Aufwindbereich seine Rotation hinzu, was zu einer Verlängerung der Trajektorie führt und somit die Verweildauer erhöht. Folglich ist der maximal produzierbare Durchmesser eine Funktion des Flüssigwassergehalts, der Auftreffgeschwindigkeit der Hydrometeore auf das Hagelkorn und der Verweildauer in der Gewitterzelle.

Die Fallgeschwindigkeit eines Hagelkorns hängt von einigen Faktoren wie der Dichte des Korns, der Luftdichte, der Fläche des Querschnitts und der Oberflächenbeschaffenheit (Widerstandsbeiwert) ab. Es gibt zahlreiche Studien über die Fallgeschwindigkeit unterschiedlicher Hydrometeore. Nach der empirischen Formel von Auer (1972) ergibt sich unter der Annahme einer kugelförmigen Oberfläche und bei einem Druck von 800 hPa sowie einer Temperatur von 0°C :

$$v_f \approx 9 \cdot D^{0,8}. \quad (2.25)$$

Hierin ist D der Durchmesser des Hagelkorns in cm, der für diese Gleichung laut Houze (1993) Werte zwischen 0,1 und 8 cm annehmen darf und somit auch für Graupel Gültigkeit besitzt. Graupel erreicht eine Fallgeschwindigkeit von $0,3 - 1,5 \text{ m s}^{-1}$, wohingegen

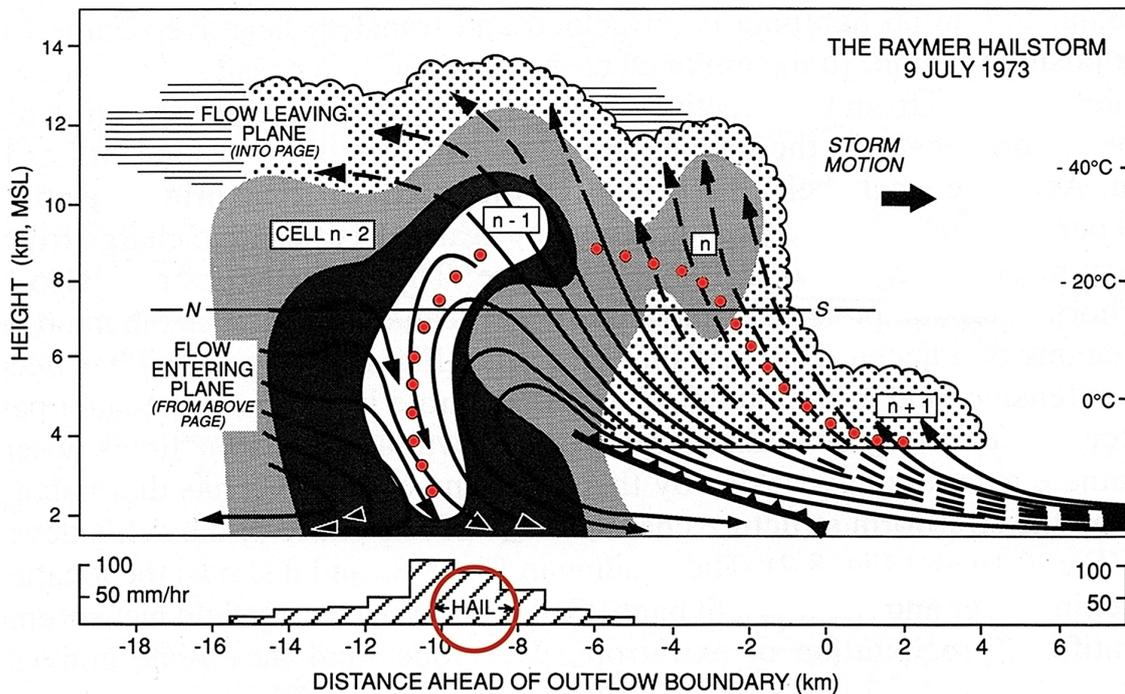


Abb. 2.5: Vereinfachtes Schema einer möglichen Trajektorie eines Hagelkorns (rote Punkte) innerhalb einer Multizelle von der Nukleation bis zum Ausfallen aus der Wolke nach Browning (1977).

Hagel, je nach Durchmesser, um eine Größenordnung höhere Werte von 10 m s^{-1} , in extremen Fällen bis 50 m s^{-1} , erreichen kann.

2.4 Aktueller Wissensstand über konvektive Extremwetterereignisse

Konvektive Extremwetterereignisse mit ihren oft Schäden verursachenden Begleiterscheinungen sind heutzutage Gegenstand zahlreicher Diskussionen sowohl in der Forschung als auch in der Öffentlichkeit. Während solche Ereignisse in den USA schon seit vielen Jahren regelmäßig beobachtet und erforscht werden, vernachlässigte man in Europa bis vor wenigen Jahren die Meldung und Berichterstattung von beobachteten extremen Ereignissen. Aus diesem Grund sind für Europa erst in den letzten rund 10 Jahren Extremwetterereignisse vermehrt Gegenstand der wissenschaftlichen Erforschung geworden. Untersuchungen der letzten Jahre analysieren solche Ereignisse in vielerlei Hinsicht, wobei oft ein Vergleich mit US-amerikanischen Untersuchungen gezogen wird. So bestimmten Brooks et al. (2003) basierend auf globalen Reanalysen atmosphärische Bedingungen, die bevorzugt schwere Gewitterstürme in Europa auslösen. Sie fanden, dass die Entste-

hungsbedingungen in Europa im Mittel aufgrund einer trockeneren Grenzschicht und geringeren vertikalen Temperaturgradienten, was die CAPE im Mittel reduziert, nicht so günstig sind wie in den USA.

Tornadoereignisse in Deutschland konnten von Bissolli et al. (2007) anhand der objektiven Wetterlagenklassifikation des Deutschen Wetterdiensts (DWD) hauptsächlich mit drei Wetterlagen, die sich alle durch eine südwestliche Anströmung und eine hohe Feuchte auszeichnen, in Verbindung gebracht werden. Zusätzlich ergaben sich bestimmte Temperatur- und Taupunktsbereiche sowohl in 500 als auch in 850 hPa, die bevorzugt bei Tornadoereignissen vorherrschten.

In Südwestdeutschland wird die Auslösung oder Verstärkung von Konvektion durch orografische Strömungseffekte begünstigt (Brombach, 2012): Durch eine Überströmung der Schwäbischen Alb werden Strömungskonvergenzen nördlich der Alb ausgelöst. Diese Konvergenz wird zusätzlich durch die Ausbildung von Schwerewellen aufgrund der Überströmung der Alb verstärkt, während es im Lee des Südschwarzwalds durch Umströmungseffekte zu einer bodennahen Konvergenz kommt. Orografische Effekte haben in Südwestdeutschland auch in Bezug auf die Auftrittswahrscheinlichkeit von Hagel großen Einfluss (Puskeiler, 2013). Untersuchungen der Vorhersagegüte verschiedener Konvektionsindizes und -parameter (Kunz, 2007a) ergaben, dass viele Indizes und Parameter die Gewitterwahrscheinlichkeit gut abschätzen können. Auch ein Zusammenhang zu den begleitenden Wetterphänomenen konnte in zahlreichen Studien (u.a. von Haklander und van Delden, 2003; Manzato, 2005; Kunz, 2007a; Huntrieser et al., 1997) hergestellt werden.

3. Datengrundlage und Methoden

In diesem Kapitel werden zunächst die dieser Arbeit zugrunde liegenden Daten vorgestellt. Dabei wurden Informationen über Ort, Zeit und Hagelkorndurchmesser der ausgewählten Ereignisse einer Datenbank entnommen. Um die meteorologischen Eigenschaften der Luftmassen dieser Hagelereignisse zu untersuchen, standen für die Auswertung Reanalysedaten zur Verfügung. Die nächsten Abschnitte behandeln die Vorgehensweise zur Berechnung der Ergebnisse.

3.1 Datengrundlage

3.1.1 European Severe Weather Database, ESWD

Das *European Severe Storms Laboratory* (ESSL) ist ein 2002 ins Leben gerufenes Netzwerk, dessen Ziel es ist, den Austausch unter europäischen Wissenschaftlern auf dem Gebiet der Erforschung unweatherartiger konvektiver Stürme zu verbessern. Im Zuge dessen betreibt das ESSL die *European Severe Weather Database* (ESWD)¹ (Dotzek et al., 2009). In dieser Datenbank werden Meldungen sowohl von sachkundigen Beobachtern als auch von der Öffentlichkeit eingepflegt, qualitätsgeprüft und bereitgestellt. Diese Informationen werden in der Datenbank je nach Unwettererscheinung klassifiziert, sodass sich dort beispielsweise Meldungen über Starkniederschläge, schweren Hagel oder Tornados finden. Anhand von Plausibilität, offiziellen Bestätigungen, Radardaten und Reanalysen werden die gemeldeten Ereignisse einer Qualitätskontrolle unterzogen und in verschiedene Stufen eingeteilt (Tabelle 3.1). Um eine höchstmögliche Vertrauenswürdigkeit zu gewährleisten und eine ausreichend hohe Anzahl an Meldungen zur Verfügung zu haben, wurden in der vorliegenden Arbeit ausschließlich Meldungen der Level QC1 und QC2 ausgewählt.

Generell stellt sich die Frage nach der Unsicherheit der Daten, da jede Person seine Beobachtung melden kann und nicht immer die Richtigkeit der Meldungen gewährleistet ist. Ein weiterer Nachteil besteht darin, dass Meldungen über Hagelereignisse erst seit

¹www.essl.org/eswd

Tabelle 3.1: Qualitätsstufen (QC-Level) der Meldungen in der ESW-Datenbank.

QC-Level	Status
QC0	wie gemeldet
QC0+	Meldung ist plausibel
QC1	Meldung bestätigt
QC2	Meldung vollständig verifiziert

dem Jahr 2002 in genügend großen Zahlen vorliegen. Erste in der Datenbank verzeichnete Meldungen reichen zwar bis in das Mittelalter zurück, sind aber sehr selten. In dieser Arbeit werden Ereignisse ab 1990 betrachtet, da ab diesem Jahr zufriedenstellend viele Meldungen vorhanden sind. Jedoch wurden für den Zeitraum 1990 – 2001 mit 202 Hagelmeldungen weniger Ereignisse über Europa gemeldet als im gesamten Jahr 2002 (284), was den Zeitraum mit genügend vielen Daten auf ab 2002 verkürzt. Viele Ereignisse blieben in der Zeit vor 2002 wohl unbeobachtet oder wurden nicht gemeldet.

Aufgrund einer sehr unterschiedlichen Verteilung an Meldungen innerhalb Europas gibt es Regionen, in denen viele Meldungen vorhanden sind und solche, in denen überhaupt keine Meldungen zur Verfügung stehen. Der Grund hierfür ist, dass der Hauptteil aller in der ESWD archivierten Meldungen aus wenigen Ländern wie beispielsweise Deutschland, Polen, Italien oder Frankreich stammt. Hingegen stehen zum Beispiel aus Irland, Schweden oder Dänemark keine Aufzeichnungen in der ESWD in dem hier betrachteten Zeitraum und in den berücksichtigten QC-Levels zur Verfügung.

3.1.2 ERA-Interim Reanalysen

Unter ERA-Interim versteht man globale Reanalysedaten, betrieben vom *European Center for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF) (Dee et al., 2011), wobei ERA-Interim als Vorbereitung einer neuen Version von ERA-40 dient. Unter Reanalysedaten versteht man Modelldaten, welche mit einem aktuellen Globalmodell (hier das des ECMWF) unter Verwendung von Daten aus Radiosondenaufstiegen, Flugzeug- und Bodenmessungen, meteorologischen Stationen und Satellitenbeobachtungen für die Vergangenheit nachgerechnet wurden. Ziel ist es, eine möglichst realitätsgetreue Wiedergabe der vergangenen meteorologischen und ozeanischen Verhältnisse zu erhalten. Die Daten liegen derzeit für den Zeitraum zwischen 1979 und 2013 in der horizontalen Auflösung T255 ($0,75^\circ \approx 80 \text{ km}$) und in 37 Druckniveaus alle 6 Stunden vor. Alle in der vorliegenden Arbeit durchgeführten Berechnungen basieren auf ERA-Interim Daten, wobei für das Entstehungsgebiet alle vier Termine (0, 6, 12 und 18 UTC) des jeweiligen Kalendertags berücksichtigt wurden. Für das Programm LAGRANTO hingegen wurden die Termine

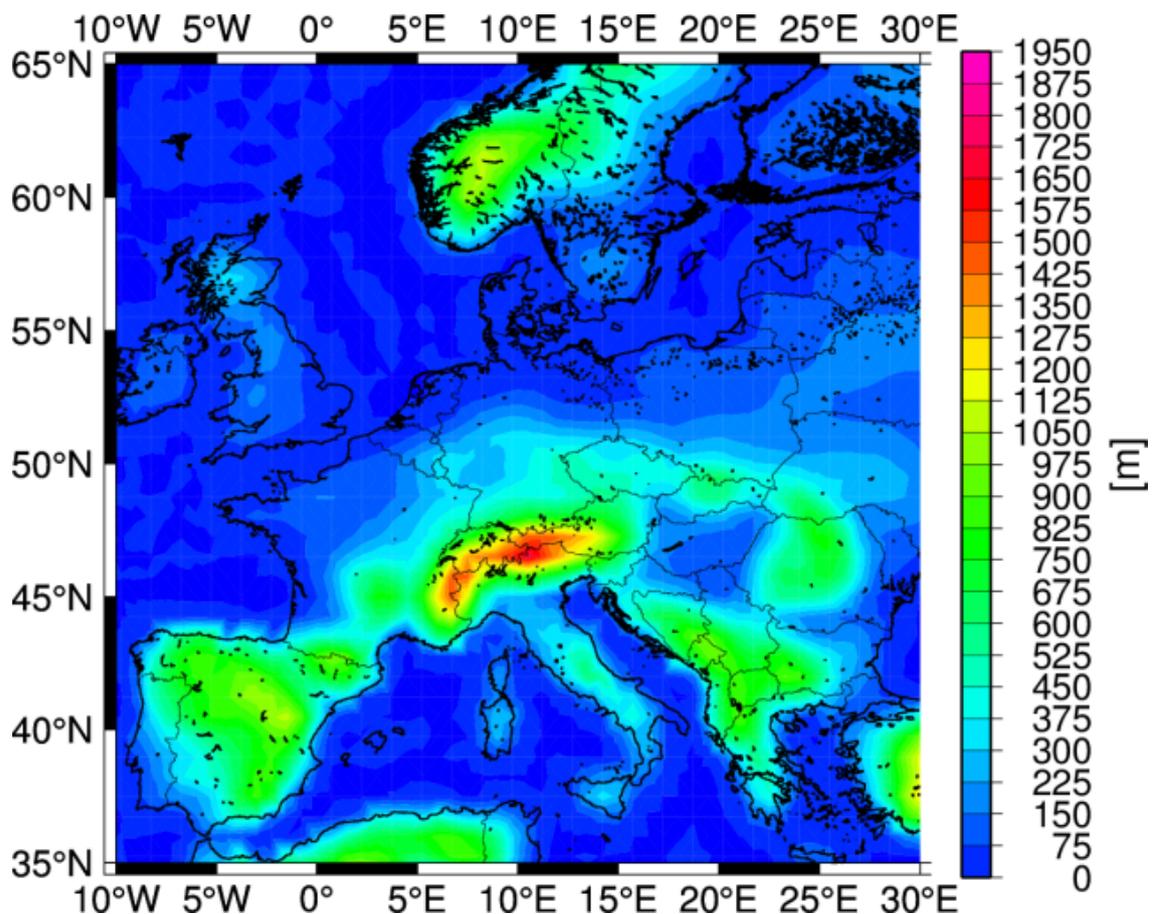


Abb. 3.1: Orografie der ERA-Interim Daten.

ab dem Ereignis bis 120 Stunden zuvor in der Vergangenheit verwendet.

Abbildung 3.1 zeigt die Orografie, die den ERA-Interim Daten zugrunde liegt. Diese spiegelt zwar eine reduzierte Höhenverteilung wieder, jedoch sind die Alpen mit bis zu 1725 m noch so hoch, dass diese auf Strömungen im 850 hPa Niveau Einfluss nehmen können.

3.2 Methoden

3.2.1 Auswahlverfahren der Hagelmeldungen

Fallbeispiele

Die Fallbeispiele (Tabelle 3.2) dienen einer Methodenentwicklung, mit der sowohl die Auswahl der Hagelmeldungen als auch die numerische Berechnung der relevanten meteorologischen Parameter vollzogen wurde. Grundlage dafür bildeten Meldungen von Hagelereignissen der ESWD. Um das vorhandene Potential der Atmosphäre für die Ha-

Tabelle 3.2: Die fünf ausgewählten Fallbeispiele mit Datum, Ort und beobachtetem Hagelkorndurchmesser (ESWD).

Tag	Ort	Hagelkorndurchmesser (cm)
08.07.2004	Rottweil (BW)	8,5
28.06.2005	Fridolfing (BY)	10,0
30.05.2008	Stadtallendorf (HE)	8,0
31.05.2008	Geyer (SN)	7,0
26.05.2009	Mering (BY)	4,0

gelbildung zu berücksichtigen, wurden innerhalb Deutschlands Meldungen gesucht, welche am jeweiligen Tag den größten Hagelkorndurchmesser aufwiesen. Zusätzlich sollten möglichst mehrere Meldungen in der Umgebung vorhanden sein. Auf diese Weise kann angenommen werden, dass das untersuchte Gebiet von mehreren konvektiven Ereignissen betroffen war und es sich somit um starke und/oder organisierte DMC mit einer längeren Zugbahn gehandelt haben muss. Da mehrere Meldungen in einer Region vorhanden sind, vergrößert dies zudem die Vertrauenswürdigkeit der Meldungen.

Bei mehrfachem Auftreten oben beschriebener Kriterien am gleichen Tag wurde anhand von Radardaten (aufsummierte Reflektivität im Kompositformat des Deutschen Wetterdienstes (DWD, 2011) ein Abgleich mit den Meldungen durchgeführt. Dies geschah, indem in einem Gebiet von $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ um den Ereignisort nach dem höchsten dBZ-Wert gesucht und dieser dann mit denen der anderen in Frage kommenden Meldungen verglichen wurde. Die Meldung mit der höchsten Reflektivität in der Umgebung wurde schließlich in die Auswahl aufgenommen. Abbildung 3.2 zeigt sowohl das Radarkomposit (links) als auch die gemeldeten Ereignisse (rechts) exemplarisch für das Fallbeispiel am 26. Mai 2009 in Mering. Darin markieren die Kreise Meldungen mit demselben Hagelkorndurchmesser. Der rote Kreis markiert die durch den oben beschriebenen Abgleich mit den Radardaten ausgewählte Meldung.

Schließlich konnten fünf schwere Hagelereignisse innerhalb Deutschlands in die Auswahl der Fallbeispiele aufgenommen werden (vgl. Tabelle 3.2), wobei sowohl Hagelkorndurchmesser (ESWD) als auch entstandener Schaden (Versicherungsdaten der SV-Sparkassen Versicherungen) Kriterien für die Einstufung eines schweren Ereignisses darstellten.

Im nächsten Schritt fand vorbereitend für weitere Analysen die numerische Berechnung meteorologischer Parameter für die betrachteten Tage statt. Die berechneten Parameter wurden anhand des Kartenarchivs von [wetter3.de](http://www.wetter3.de)² (GFS-Modelldaten³) verifiziert.

²<http://www.wetter3.de/Archiv>

³Amerikanisches globales Vorhersagemodell *Global Forecast System* (GFS).

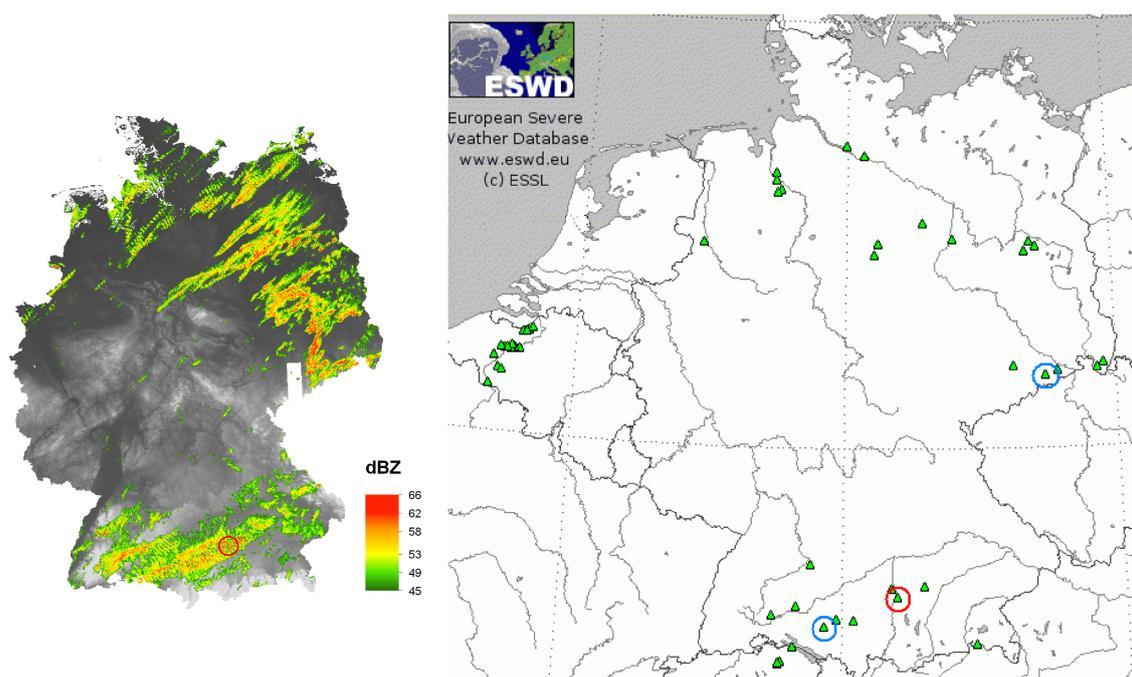


Abb. 3.2: Links: Komposit der aufsummierten maximalen Reflektivität (dBZ) am 26. Mai 2009 aus den 16 Radaren des DWD-Verbunds . Rechts: Hagelmeldungen (grüne Symbole) aus der ESWD am 26. Mai 2009. Kreise markieren Meldungen mit dem gleichen maximalen Hagelkorndurchmesser. Rote Kreise markieren die ausgewählte Meldung nahe Mering nach Abgleich mit dem Radarkomposit.

Auswahl der Ereignisse

Mittels des oben beschriebenen Verfahrens wurden für die statistischen Untersuchungen zusätzliche Ereignisse aus der Datenbank ausgewählt. Da außerhalb Deutschlands ebenfalls Meldungen in die Auswahl mit aufgenommen wurden und zu diesem Zeitpunkt die Radardaten in obigem Format nur für das Gebiet der Bundesrepublik vorlagen, konnte kein Abgleich mit dem Radarkomposit stattfinden. Aus diesem Grund wurde bei mehrfachem Auftreten des maximalen Durchmessers am Tag eine subjektive Auswahl getroffen. Dies geschah nach dem Kriterium, welche der in Frage kommenden Meldungen die meisten zusätzlichen Meldungen in näherer Umgebung hatte, um so die höchst mögliche Vertrauenswürdigkeit zu erreichen.

Da die Reanalysedaten die Mittags- beziehungsweise Nachmittagsstunden nur durch zwei Termine um 12 UTC und 18 UTC wiedergeben, wurden nur Ereignisse zwischen 12 UTC und 18 UTC ausgewählt. Dadurch wird erreicht, dass zwischen dem Termin der Reanalysen und den Ereignissen nicht zu viel Zeit verging und die Reanalysen um 12 UTC die vorkonvektiven Bedingungen zuverlässig wiedergeben. Mehr als die Hälfte (57,7%) der

hier gewählten Ereignisse haben sich in der Zeit zwischen 12 und 15 UTC ereignet. Insgesamt beschränkt sich die Auswahl auf 182 Hagelereignisse (Tab. A.1 im Anhang), die im Zeitraum zwischen 1992 und 2012 detektiert wurden. Bei all diesen Ereignissen gibt der Termin um 12 UTC in den ERA-Interim-Daten die vor-konvektiven Bedingungen wieder. Allerdings stellt sich die Frage, wie sehr sich die Verhältnisse seit 12 UTC verändert haben können, wenn beispielsweise ein Ereignis erst kurz vor 18 UTC stattgefunden hat und ob der 12 UTC Termin für solche Fälle immer noch repräsentativ ist. Dies muss und kann für die in der vorliegenden Arbeit behandelten Ereignisse angenommen werden, da sich die vor-konvektiven Bedingungen nur marginal unterscheiden, wenn Ereignisse zwischen 12 und 15 UTC oder 15 und 18 UTC betrachtet werden. Um eine hohe Variabilität der Ereignisse zu erreichen, sollten die Ereignisse möglichst weit über Europa verteilt sein.

Zusätzlich wurden alle 182 Ereignisse anhand der Hagelkorndurchmesser in drei Klassen unterteilt (vgl. Tab. 3.3). Diese Klassifizierung wurde durchgeführt, um die Intensität der Ereignisse abzustufen. Dadurch ergibt sich die Möglichkeit, die meteorologischen Parameter für jede Klasse einzeln zu betrachten, um Unterschiede oder Gemeinsamkeiten zwischen den Klassen sowie möglicherweise mit steigendem Durchmesser zu- oder abnehmende Werte zu bestimmen.

Tabelle 3.3: Unterteilung der Ereignisse in drei Hagelklassen anhand der gemeldeten Hagelkorndurchmesser.

Klasse	Hagelkorndurchmesser (cm)	Anzahl Ereignisse
1	$2 \leq \varnothing < 4$	73
2	$4 \leq \varnothing < 6$	64
3	$\varnothing \geq 6$	45

3.2.2 Statistische Merkmale der Ereignisse

Die hier untersuchten Hagelereignisse fanden ausschließlich im Zeitraum zwischen 12 und 18 UTC statt. Abbildung 3.3 zeigt, zu welchem Zeitpunkt die einzelnen Ereignisse beobachtet wurden. Dabei traten die meisten Ereignisse zwischen 12:30 und 13:30 UTC (22,5%) beziehungsweise zwischen 14 und 15 UTC (23,1%) auf. Während in Klasse 1 in der zweiten Hälfte des Nachmittags deutlich weniger Ereignisse auftraten als vor 15 UTC, ist die Ereignisdichte in Klasse 3 nahezu über den gesamten Nachmittag gleich verteilt. 95,6% aller Ereignisse traten in den Monaten Mai (20,3%), Juni (33,0%), Juli (25,8%) und August (16,5%) auf, während in den Monaten Dezember, Januar und Fe-

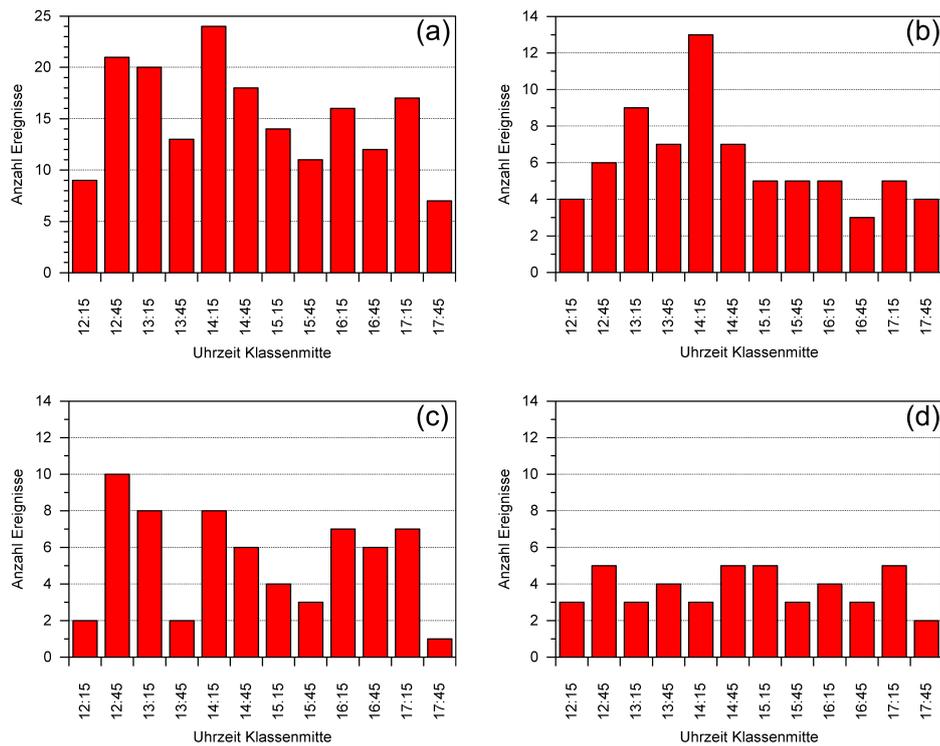


Abb. 3.3: Histogramm der Beobachtungsurzeit (UTC) für alle Ereignisse (a) und für die Klassen 1 (b), 2 (c) und 3 (d).

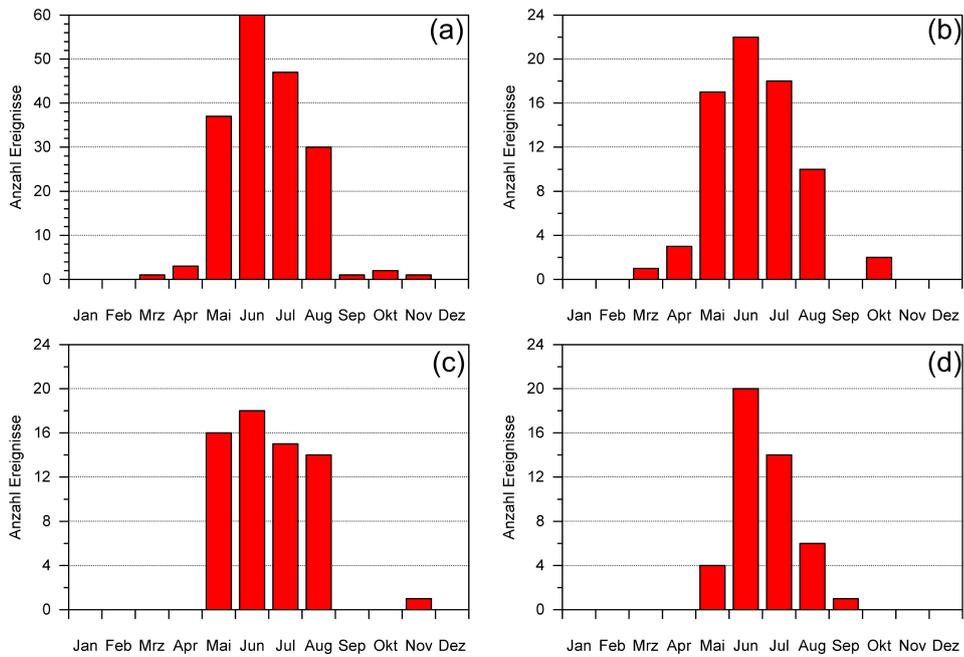


Abb. 3.4: Histogramm der Ereignismonate für alle Ereignisse (a) und für die Klassen 1 (b), 2 (c) und 3 (d).

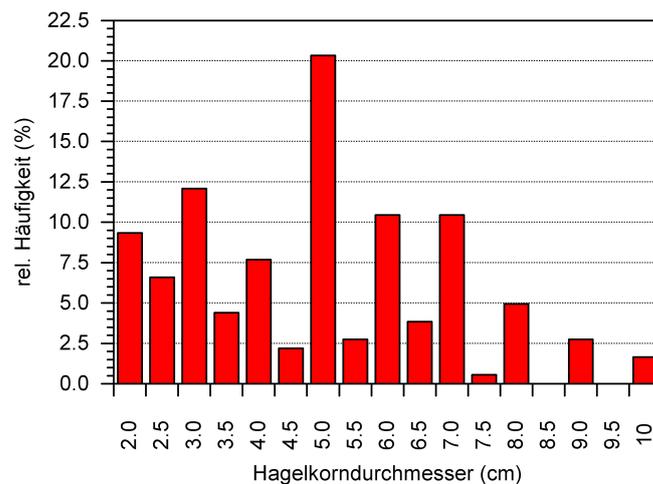


Abb. 3.5: Histogramm der Hagelkorndurchmesser (cm) der 182 hier betrachteten Ereignisse.

bruar keine und in den übrigen Monaten nur wenige Ereignisse detektiert wurden. Die Meldungen der zweiten Klasse ereigneten sich ausschließlich in den Monaten Mai bis August (mit einer Ausnahme im November). Im Monat Juni traten in allen Klassen die meisten Hagelereignisse auf.

Abbildung 3.5 zeigt die relative Häufigkeit der Hagelkorndurchmesser der hier untersuchten Ereignisse. Mit 20,3% stehen diese Hagelereignisse am häufigsten mit Korndurchmessern von 5 cm in Verbindung. Außerdem wird deutlich, dass geringe Durchmesser (2 – 5 cm) deutlich häufiger vertreten sind, als hohe (7,5 – 10 cm), wobei 6 beziehungsweise 7 cm große Hagelkörner mit jeweils 10,4% in dieser Stichprobe am dritthäufigsten auftreten. Sehr große Körner von über 7,5 cm Durchmesser sind erfahrungsgemäß eher selten.

Untersuchungsgebiet

Abbildung 3.6 zeigt das Untersuchungsgebiet mit den ausgewählten 182 Ereignissen (rote Punkte). Zusätzlich fand eine Unterteilung des Gebiets in Teilregionen statt, um Ereignisse regional zusammenzufassen und gesondert betrachten zu können. Die Diskussion der Ergebnisse beschränkt sich jedoch auf die Ereignisse der drei in Abbildung 3.6 blau markierten Regionen. Es werden die meteorologischen Bedingungen der Meldungen aus den Regionen direkt nördlich und südlich der Alpen (im Folgenden NAI- und SAI-Region genannt) sowie des Gebiets, welches das zentrale Mitteleuropa mit Teilen Polens und Großbritanniens abdeckt (im Folgenden ZE-Region genannt) ausführlich diskutiert.

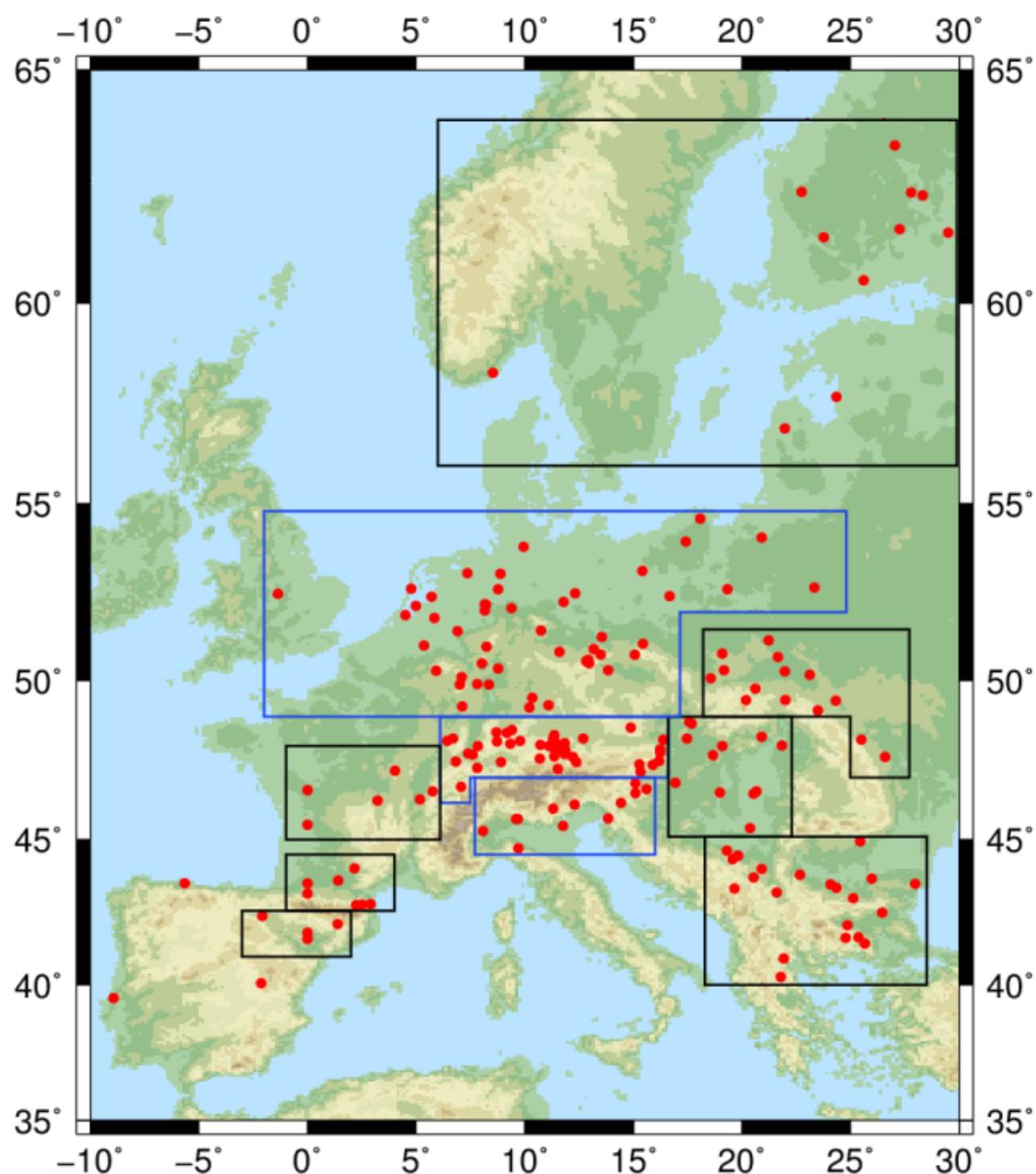


Abb. 3.6: Positionen der 182 ausgewählten Hagelereignissen (rote Punkte) im Untersuchungsgebiet. Kästen markieren Teilregionen. Die Meldungen innerhalb der blauen Kästen werden genauer untersucht.

3.2.3 Betrachtete Parameter

In den folgenden Untersuchungen werden verschiedene meteorologische Parameter in verschiedenen Druckniveaus analysiert. Dies sind vor allem Konvektionsparameter und -indizes, Parameter der Omega-Gleichung, die Windscherung sowie die spezifische Feuchte. Aufschluss darüber, in welchen Niveaus die einzelnen Parameter betrachtet werden, gibt Tabelle 3.4.

Tabelle 3.4: In den Ergebniskapiteln betrachtete meteorologische Parameter in den jeweiligen Druckniveaus.

Parameter	Druckniveau (hPa)
CAPE	-
Divergenz	300
Geopotential	500
spezifische Feuchte	500, 850
Temperaturadvektion A_T	850
θ_e	500, 850
$\frac{\partial \theta_e}{\partial p}$	500 – 850
Total Totals	-
Vorticityadvektion A_η	300, 500
$\frac{\partial A_\eta}{\partial p}$	300 – 500
Windrichtung	500
Windgeschwindigkeit	500, 1000
Windscherung	500 – 1000

3.2.4 Numerische Berechnungen

Zur Auswertung der Luftmasseneigenschaften wurden unter anderem die differentielle Vorticityadvektion, die Temperaturadvektion, die Windscherung sowie die Änderung der äquivalent-potentiellen Temperatur θ_e mit der Höhe numerisch berechnet. Die beiden zuletzt genannten Größen ergeben sich durch die Bildung der Differenz. Die Windscherung $S(500 - 1000)$ zwischen 500 und 1000 hPa ergibt sich somit an den Gitterpunkten (i, j) zu

$$S(500 - 1000) = |\vec{v}|(i, j, 500\text{hPa}) - |\vec{v}|(i, j, 1000\text{hPa}), \quad (3.1)$$

während die vertikale Änderung von θ_e durch

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial p} \approx \theta_e(i, j, 500\text{hPa}) - \theta_e(i, j, 850\text{hPa}) \quad (3.2)$$

genähert wurde. Die Advektion sowohl der Temperatur T als auch der absoluten Vorticity η berechnete sich mit

$$\begin{aligned} A_K &= \vec{v}_g \cdot \nabla K & (3.3) \\ &\approx -u_g(i, j) \frac{K(i+1, j) - K(i-1, j)}{2\Delta x} + v_g(i, j) \frac{K(i, j+1) - K(i, j-1)}{2\Delta y}. \end{aligned}$$

K ist durch T beziehungsweise η zu ersetzen. Δx und Δy entsprechen den geometrischen Abständen der Gitterpunkte in x- beziehungsweise y-Richtung und berechnen sich mit

$$\Delta x = r \arccos [\sin \varphi_1 \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos(\lambda_1 - \lambda_2)] , \quad (3.4)$$

$$\Delta y = r(\varphi_2 - \varphi_1) , \quad (3.5)$$

mit dem Erdradius r , der geografischen Breite φ und der geografischen Länge λ . Die differentielle Vorticityadvektion wurde als Differenz zwischen der Advektion in 300 und 500 hPa durch

$$\frac{\partial A_\eta}{\partial p} \approx A_\eta(i, j, 300\text{hPa}) - A_\eta(i, j, 500\text{hPa}) \quad (3.6)$$

genähert.

3.2.5 Analyse der Luftmasseneigenschaften im Entstehungsgebiet

Zur Analyse der Luftmasseneigenschaften im Entstehungsgebiet ist es notwendig, eine Vergleichbarkeit der jeweiligen Umgebung herzustellen. Dabei wurden die Koordinaten der Hagelereignisse dem nächstliegenden Gitterpunkt des ERA-Interim-Gitters zugeordnet (nearest neighbour). Anschließend wurde ein Gebiet aus jeweils zehn Gitterpunkten in Nord-Süd- sowie in West-Ost-Richtung um jedes Ereignis herum als Untersuchungsgebiet des Ereignisses definiert. Daraus ergeben sich Gebiete mit 21×21 Gitterpunkten ($15^\circ \times 15^\circ$) mit dem jeweiligen Ereignis zentriert in der Mitte. Auf diese Weise ist es möglich, aus allen 182 Ereignissen ein mittleres Feld der meteorologischen Variablen zu definieren und dieses auf bestimmte Muster hin zu untersuchen. Dabei wurden grundlegende statistische Größen wie arithmetisches Mittel, Median und Standardabweichung über

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i , \quad (3.7)$$

$$x_{med} = \begin{cases} a_{\frac{n+1}{2}} & \text{für } n \text{ ungerade,} \\ \frac{1}{2} (a_{\frac{n}{2}} + a_{\frac{n}{2}+1}) & \text{für } n \text{ gerade} \end{cases} \quad (3.8)$$

und

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (3.9)$$

berechnet. Dabei ist x_i der Parameter, n der Stichprobenumfang und a die der Größe nach sortierte Variable x_i ($a_1 < a_2 < \dots < a_n$). Arithmetisches Mittel und Median unterscheiden sich aufgrund der schiefen Verteilung der Werte. Während das arithmetische Mittel den Mittelwert aus allen Werten ergibt, ist der Median der Wert, der die Stichprobe gemäß der Anzahl an Elementen in zwei Hälften teilt. Des Weiteren wurden das 25%- (q_{25}) sowie das 75%-Quartil (q_{75}) berechnet, in dem die der Größe nach sortierte Stichprobe so in zwei Hälften geteilt wurde, dass 25% beziehungsweise 75% der Elemente der Stichprobe unterhalb des Werts liegen.

Aufgrund der Kugelgestalt der Erde variiert der Abstand der Gitterpunkte in West-Ost-Richtung je nach geografischer Breite zwischen 43,2 km und 85,7 km. Im Mittel ergibt sich eine Entfernung von 73,01 km zwischen zwei Gitterpunkten in West-Ost-Richtung. Dagegen ist in Nord-Süd-Richtung ein konstanter Abstand von 83,4 km zwischen zwei Gitterpunkten gegeben.

Anschließend wurde eine Interpolation der 21×21 Gitterpunkte mittels der direkten Triangulation des Visualisierungsprogramms *Generic Mapping Tool* (GMT) durchgeführt. Abbildung 3.7 zeigt hier exemplarisch den Mittelwert der CAPE aller 182 Ereignisse um 12 UTC in dem 21×21 Gitterpunktgebiet vor und nach der Interpolation. In Farben sind jeweils die Werte der CAPE dargestellt. Der Ort der Ereignisse ist der schwarze Punkt im Zentrum der Abbildung. Das mittlere Untersuchungsgebiet besitzt aufgrund der mittleren Gitterpunktabstände eine Ausdehnung von ca. 1751 km in Nord-Süd- beziehungsweise ca. 1533 km in West-Ost-Richtung.

Langjährige Monatsmittel der Konvektionsparameter- und indizes

Aufgrund der großen räumlichen Abdeckung der Ereignisse muss für die hier verwendeten Größen (CAPE, TT-Index) die Klimatologie berücksichtigt werden, da die Meldungen aus unterschiedlichen Klimaregionen (z.B. Mittelmeer, Skandinavien) stammen und demnach in diesen Regionen unterschiedliche Werte üblich sind. Daher wurde an den entsprechenden Gitterpunkten, das langjährige Monatsmittel (1979-2012) der Parameter berechnet. Anschließend wurde die Differenz zwischen den Werten um 12 UTC an den jeweiligen Ereignistagen mit dem langjährigen Monatsmittel am jeweiligen Gitterpunkt bestimmt. Somit wurde eine mittlere Überschreitung der mit dem Ereignis verbundenen Werte relativ zum ortsspezifischen langjährigen Monatsmittelwert berechnet.

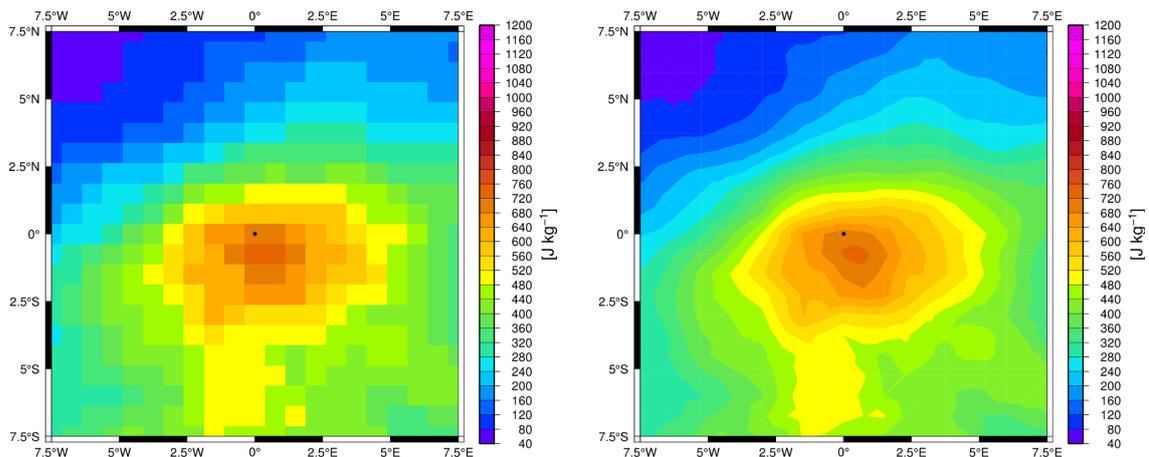


Abb. 3.7: Mittelwert der CAPE aus allen 182 Ereignissen (links) und interpoliertes Feld (rechts). Der schwarze Punkt im Zentrum markiert den Gitterpunkt, welcher den Ereignissen zuzuordnen ist. Die Längen- und Breitengradangaben sind relativ zum Ereignis zu verstehen.

3.2.6 Lagrangesche Perspektive der Luftmasseigenschaften

Lagrangian Analysis Tool (LAGRANTO)

Mit Hilfe des *Lagrangian Analysis Tool* (LAGRANTO) können, basierend auf entsprechenden Daten, Trajektorien von Luftmassen berechnet werden. LAGRANTO ist ein an der ETH Zürich (Wernli und Davies, 1997) entwickeltes Unix-basiertes Softwaretool zur Berechnung atmosphärischer Gegebenheiten in der Lagrangeschen Perspektive. Dabei ist es möglich, ausgehend von einem Startzeitpunkt sowohl in die Zukunft (Vorwärts-) als auch in die Vergangenheit, (Rückwärts-) Trajektorien zu berechnen. Grundvoraussetzung dafür sind zur Verfügung stehende Daten über das dreidimensionale Windfeld. Ausgehend von einem Startpunkt kann dies eine ganze Region umfassen oder, wie im vorliegenden Fall, für jedes Hagelereignis aus einem einzelnen Koordinatenpaar (Längen- und Breitengrad) bestehen. Das Koordinatenpaar wird dann dem nächstgelegenen Gitterpunkt der zu Grunde liegenden Daten zugeordnet. In der vorliegenden Arbeit stellte ERA-Interim die Datengrundlage für das Windfeld und die meteorologischen Parameter dar, um die Berechnungen der Trajektorien durchführen zu können.

Im ersten Schritt der Berechnung muss LAGRANTO das Windfeld und die Startkoordinaten sowie -levels der Trajektorien erhalten. Danach können durch die Informationen über Windrichtung und -geschwindigkeit die Koordinatenpaare der Trajektorien berechnet werden. Die Zeitpunkte, zu denen die Koordinatenpaare bestimmt werden, werden dabei durch die zu Grunde gelegten Daten vorgegeben. Der nächste Schritt beinhaltet dann die Interpolation der meteorologischen Parameter auf die zuvor berechneten Tra-

jektorien, was die Berechnung für den in dieser Arbeit verfolgten Zweck abschließt. Zusätzlich bietet LAGRANTO noch weitere Berechnungsmöglichkeiten, wie beispielsweise eine Filterung anhand von verschiedenen Kriterien. In dieser Arbeit wurde jedoch keine Filterung durchgeführt.

Zu jedem Hagelereignis wurden mit LAGRANTO Rückwärtstrajektorien in den Niveaus 850 und 500 hPa über jeweils 120 Stunden in die Vergangenheit berechnet, weil diese Niveaus die Grenzschicht beziehungsweise die freie Strömung repräsentieren. Da im vorliegenden Fall ERA-Interim-Daten in sechstündigen Intervallen zugrunde liegen, besitzen auch die Trajektorien eine zeitliche Auflösung von sechs Stunden. Die Auswahl der Variablen beschränkt sich auf die äquivalent-potentielle Temperatur θ_e sowie auf die spezifische Feuchte q . Diese Beschränkung fand statt, da die Feuchte (θ_e ist direkt proportional zur Feuchte) für Konvektion als Energiemaß verstanden werden kann. Das Interesse liegt durch die Betrachtung mittels Trajektorien nicht nur daran, welche Werte am Ort der Ereignisse angenommen werden, sondern vielmehr wo die Feuchte/Energie aufgenommen wird und auf welchem Weg sie zum Ereignisort gelangt.

4. Analyse der Luftmasseneigenschaften ausgewählter Hagelereignisse im Entstehungsgebiet

Im folgenden Kapitel werden die Luftmassen der ausgewählten Hagelereignisse (Tabelle A.1 im Anhang) hinsichtlich ihrer Eigenschaften untersucht. Dabei dient das Entstehungsgebiet als Grundlage, um ausgewählte meteorologische Parameter auf deren Verteilung und Magnitude relativ zum Ort der Ereignisse zu untersuchen.

4.1 Großräumige Hebungsantriebe

In diesem Abschnitt wird untersucht, inwiefern Hebungsantriebe durch die großräumige Dynamik (vgl. Omega-Gleichung 2.21) zur Entwicklung von Hagelstürmen über Europa beitragen. Der Fokus liegt dabei auf den Termen der differentiellen Vorticityadvektion sowie des Laplace der Temperaturadvektion aus Gleichung (2.21). Der Term der diabatischen Wärmeübergänge wurde aufgrund der in den Daten fehlenden diabatischen Heizrate H nicht berechnet. Außerdem ist dieser Term bei Konvektion von untergeordneter Bedeutung. Der Laplace der Temperaturadvektion konnte aus numerischen Gründen nicht berechnet werden. Daher werden die Maxima beziehungsweise Minima der Temperaturadvektion analysiert.

Abbildung 4.1a zeigt Bereiche mit positiven (gelb und orange) beziehungsweise negativen (grün und blau) Antrieben. Gebiete, in denen weder Hebung noch Absinken herrscht, sind weiß gekennzeichnet. Die differentielle Vorticityadvektion wird zwischen 300 hPa und 500 hPa betrachtet, da der Wind in diesen Schichten als geostrophisch anzunehmen ist und dies durch die Omega-Gleichung gefordert wird. Die Advektion weist im Mittel über alle Ereignisse in einem großflächigen Bereich um den Ereignisort positive Werte zum vor-konvektiven Termin um 12 UTC auf (Abb. 4.1a). Nur wenige Bereiche an den

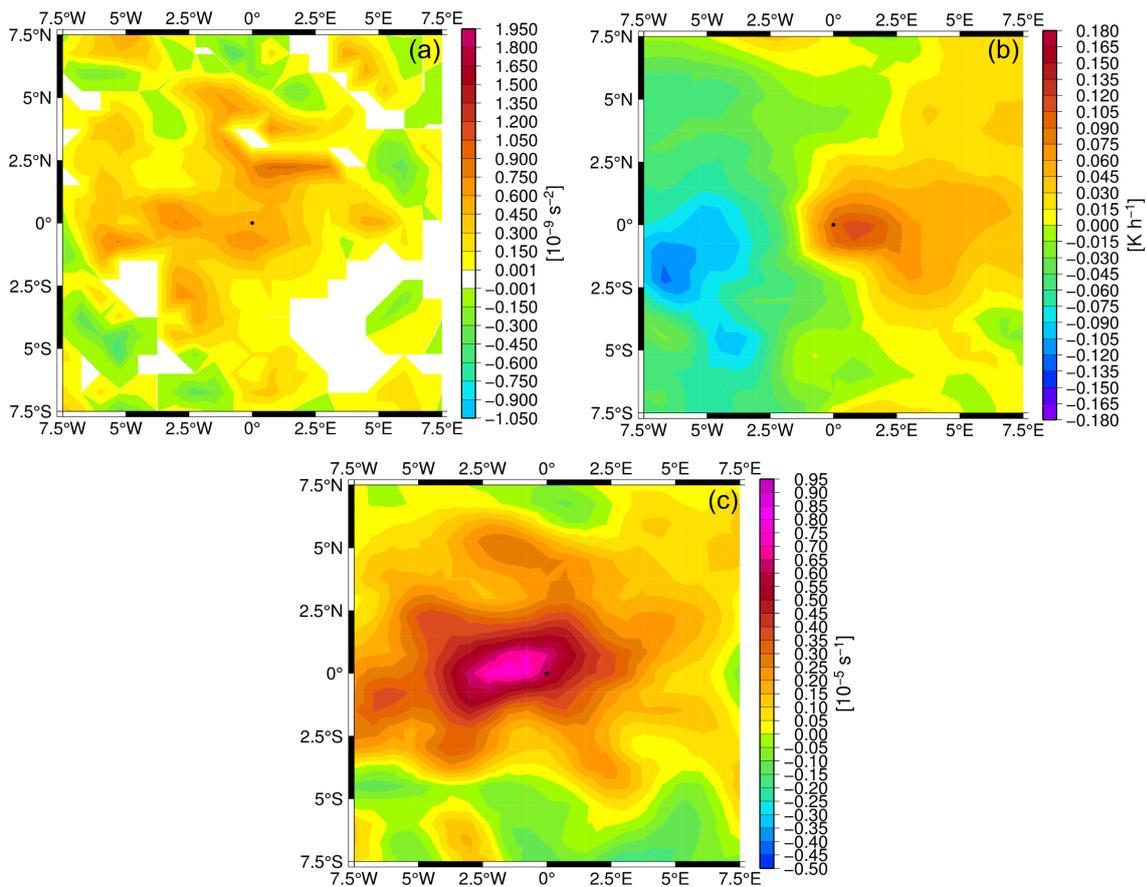


Abb. 4.1: Mittleres Untersuchungsgebiet für alle untersuchten Ereignisse jeweils um 12 UTC: Mittlere differentielle Vorticityadvektion zwischen 300 hPa und 500 hPa (a), mittlere Temperaturadvektion in 850 hPa (b) und mittlere Divergenz in 300 hPa (c). Der schwarze Punkt markiert jeweils den Ereignisort.

Rändern des mittleren Entstehungsgebiets weisen negative Magnituden und somit Antriebe für Absinken auf. Abgesehen von kleinen Gebieten im Nordosten oder Südwesten der Ereignisse befindet sich im Südosten ein größerer Bereich, in dem keine Antriebe vorhanden sind. Somit unterliegen die zur Hagelbildung führenden Luftmassen im Mittel großflächigen Hebungsantrieben durch die differentielle Vorticityadvektion mit mittleren Werten um $0,5 \cdot 10^{-9} \text{ s}^{-2}$. Bei der Betrachtung der Temperaturadvektion in 850 hPa ist zu erkennen (Abb. 4.1b), dass die Ereignisse im Mittel direkt am westlichen Rand der maximalen Warmluftadvektion lokalisiert sind. Zwar fallen die Ereignisorte nicht direkt mit dem Maximum zusammen, jedoch befinden sie sich in unmittelbarer Nähe (im Bereich eines starken Gradienten) und somit im Einfluss der durch diesen Term hervorgerufenen Hebung. Folglich tragen im Mittel beide hier untersuchten Terme der Omega-Gleichung in nächster Umgebung der aufgetretenen Hagelereignisse zur Hebung bei und ergeben einen wichtigen Auslösemechanismus für die Entwicklung von Hagelstürmen.

Die räumliche Verteilung der beiden zuvor betrachteten Parameter relativ zum Ort der Ereignisse lässt auf eine trogvorderseitige Lage der Ereignisse schließen. Der Bereich der stärksten Warmluftadvektion befindet sich bereits östlich der Ereignisse, was darauf schließen lässt, dass die Advektion von Warmluft früher einsetzte. Zu dem in den Abbildungen 4.1 gezeigten Termin nähert sich der Trog von Westen, was die Hebung durch die differentielle Vorticityadvektion verursacht.

Zur Verifizierung der Hebung wird die Divergenz in 300 hPa betrachtet (Abb. 4.1c), da gemäß der Kontinuitätsgleichung für ein inkompressibles Medium bei vorherrschender Divergenz in der Höhe ein Aufsteigen in unteren Niveaus vorhanden sein muss. Die Abbildung zeigt sehr deutlich, dass sich die Ereignisse im Randbereich der maximalen Werte einer großflächigen Höhendivergenz befinden. Es werden Werte bis zu $0,6 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ im Bereich der Ereignisse erreicht, was im Hebungsbereich vorderseitig eines Trogs nicht unüblich ist. Die trogvorderseitige Lage der Ereignisse kann anhand des Geopotentials in 500 hPa (Abb. 4.2) erkannt werden. Eine Trog-Rücken-Struktur ist im Mittel über alle Ereignisse im Entstehungsgebiet vorhanden, wobei sich die Ereignisse im Bereich des Wendepunkts zwischen zyklonaler und antizyklonaler Vorticity befinden. Des Weiteren ist die Wellenstruktur des Geopotentials geglättet. Die beiden zuletzt genannten Eigenschaften sind wahrscheinlich Folge der Mittelung über alle Ereignisse. Diese sind zum einen über ganz Europa verteilt, was dazu führt, dass die trogvorderseitige Lage der Ereignisse variieren kann. Zum anderen wurden auch Ereignisse in die Mittelung mit einbezogen, welche aufgrund der Strömungsrichtung in 500 hPa nicht mit einem Trog im Westen verbunden sein können (s. Kap. 4.2).

Eine Unterteilung der Ereignisse in die verschiedenen Hagelklassen (s. Tabelle 3.3) ergibt eine unterschiedliche räumliche Verteilung der Maxima sowie auch Unterschiede

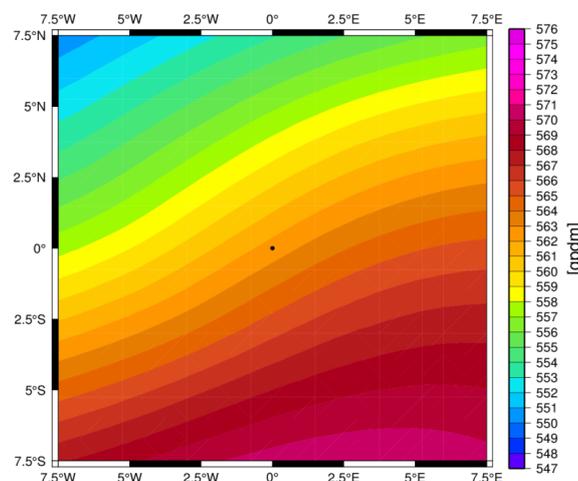


Abb. 4.2: Wie Abbildung 4.1 nur für das mittlere Geopotential in 500 hPa.

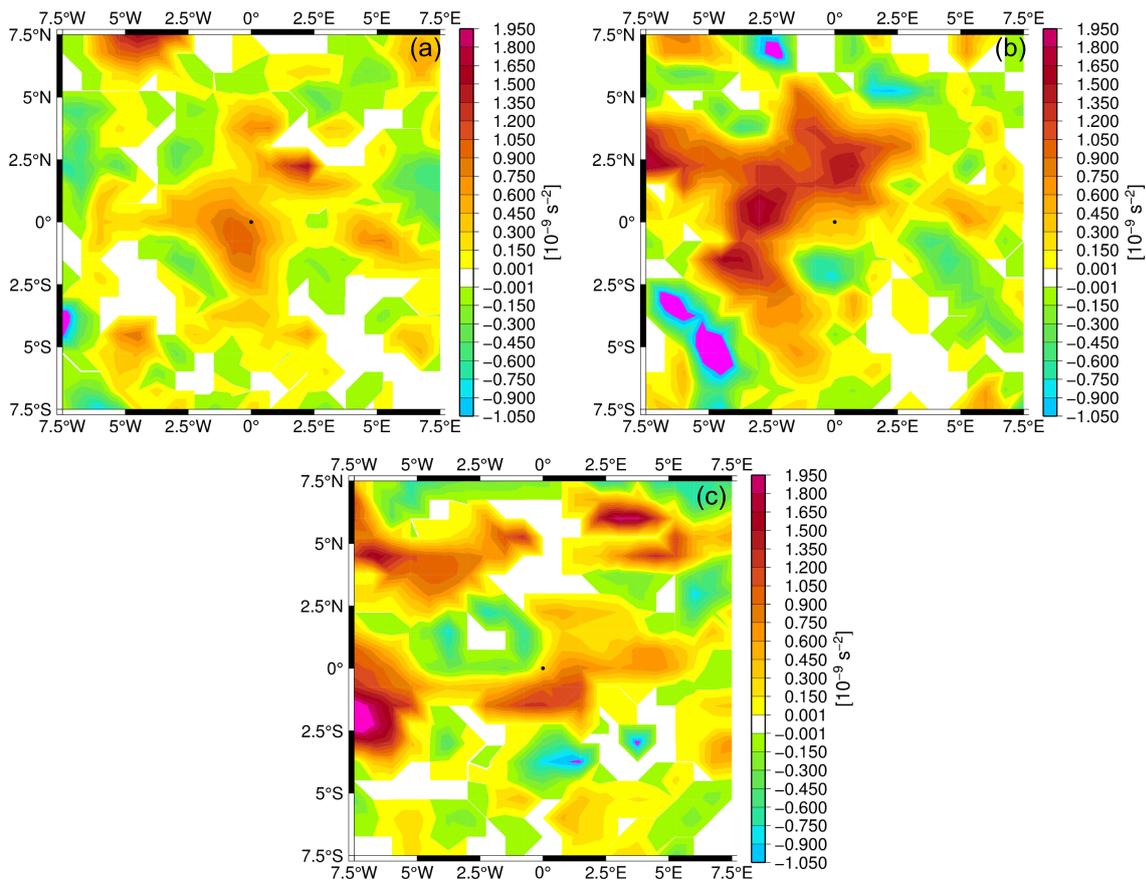


Abb. 4.3: Mittleres Untersuchungsgebiet mit der mittleren differentiellen Vorticityadvektion zwischen 300 und 500 hPa jeweils um 12 UTC für die Ereignisse der Klassen 1 (a), 2 (b) und 3 (c).

in deren Stärke. Alle Klassen weisen bei der differentiellen Vorticityadvektion positive Signale am Ereignisort auf, jedoch variiert die räumliche Struktur stark (Abb. 4.3). Während sich in Klasse 1 ein Maximum direkt südwestlich der Ereignisse befindet und auch die nähere Umgebung positive Werte besitzt, sind in Klasse 3 die Ereignisse im Bereich der stärksten Änderung zwischen einem Bereich mit Absinken im Nordwesten und einem Maximum der Hebung im Süden lokalisiert. Dieser Unterschied in der räumlichen Verteilung ist in der Temperaturadvektion hingegen nicht vorhanden. Dort ist das Maximum der Warmluftadvektion in jeder Klasse nahezu identisch östlich der Ereignisse zu finden (Abb. 4.4). Dies bedeutet, dass bei den hier untersuchten Ereignissen im Mittel die Hebungsantriebe durch differentielle Vorticityadvektion im Bereich der Ereignisse abhängig vom Hagelkorndurchmesser räumlich variieren. Der Ort des Maximums der Warmluftadvektion hingegen ist unabhängig von der Klasse. Die mittleren Untersuchungsgebiete mit der Divergenz der drei Klassen sind in Abbildung B.1 im Anhang gezeigt.

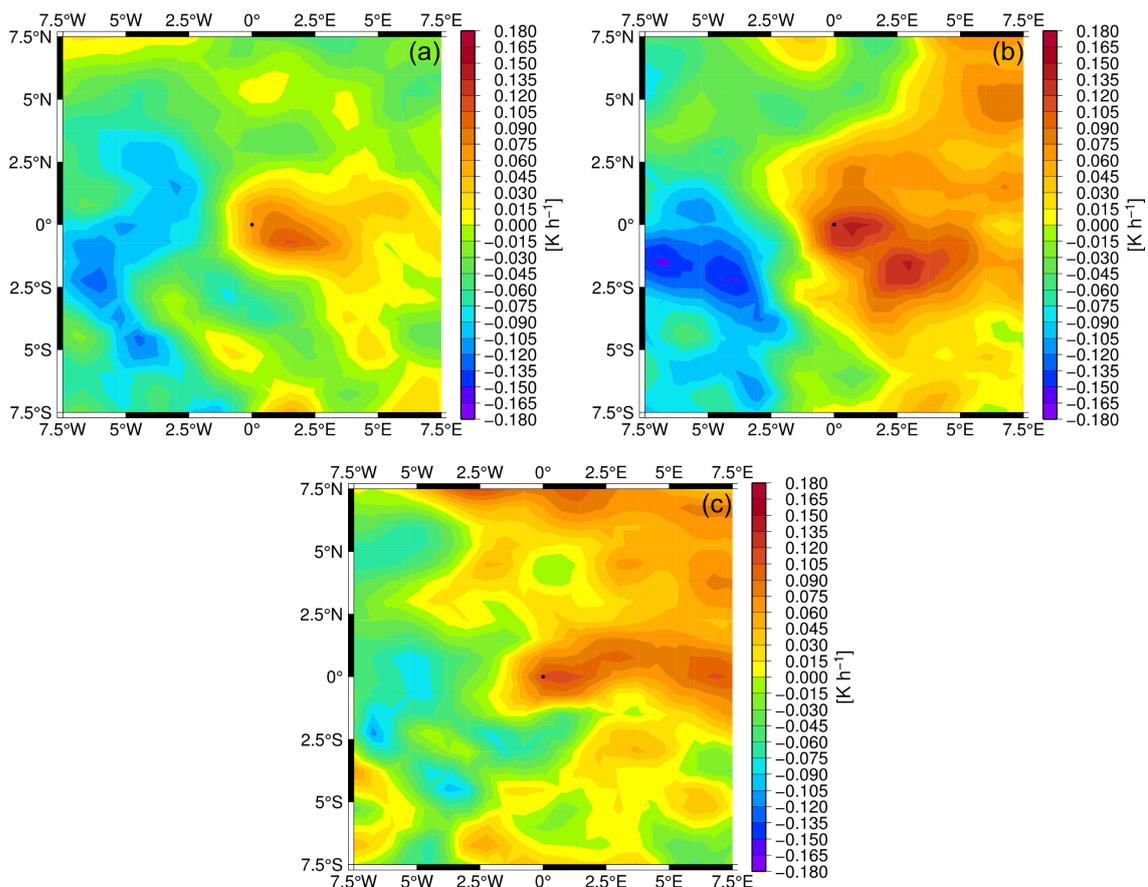


Abb. 4.4: Wie Abbildung 4.3 nur für die Temperaturadvektion in 850 hPa.

Aufgrund der ausgeprägten Strukturen und Magnituden der zuvor gezeigten Parameter ist die Schlussfolgerung möglich, dass großräumige Hebungsantriebe eine wichtige Rolle für die Entwicklung von Hagelstürmen spielen. Jedoch sind Hagelereignisse nicht ausschließlich mit dieser Form der Hebung in Verbindung zu setzen, da auch Ereignisse detektiert wurden, die aufgrund der Windrichtung in 500 hPa (s. Kap. 4.2) durch andere Antriebe ausgelöst wurden.

4.2 Höhenströmung

Die Untersuchung der Lage der Ereignisse relativ zur räumlichen Verteilung bestimmter Parameter muss auch die Anströmung der Luftmassen berücksichtigen. Deshalb wurde die Windrichtung in 500 hPa am Ereignisort untersucht. Abbildung 4.5a zeigt, dass 43,9% aller Ereignisse mit einer Windrichtung in 500 hPa aus Südwest (SW) verbunden sind. Auch in jeder Klasse ist SW die dominierende Windrichtung. Die relative Häufigkeit einer SW-Anströmung nimmt dabei mit größer werdenden Korndurchmessern von 36,9% in Klasse 1 über 46,9% in Klasse 2 bis 51,1% in Klasse 3 (Abb. 4.5 b-d) zu. Über

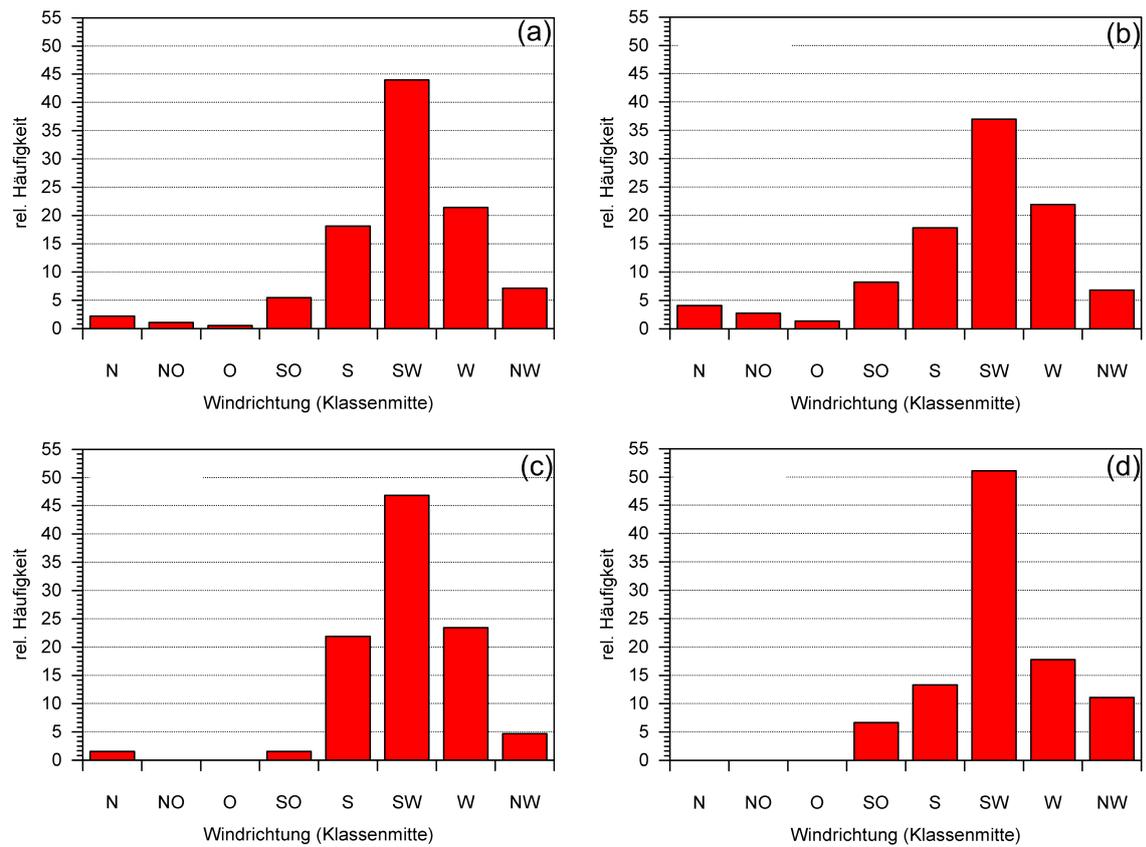


Abb. 4.5: Histogramme der Windrichtung in 500 hPa für alle Ereignisse (a) und die Klassen 1 (b), 2 (c) und 3 (d).

die Hälfte aller Ereignisse der größten Klasse sind demnach mit einer SW-Anströmung gekoppelt. Abgesehen von dieser Richtung sind West und Süd die zweit- beziehungsweise dritthäufigsten Windrichtungen. Insgesamt herrscht bei 83,5% aller Ereignisse Süd-, Südwest- oder Westwind vor, wohingegen mit einer Strömung aus Nord (2,2%), Nordost (1,1%) oder Ost (0,5%) in 500 hPa fast keine Hagelereignisse verbunden sind.

Somit lassen sich im Mittel für Europa die Richtungen West bis Süd als die bevorzugten Windrichtungen in 500 hPa für die Entwicklung von hagelbildenden Gewittern identifizieren, wobei die Südwest-Anströmung dominiert. Dagegen kommt es bei Strömungen mit Nord- beziehungsweise Ost-Komponenten deutlich seltener zu Hagel. Dies entspricht den Erwartungen, da südliche Luftmassen im Mittel höhere Temperaturen aufweisen und feuchter sind als nördliche und somit mehr Energie beinhalten, die bei einsetzender Konvektion zur Verfügung steht. Die geringe Anzahl an Ereignissen mit östlicher Anströmung kann auf ein niedrigeres Feuchteangebot in kontinentalen Gebieten Osteuropas im Vergleich zu atlantischen beziehungsweise mediterranen Regionen West- und Südeuropas zurückgeführt werden.

Aus diesem Grund wurden in den folgenden Untersuchungen, zusätzlich zu der Klassifi-

zierung der Hagelkorndurchmesser, die untersuchten Parameter für die 80 Ereignisse mit SW-Anströmung gesondert betrachtet.

4.3 Windscherung

Die Windscherung (Richtung und Betrag) beeinflusst die Entwicklungsfähigkeit von Gewittern in entscheidendem Maße (vgl. Kap. 2.3.1). Abbildung 4.6 zeigt die Scherung als mittlere Differenz zwischen den Windgeschwindigkeiten in 500 hPa und 1000 hPa im gesamten Gebiet (a) und am Ereignisort als Histogramme der drei Klassen (b-d). Die Hagelereignisse befinden sich im Mittel innerhalb eines großflächigen Gebiets positiver Scherung, welches sich in SW-NO-Richtung über das Entstehungsgebiet erstreckt. Der Bereich mit den höchsten Werten befindet sich dabei im Mittel west- bis südwestlich der Ereignisse. Es wird in Einzelfällen ein Maximalwert über 32 m s^{-1} erreicht, wohingegen das Mittel über alle Ereignisse bei $12,5 \text{ m s}^{-1}$ liegt (Tabelle 4.1).

Mit ansteigendem Hagelkorndurchmesser ist eine Zunahme der Werte erkennbar (Abb. 4.6b-d), wobei niedrige Werte in den beiden letzten Klassen seltener auftreten, als in Klasse 1. Betrachtet man die Windscherung, bei der die meisten Ereignisse auftraten, so nimmt auch diese mit steigendem Durchmesser von 8 m s^{-1} über 14 m s^{-1} bis 16 m s^{-1} zu. Aus Tabelle 4.1 ist außerdem ersichtlich, wie sowohl Mittelwert als auch Median mit steigender Klasse sowohl für alle Ereignisse als auch für die Ereignisse mit SW-Anströmung anwachsen. Bei letzteren ist im Vergleich zu allen Ereignissen der Mittelwert in Klasse 3 um fast $1,6 \text{ m s}^{-1}$ und in Klasse 1 sogar um 3 m s^{-1} höher.

Im mittleren Entstehungsgebiet ergeben sich für die SW-Ereignisse noch deutlichere Unterschiede im Vergleich zu allen Ereignissen. Es werden für SW-Ereignisse in allen Klassen markant höhere Maximalwerte im Entstehungsgebiet erreicht. Auch der Bereich mit sehr hohen Werten nimmt in allen Klassen deutlich zu. Exemplarisch ist dies für die

Tabelle 4.1: Mittelwert und Median der Windscherung als Differenz zwischen 500 hPa und 1000 hPa in m s^{-1} für alle 182 und für die 80 Ereignisse mit SW-Anströmung in 500 hPa.

	Alle	Klasse 1	Klasse 2	Klasse 3
Alle Ereignisse				
Mittel	12,52	10,63	12,95	14,97
Median	12,31	9,82	13,64	15,37
Ereignisse mit SW-Anströmung				
Mittel	14,58	13,55	14,01	16,57
Median	14,51	14,57	13,65	17,35

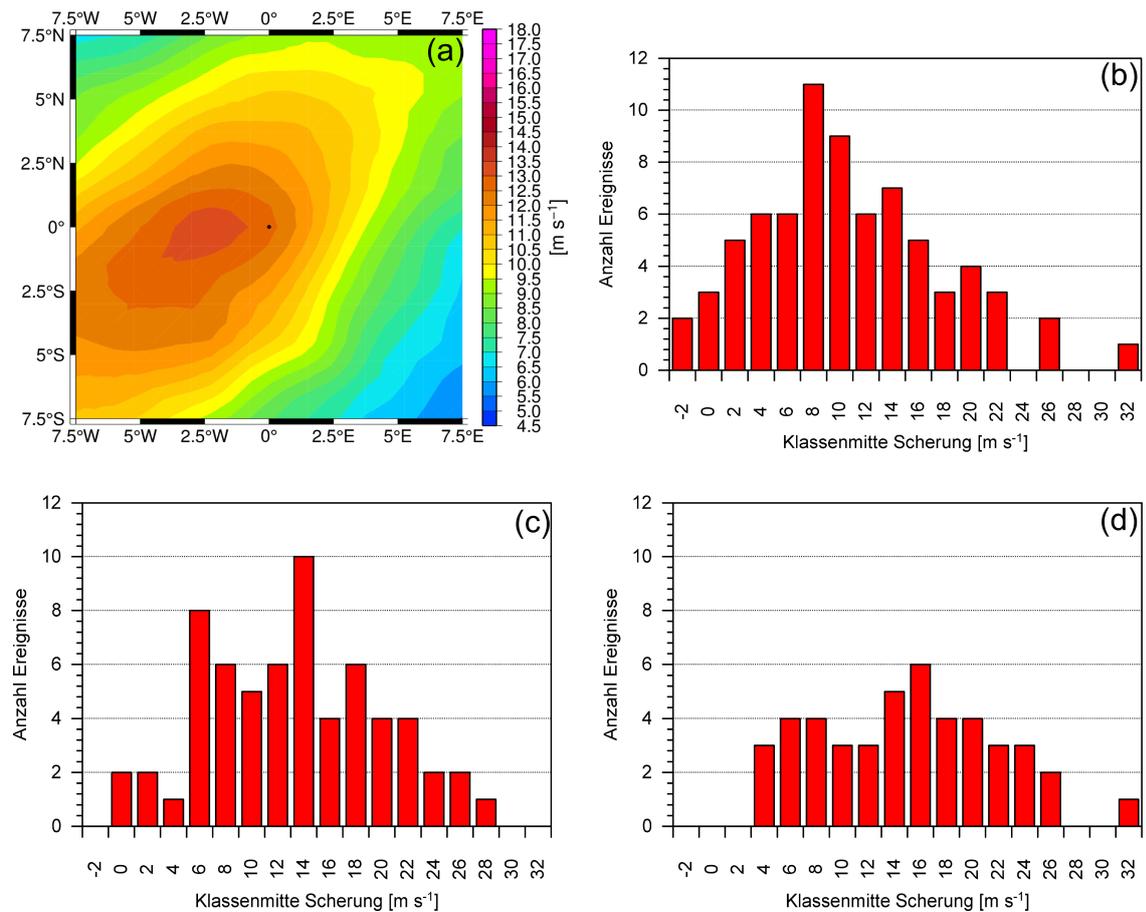


Abb. 4.6: Mittlere Windscherung als Differenz zwischen 1000 hPa und 500 hPa für alle Ereignisse im Entstehungsgebiet (a) und als Histogramme für die drei Klassen 1 (b), 2 (c) und 3 (d).

höchste Klasse in Abbildung 4.7 dargestellt. Außerdem fällt auf, dass die Ereignisse – ähnlich wie bei der Divergenz in 300 hPa (Abb. 4.1) – nicht direkt über, sondern vorderseitig des Maximums, also im Bereich starker Gradienten, lokalisiert sind. Grund dafür ist die Lage vorderseitig des Trogs, da die Windscherung im Randbereich des Trogs bedingt durch sehr hohe Windgeschwindigkeiten in oberen Niveaus (300 hPa, *Jetstream*) hohe Werte erreicht.

Obwohl ein Anstieg in der mittleren Scherung bei zunehmendem Durchmesser tatsächlich beobachtet werden kann, sind in der höchsten Klasse nur Einzelfälle mit Scherungen von über 20 m s^{-1} verbunden. Nach Doswell III. und Evans (2003) sind Superzellen gewöhnlich mit diesen hohen Werten verbunden. Markowski und Richardson (2011) unterscheiden Einzel-, Multi- und Superzellen unter anderem anhand der vertikalen Windscherung zwischen 0 und 6 km. Dabei werden Werte knapp unterhalb von 20 m s^{-1} als Schwellenwert für Superzellen genannt. Daher kann angenommen werden, dass in Europa nur wenige Hagelereignisse mit Superzellen in Verbindung stehen.

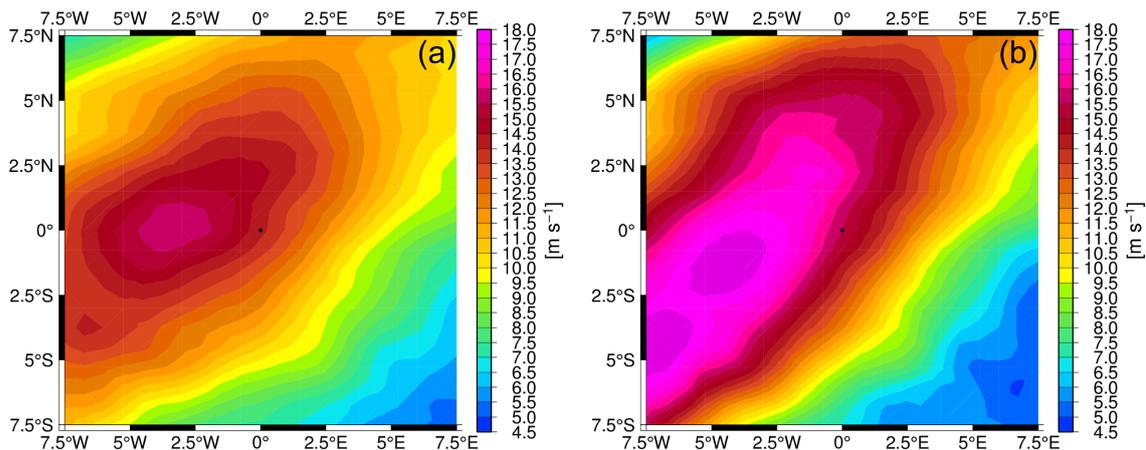


Abb. 4.7: Wie Abbildung 4.6a, nur für Klasse 3 aller Ereignisse (a) und derer mit SW-Anströmung (b).

4.4 Stabilitätsbetrachtungen

Anhand von Konvektionsparametern und -indizes kann das Potential der Atmosphäre zur Entstehung von Gewitter- und Hagelereignissen abgeschätzt werden. Dazu ist die mit den Hagelereignissen verbundene CAPE im Entstehungsgebiet in Abbildung 4.8 dargestellt. Alle Teilbilder zeigen, dass sich die Ereignisse im Bereich der höchsten Werte im Ereignisgebiet befinden, wobei auch hier das jeweilige Maximum nicht direkt mit dem Ereignisort übereinstimmt. Die Hagelereignisse finden nördlich bis nordwestlich der Maxima, wiederum im Bereich hoher Gradienten statt. Ein ähnliches Bild ergab sich für Tornadoereignisse über Europa, bei denen der Ereignisort ebenfalls nordwestlich der Maxima lag (Graf et al., 2011).

Im Mittel über alle Ereignisse erreicht die CAPE Werte zwischen 680 und 720 J kg^{-1} am Ereignisort und bis 760 J kg^{-1} im südöstlichen Maximum. Mit höherem Durchmesser der Hagelkörner ist eine deutliche Zunahme der Werte sowohl am Ereignisort als auch im Bereich der Maximalwerte zu erkennen. Für Hagelkorndurchmesser zwischen 2 und 4 cm liegt die CAPE im Mittel zwischen 480 und 520 J kg^{-1} , wohingegen sich Hagelkörner mit mehr als 6 cm Durchmesser bilden, wenn der Ereignisort Werte zwischen 840 und 880 J kg^{-1} aufweist. Groenemeijer und van Delden (2007) berechneten bei 78 Hagelereignissen mit Hagelkorndurchmessern zwischen $2,0$ und $2,9 \text{ cm}$ über den Niederlanden aus Radiosondendaten einen Mittelwert der CAPE von 495 J kg^{-1} . Dies liegt im Bereich der Werte, die für Klasse 1 im Mittel über Europa erreicht wurden. Bei 65 Ereignissen mit Durchmessern über 3 cm lag der Mittelwert der niederländischen Ereignisse hingegen mit 1072 J kg^{-1} deutlich über dem von Klasse 3 der hier untersuchten Ereignisse. Ein möglicher Grund dafür ist, dass Modelldaten die CAPE gegenüber Radiosondenda-

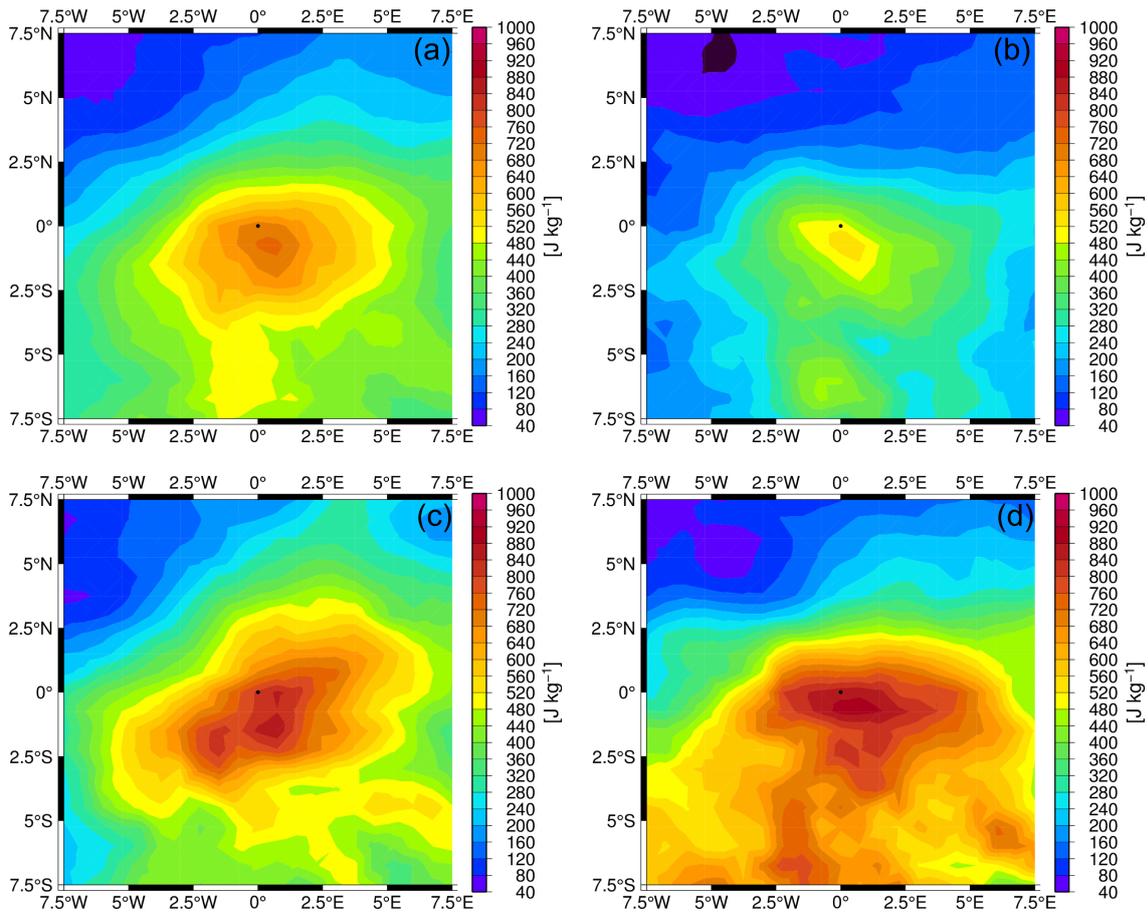


Abb. 4.8: Mittleres Untersuchungsgebiet mit der CAPE jeweils um 12 UTC für alle Ereignisse (a) und für die drei Klassen 1 (b), 2 (c) und 3 (d).

ten erheblich unterschätzen (Mohr, 2013).

Für Ereignisse mit einer SW-Anströmung (Abb. 4.9) zeigen sich in Bezug auf Verteilung und Magnitude nur geringe Unterschiede zu Abbildung 4.8. Die Flächen mit Werten über 480 J kg^{-1} sind nahezu gleich verteilt, aber in ihrer räumlichen Ausdehnung geringfügig größer. Auch der Ort der Maxima und deren relative Lage zu den Ereignissen ist nahezu identisch, wobei insgesamt etwas höhere Werte erreicht werden.

Aufgrund der sehr großen räumlichen Erstreckung der Ereignisorte (vgl. Abb. 3.6) muss berücksichtigt werden, dass die am Tag der Ereignisse aufgetretene CAPE relativ zu regionspezifischen klimatologischen Werten zu betrachten ist. Abbildung 4.10 zeigt die Differenz zwischen langjährigem Monatsmittel der CAPE im entsprechenden Monat am entsprechenden Gitterpunkt und dem am Ereignistag am Gitterpunkt aufgetretenen Wert als Boxplots. Die zugehörigen statistischen Werte finden sich in Tabelle 4.2. Deutlich zu erkennen ist die Zunahme der Überschreitung des Monatsmittels, wenn größere Hagelkörner auftraten. Im Mittel überschreiten alle Ereignisse in Klasse 1 den Monatsmit-

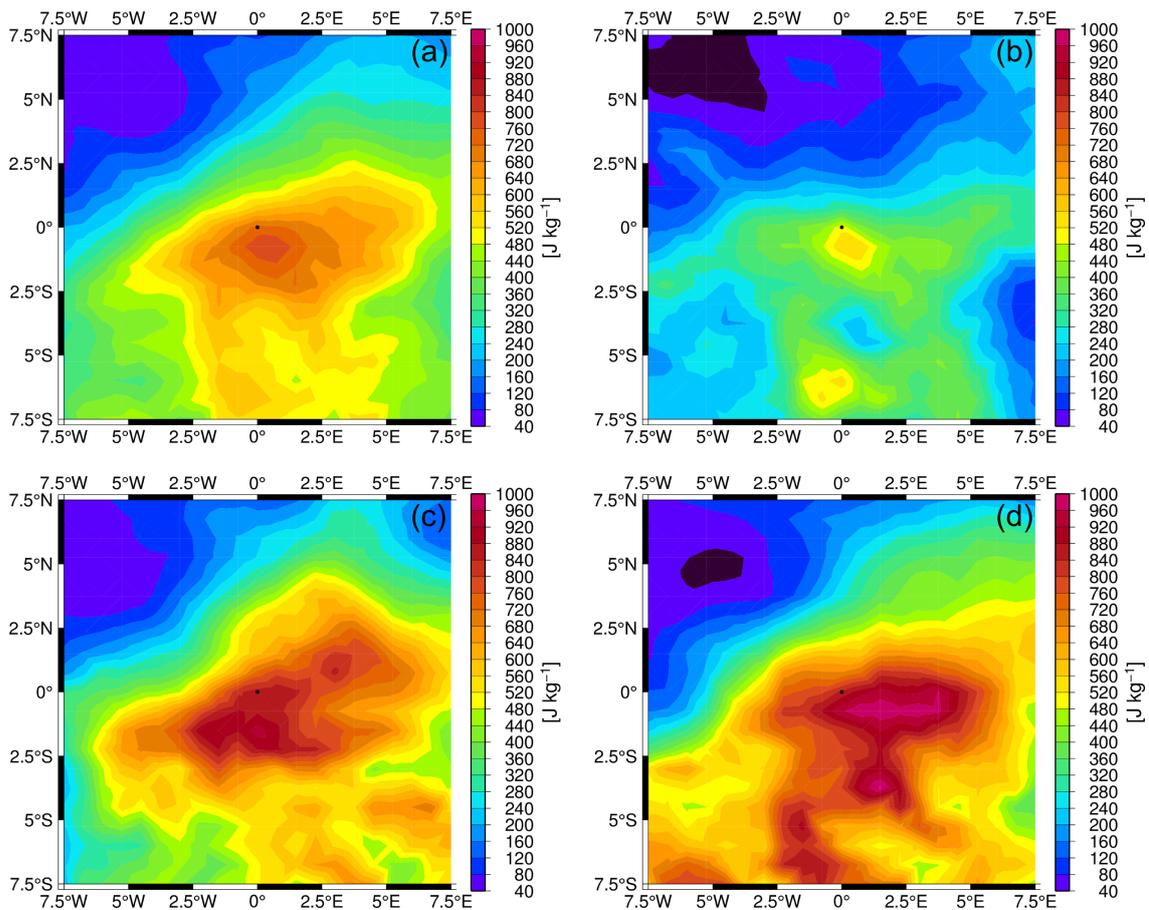


Abb. 4.9: Wie Abbildung 4.8 nur für die Ereignisse mit SW-Anströmung.

telwert um 374 J kg^{-1} , während bei Durchmessern größer als 6 cm die Überschreitung mit 703 J kg^{-1} fast doppelt so hoch ist wie in Klasse 1. Auch nimmt das Maximum der Überschreitungen mit steigendem Durchmesser zu, wobei sich diese Werte auf Einzelfälle beziehen. Interessant ist, dass in insgesamt 31 der 182 Fälle (17,1%) niedrigere Werte gegenüber dem Monatsmittel auftreten. Grund dafür ist, dass in diesen Fällen am Ereignistag sehr niedrige Werte zwischen 1 und 209 J kg^{-1} erreicht wurden. Dies zeigt, dass eine nicht unerhebliche Menge ($\approx 17\%$) an Hagelereignissen auftrat, obwohl die Stabilitätsbedingungen in der Atmosphäre dies anhand der CAPE nicht wiedergeben, was wiederum auf die Unterschätzung des konvektiven Potentials durch Modelle zurückzuführen ist.

Ein ähnliches Bild zeigt sich bei ausschließlicher Betrachtung von SW-Ereignissen (hier nicht gezeigt). Dort liegen die Mittelwerte allesamt leicht über denen aller Ereignisse. Daher scheint es nicht ausreichend, nur anhand der CAPE auf die Wahrscheinlichkeit für Hagelereignisse zu schließen. Dies wird beispielsweise durch Untersuchungen von Kunz (2007a) bestätigt, der die Fähigkeit unterschiedlicher Konvektionsparameter zur Vorher-

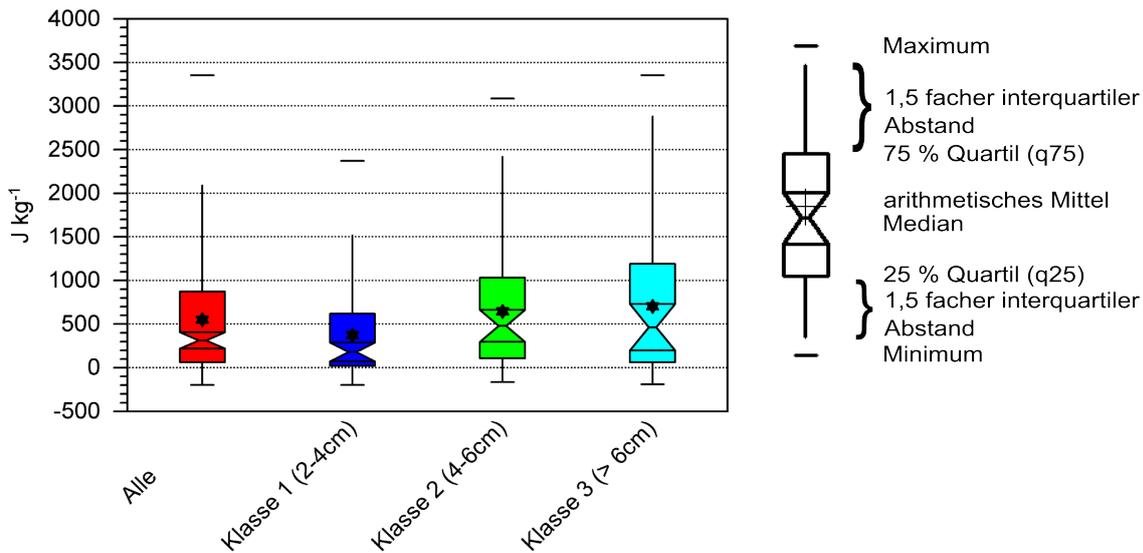


Abb. 4.10: Boxplots der Differenzen zwischen langjährigem Monatsmittel der CAPE und dem Wert um 12 UTC am Ereignistag für alle Ereignisse.

sage von Hagelereignissen für den Südwesten Deutschlands berechnete. Die Analysen mehrerer Varianten der CAPE zeigen, dass der Parameter einen Heidke Skill Score von rund 0,4 für einen Hageltag erreicht.

Die Untersuchungen von Brooks et al. (2003) verdeutlichen, dass eine Abstufung der Intensität von Gewittern als Summe aus dem Logarithmus der CAPE und dem Logarithmus der Differenz der Windgeschwindigkeit am Boden und in 6 km Höhe möglich ist. Unter Verwendung der Windgeschwindigkeiten in 1000 hPa und 500 hPa ergeben sich hier insgesamt 37 Ereignisse, die nach obiger Methode als signifikant schwere Gewitterereignisse einzustufen sind. Die Unterschiede können darauf zurückgeführt werden, dass Brooks et al. (2003) diese Zusammenhänge ausschließlich für Gewitter in den USA abgeleitet haben, wo die geografischen Bedingungen deutlich verschieden zu denen in Europa sind.

Tabelle 4.2: Statistikwerte der Differenz zwischen der CAPE ($J\ kg^{-1}$) am Ereignistag und den regionsspezifischen klimatologischen Mittelwerten.

Ereignisse	Mittel	Median	q25	q75	Min	Max
Alle	550,87	313,90	60,93	872,49	-195,67	3355,53
Klasse 1	374,12	180,08	22,05	620,29	-195,67	2370,77
Klasse 2	654,70	480,03	107,29	1030,92	-165,21	3038,82
Klasse 3	702,72	464,81	62,85	1190,10	-188,65	3355,53

Zusätzlich zur CAPE wird zur Abschätzung des Konvektionspotentials auch der Total Totals Index TT untersucht (Abb. 4.11). Die grundlegende räumliche Verteilung ähnelt stark der der CAPE. Auch hier liegen die Ereignisse im Bereich eines starken Gradienten, wobei sie im Vergleich zur CAPE dem Maximum deutlich näher sind. In der räumlichen Verteilung unterscheiden sich die Klassen nur wenig vom Mittel über alle Ereignisse (Abb. B.3 im Anhang). Während sich die Ereignisse aus Klasse 1 im Randbereich innerhalb des Maximums befinden, sind die Ereignisse der Klassen 2 und 3 außerhalb, wiederum im Bereich starker Gradienten nordwestlich des Maximums lokalisiert. Richtung Nordwesten herrscht in Klasse 2 der stärkste Gradient im Vergleich zu den übrigen Klassen und dem Mittel über alle Ereignisse. Auch das Maximum ist in Klasse 2 mit 52 K am höchsten. Erstaunlich ist, dass die höchste Klasse mit dem schwächsten Gradienten des TT-Index verbunden ist. Eine Zunahme der am Ereignisort erreichten Werte mit steigendem Hagelkorndurchmesser ist hier nicht erkennbar. Klasse 1, Klasse 2 sowie das Mittel über alle Ereignisse liefern am Ereignisort Werte um 51,3 K während Klasse 3 sogar um 1 K niedrigere Werte aufweist. Nach der Einteilung der NOAA (2013) sind dies jedoch Werte, bei denen Gewitter nur wahrscheinlich sind (vgl. Tabelle 2.1). In Abbildung 4.11b fällt außerdem auf, dass die maximale Überschreitung des Monatsmittels geringer wird, je größer die Hagelkörner werden beziehungsweise die maximale Unterschreitung in der höchsten Klasse zu finden ist.

Über das Profil der äquivalent-potentiellen Temperatur lässt sich eine Aussage über die bedingte Instabilität der Atmosphäre treffen. Dazu wurde die Differenz von θ_e zwischen dem 500 hPa und dem 850 hPa Niveau gebildet, da in dieser Schicht in der Regel Kon-

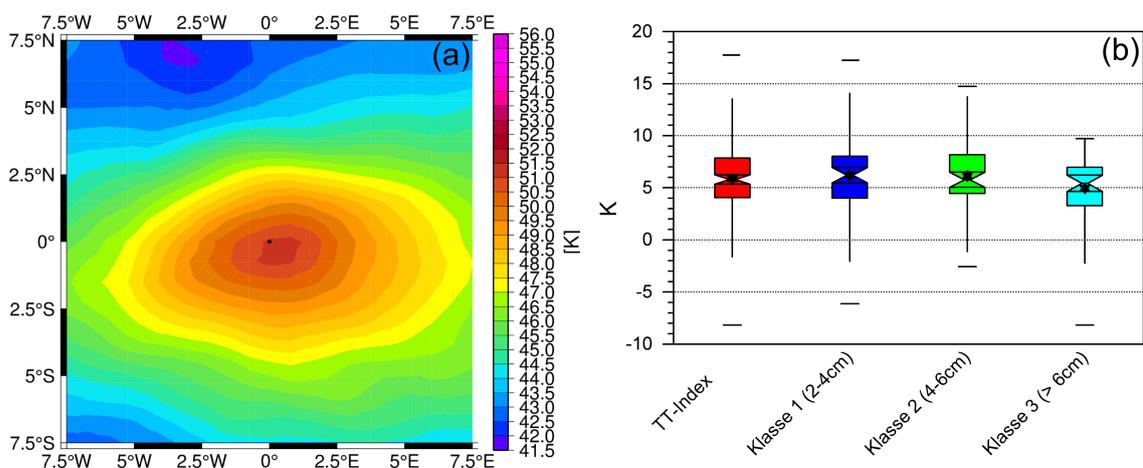


Abb. 4.11: Mittlerer TT-Index über alle Ereignisse im Entstehungsgebiet (a) und Boxplots der Differenz zum langjährigen Monatsmittel der einzelnen Klassen (b).

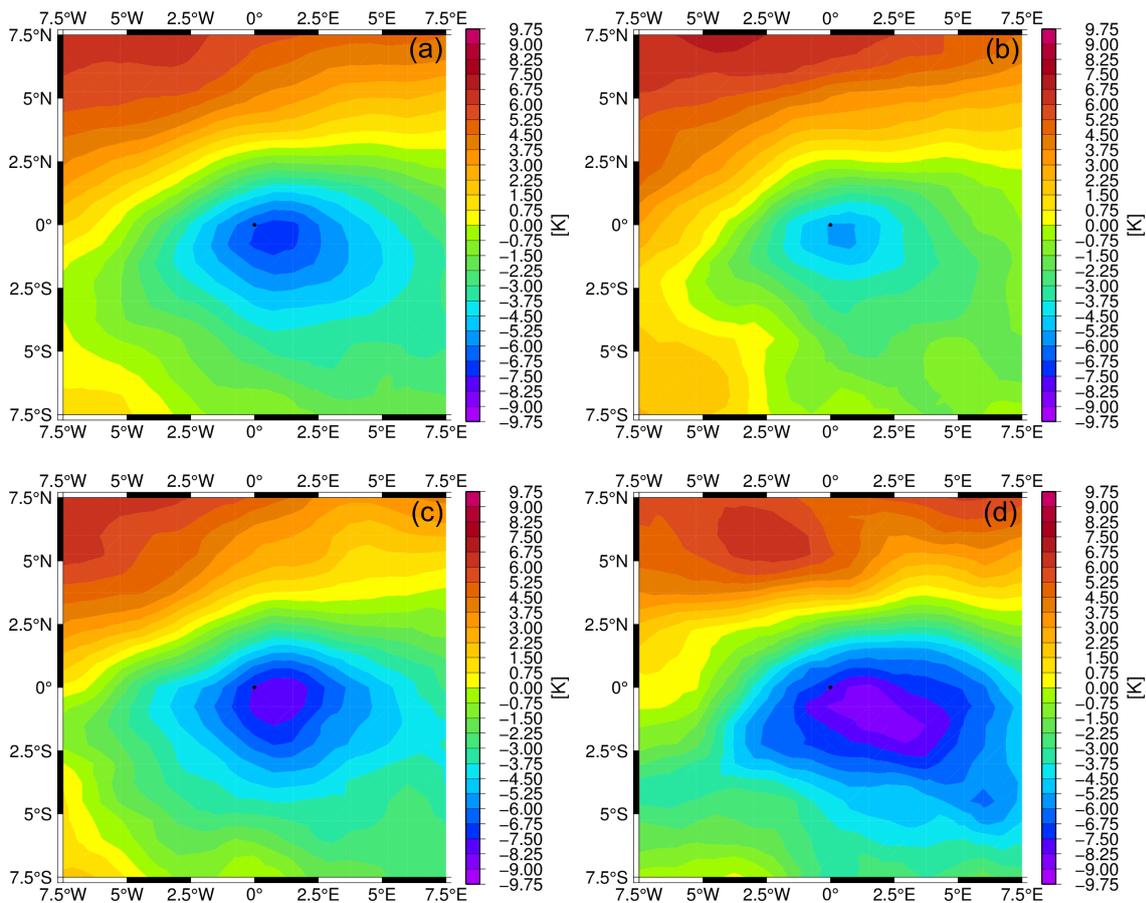


Abb. 4.12: Wie Abbildung 4.8 nur für die Differenz von θ_e zwischen 500 hPa und 850 hPa.

condensation einsetzt, was für die Betrachtung dieser Instabilität entscheidend ist. Abbildung 4.12 zeigt, dass die Hagelereignisse im Mittel in einem bedingt instabilen Gebiet auftraten. Deutlich sichtbar ist eine Abnahme der Differenz von kleinen (um -5,25 K) zu großen (um -7,5 K) Hagelkorndurchmessern. Auch hier fällt auf, dass die Ereignisse im Randbereich der minimalen Werte, also im Bereich starker Gradienten lokalisiert sind. Bei Tornadoereignissen in Europa wurde eine ähnliche Verteilung beobachtet (Graf et al., 2011). Jedoch lag in dieser Analyse, ebenfalls auf ERA-Interim Daten basierend, das Mittel über alle Ereignisse bei -2 bis -3 K, während für die Hagelereignisse im Mittel über alle Ereignisse Werte um -6,5 K auftreten. Dieser Unterschied ist darin begründet, dass die von Graf et al. (2011) untersuchten Luftmassen in 850 hPa niedrigere θ_e -Werte besitzen. Auch stammen keine Luftmassen aus dem Mittelmeerraum. In 500 hPa ergeben sich dagegen ähnliche Werte und Verteilungen.

Über die äquivalent-potentielle Temperatur in 850 hPa lassen sich Fronten detektieren. So lässt sich beispielsweise anhand eines linienhaft angeordneten Bereichs eines starken Gradienten von θ_e die Lage der Kaltfront eines Tiefs bestimmen. Für die mit SW-

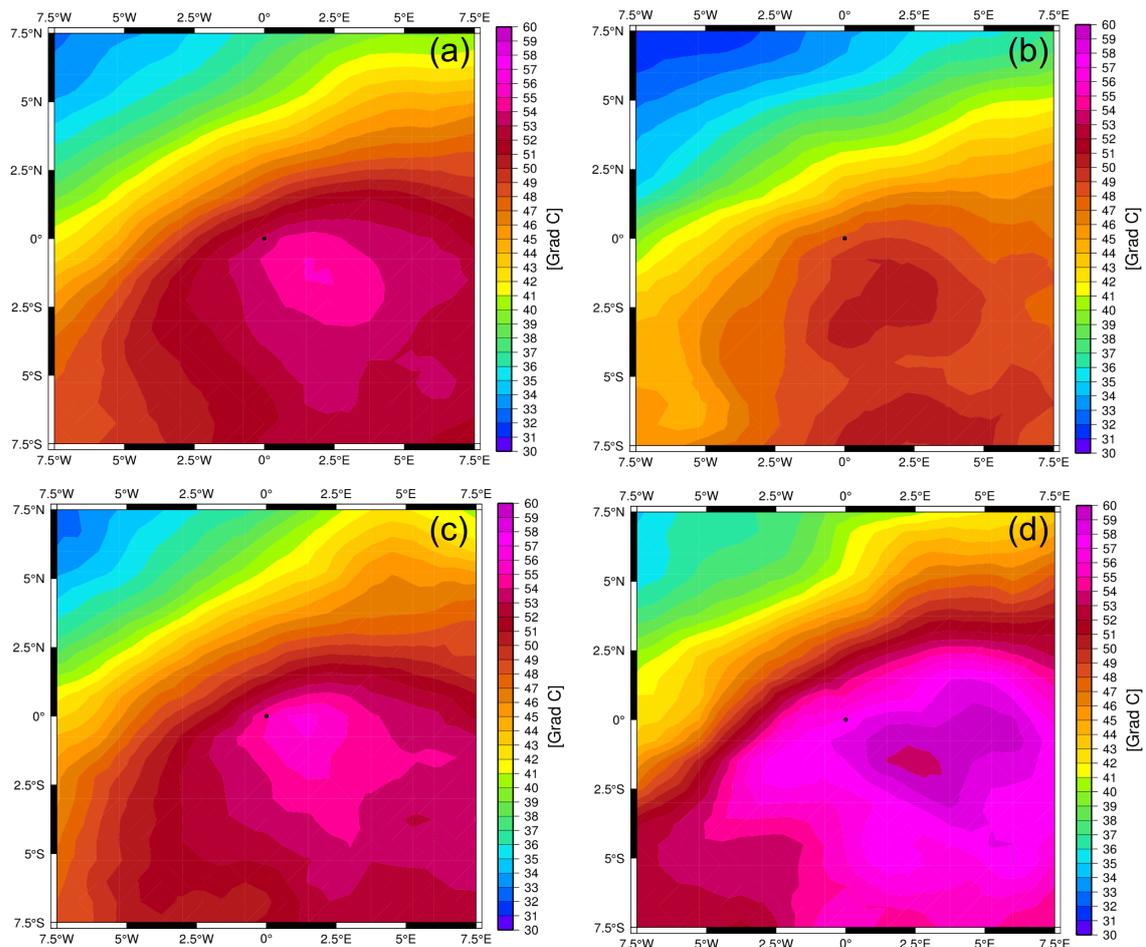


Abb. 4.13: Wie Abbildung 4.8 nur für θ_e in 850 hPa.

Anströmung verbundenen Hagelereignisse ist θ_e in 850 hPa für alle Ereignisse und für die drei Klassen in Abbildung 4.13 gezeigt. In allen vier Teilabbildungen ist ein Gradient nordwestlich der Ereignisse erkennbar. Der Bereich der starken Änderung ist dabei in Südwest-Nordost-Richtung orientiert, was auf eine sich annähernde Front schließen lässt. Diese sorgt für großräumige Hebung auf der Vorderseite. Bis auf Ereignisse der ersten Klasse sind die Gradienten stark ausgeprägt. Die Zunahme der Maximalwerte mit steigendem Korndurchmesser sind in den Teilbildern b–d deutlich erkennbar.

Zusammenfassend ist für das Entstehungsgebiet von Hagelereignissen festzuhalten, dass großräumige Hebungsantriebe im Mittel bei der Entstehung von Gewitterstürmen notwendig sind. Dies steht in Verbindung mit der Lage vorderseitig eines Trogs und der Kaltfront des zugehörigen Bodentiefs. Für Europa lässt sich außerdem Südwest als bevorzugte Windrichtung in 500 hPa identifizieren. Darüber hinaus entstehen die Ereignisse nicht im Maximum der Konvektionsparameter sondern im Bereich starker Gradienten. Bei der Windscherung ist eine Zunahme bei intensiveren Ereignissen festzustellen.

5. Analyse der Luftmasseneigenschaften und -transformation mittels Rückwärtstrajektorien

Nachdem die Luftmassen in der weiteren Umgebung von Hagelereignissen im vorigen Abschnitt bezüglich ihrer Eigenschaften untersucht wurden, folgt in diesem Abschnitt die Betrachtung der Luftmasseneigenschaften mittels Rückwärtstrajektorien. Hieraus ergibt sich die Möglichkeit, die zu Hagel führenden Luftmassen hinsichtlich Ursprungsort, Verlauf und Transformation zu analysieren. Dazu wurden Trajektorien in zwei unterschiedlichen Schichten am Ort der Ereignisse gestartet und 120 Stunden in die Vergangenheit berechnet. Um die atmosphärischen Bedingungen innerhalb und außerhalb der Grenzschicht zu untersuchen, wurden die Trajektorien in 850 hPa und 500 hPa gestartet.

5.1 Überblick

In Abbildung 5.1 sind die in 500 hPa (a) und 850 hPa (b) gestarteten 120-stündigen Rückwärtstrajektorien aller Hagelereignisse gezeigt, wobei farblich die Werte von θ_e entlang der Trajektorien dargestellt sind. Der Großteil der Ereignisse steht mit Luftmassen in Verbindung, welche atlantischen Ursprungs sind (Abb. 5.1a). Nur wenige stammen aus südlichen Regionen wie dem Mittelmeerraum oder dem Norden Afrikas.

In Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus Abschnitt 4.2 stammen bei Hagelereignissen nur wenige Luftmassen aus dem kontinentalen Osteuropa oder aus nördlichen Richtungen. Dabei ist jedoch zu bedenken, dass die dort bestimmten Windrichtungen abhängig vom jeweiligen Ereignisort sind, während die zugehörigen Trajektorien hingegen aus nördlichen oder östlichen Richtungen stammen könnten. Abbildung 5.1a zeigt deutlich eine primäre Hauptanströmrichtung aus Süden bis Westen, da in dem Bereich von Südwesteuropa bis südlich der Küste Neufundlands die meisten Trajektorien verlaufen.

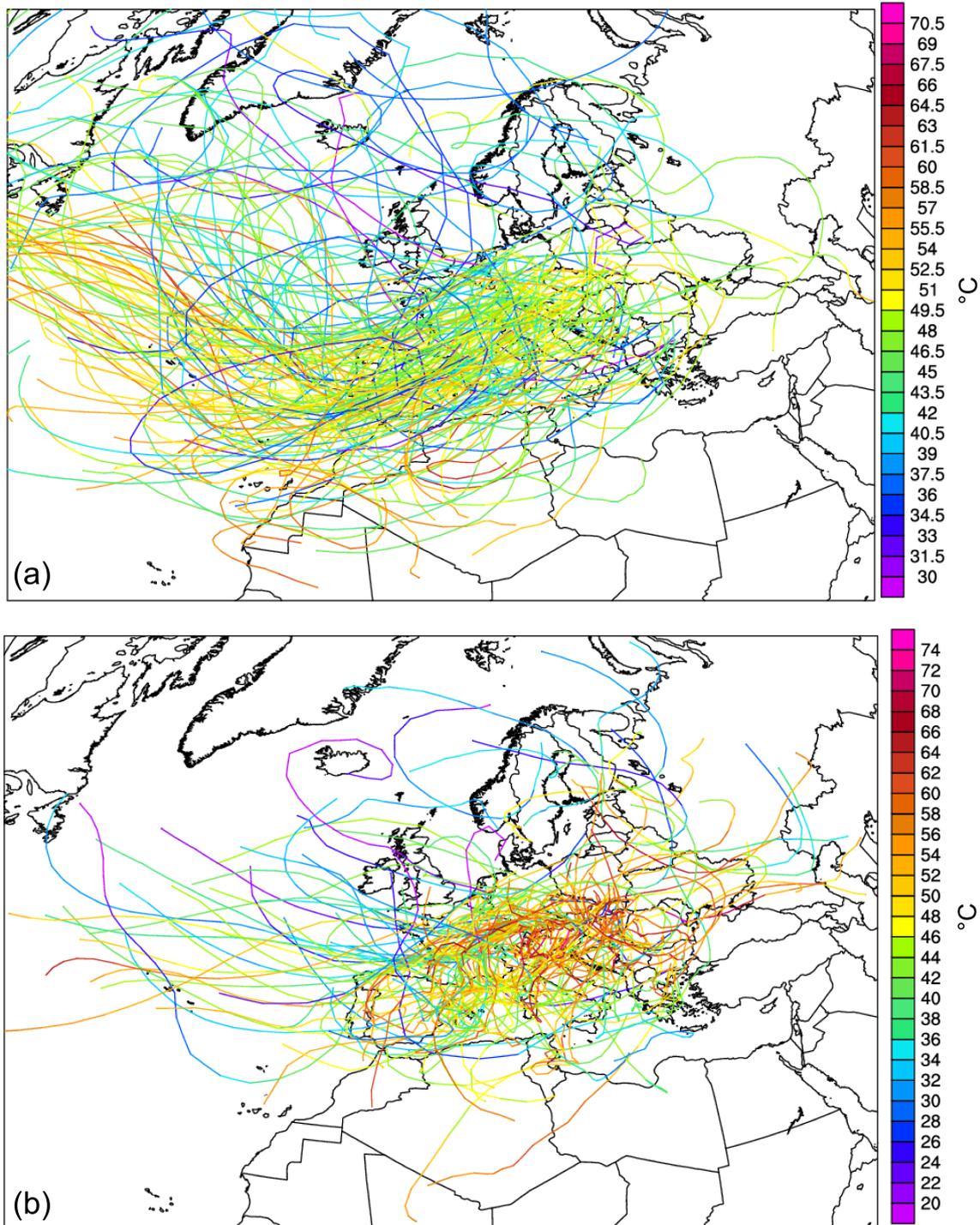


Abb. 5.1: 120-stündige Rückwärtstrajektorien aller Ereignisse, die am Ereignistag um 12 UTC in 500 hPa (a) und 850 hPa (b) gestartet wurden. In Farbe ist die äquivalent-potentielle Temperatur θ_e dargestellt.

Im Bereich über dem Atlantik besitzen die Trajektorien überwiegend eine wellenartige Struktur, welche mit einem Trog und seiner zugehörigen Achse westlich der britischen Inseln verbunden zu sein scheint. Damit ergeben sich für diese Fälle die trogvorderseiti-

gen Hebungsantriebe, welche als Mechanismus zur Auslösung von Hagelstürmen in den entsprechenden Gebieten dienen können.

Im Mittel sind die in 850 hPa gestarteten Trajektorien kürzer (Abb. 5.1b), was auf geringere Windgeschwindigkeiten in den niedrigen Schichten zurückzuführen ist. Trotzdem stammt ein nicht unerheblicher Teil der Luftmassen aus dem atlantischen Bereich, wobei die Trajektorien im Vergleich zu Abbildung 5.1a räumlich weiter verteilt sind. Die meisten Trajektorien beginnen im Bereich Zentral- und Südeuropas in nicht zu großer Entfernung zu den Ereignissen. Auffällig ist, dass die Trajektorien aus südlichen Richtungen bis auf wenige Ausnahmen kürzer sind als jene aus Westen oder Osten. Grund dafür kann sein, dass die südlichen Trajektorien weitestgehend in unteren Niveaus verbleiben und somit entlang ihres gesamten Wegs niedrigsten Strömungsgeschwindigkeiten unterliegen. Lange Trajektorien, wie beispielsweise jene aus dem atlantischen Bereich, sind mit höheren Windgeschwindigkeiten verbunden, da sie in der gleichen Zeit längere Strecken zurücklegen. Eine mögliche Schlussfolgerung ist, dass sich diese Luftmassen zu Beginn in höheren Levels befinden. Ein Vergleich der Bahnkurven der Trajektorien mit Ursprung über dem Atlantik in 850 hPa mit jenen aus 500 hPa bekräftigt diese These, da auch im unteren Niveau die Trajektorien vom Atlantik länger sind.

Erwartungsgemäß erreicht θ_e im Gebiet der Ereignisse die höchsten Werte von über 54°C, in Einzelfällen sogar über 70°C in 850 hPa, wobei die Abnahme von θ_e mit der Höhe deutlich zu erkennen ist und somit Abbildung 4.12 bestätigt. Während die hier untersuchten Hagelereignisse im Mittel am Ereignisort θ_e -Werte um 52°C in 850 hPa besitzen, sind die von Graf et al. (2011) untersuchten Tornadoereignisse mit niedrigeren θ_e -Werten um 47°C verbunden.

In Bezug auf die Scherung der Windrichtung lässt sich in Abbildung 5.1 keine eindeutige Aussage treffen. Während im oberen Teilbild eine bevorzugte Strömungsrichtung zu erkennen ist, variiert die Richtung im unteren Teilbild stark.

Abbildung 5.2 zeigt die vertikale Variation der Trajektorien im zeitlichen Verlauf. Die meisten der in 500 hPa gestarteten Trajektorien (Abb. 5.2a) unterliegen entlang ihres Wegs einer eher geringen Hebungs- beziehungsweise Absinkbewegung und verbleiben in einem Bereich zwischen 450 und 625 hPa. Die einsetzende Hebung ist anhand des Vertikalprofils ab ca. 20 Stunden vor dem Ereignis im Mittel zu erkennen. Für die in 850 hPa gestarteten Trajektorien (Abb. 5.2b) kann ein primärer Höhenbereich zwischen 800 und 1000 hPa identifiziert werden. Eine wechselnde Hebungs- und Absinkbewegung ausgehend von 800 hPa bei -120 Stunden über 950 hPa bei ca. -60 Stunden bis zur Hebung in das 850 hPa Niveau zur Zeit der Ereignisse ist innerhalb dieses Bereichs sichtbar. Deutlich zu erkennen ist, dass fast alle Luftmassen, welche sich unterhalb von 850 hPa befanden, ab ca. 20 Stunden vor dem Ereignis gehoben wurden.

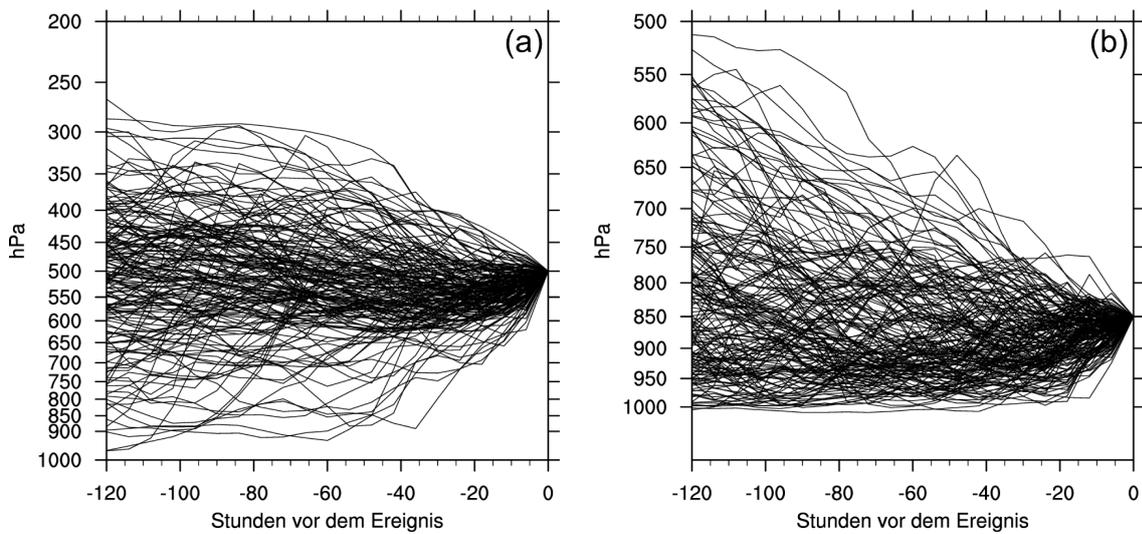


Abb. 5.2: Vertikale Variation der in 500 hPa (a) und 850 hPa (b) gestarteten Trajektorien im zeitlichen Verlauf.

Des Weiteren zeigen beide Abbildungen 5.2, dass die Luftmassen im Zuge der großräumigen Strömung starke Vertikalbewegungen vollziehen. Dies bewirkt eine Transformation der Luftmassen in Bezug auf Temperatur und dem damit verbundenem Feuchtegehalt der Luft. Dadurch kann beispielsweise erklärt werden, warum einzelne Trajektorien über dem Atlantik oder dem Mittelmeer mit einer spezifischen Feuchte um $1,5 \text{ g kg}^{-1}$

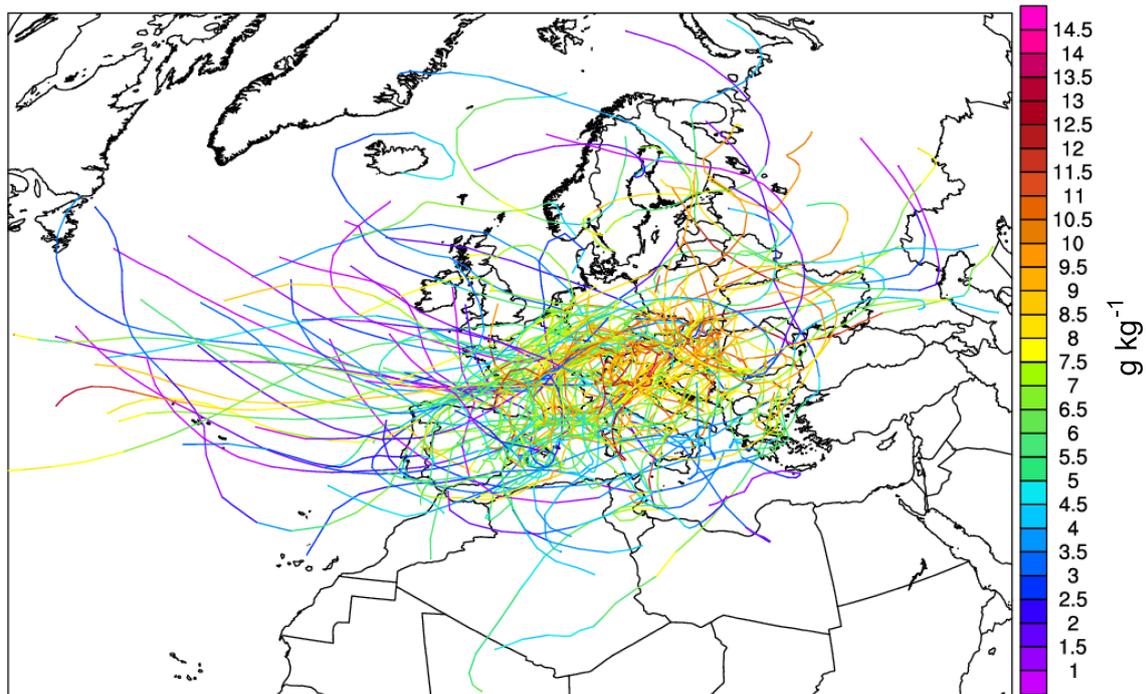


Abb. 5.3: Wie Abbildung 5.1b nur für die spezifische Feuchte q in 850 hPa.

noch sehr trocken sind. Erst über dem Kontinent nimmt die Feuchte zu und erreicht im Bereich der Ereignisse Werte zwischen $9,5$ und $13,5 \text{ g kg}^{-1}$ (Abb. 5.3). Vermutlich befinden sich die Luftmassen über dem Meer in höheren und somit kälteren Niveaus bevor sie absinken, sich erwärmen und dadurch mehr Feuchte durch Verdunstung aufnehmen können. Die meisten der von Graf et al. (2011) untersuchten Tornadoereignisse besitzen am Ereignisort ähnliche Feuchtwerte, wie die hier untersuchten Hagelereignisse. Brooks et al. (2003) zeigten, dass ein Mischungsverhältnis von 10 g kg^{-1} in den untersten 100 hPa in weiten Teilen Europas nur an 45 Tagen oder weniger erreicht wird. Die Feuchte kann aufgrund der bei Kondensation frei werdenden Wärme als ein Energiemaß angesehen werden. Je mehr Feuchte in niedrigen Schichten vorhanden ist, desto mehr Energie

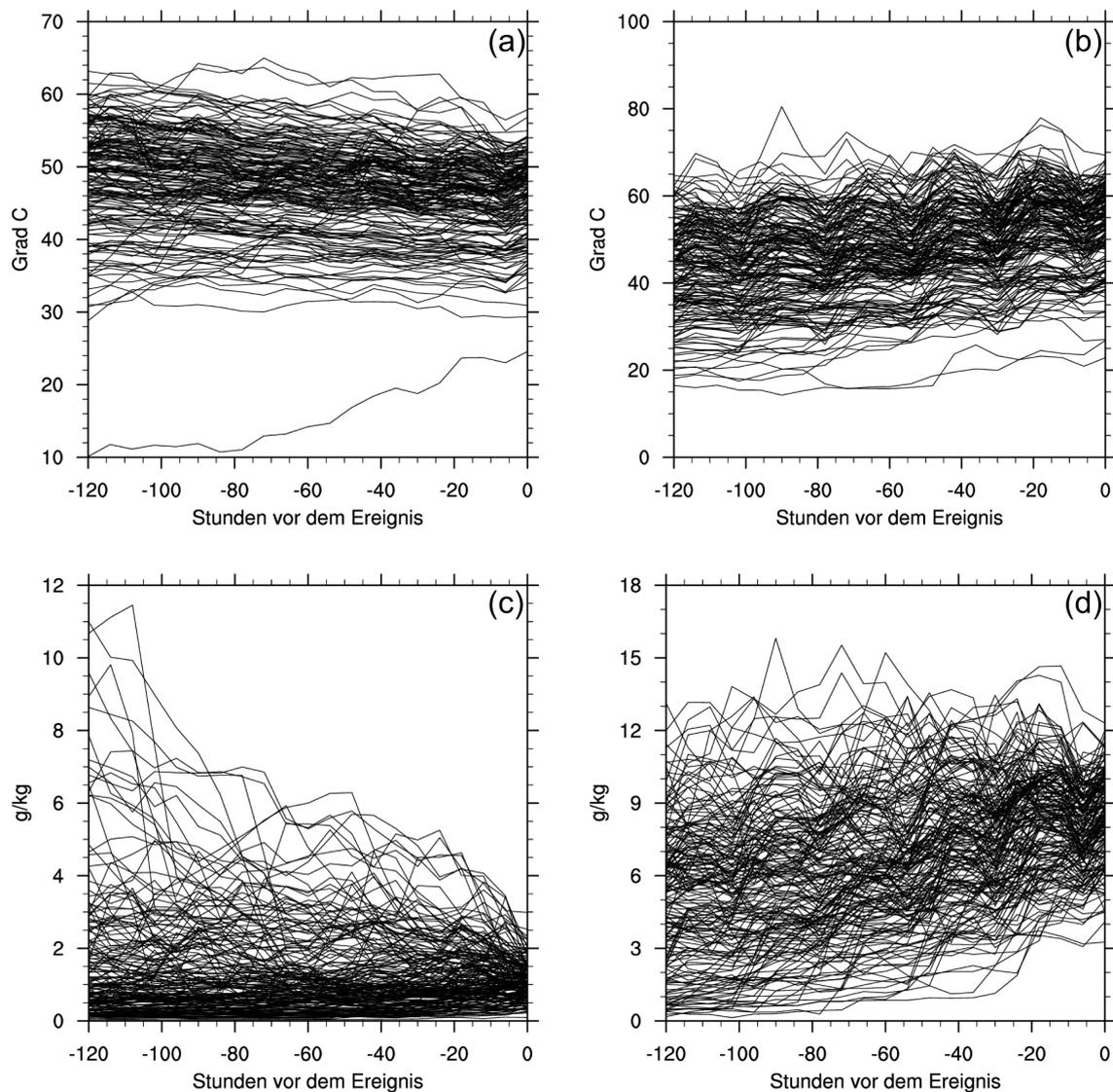


Abb. 5.4: θ_e (a und b) und q (c und d) der Trajektorien im zeitlichen Verlauf gestartet in 500 hPa (a und c) und 850 hPa (b und d).

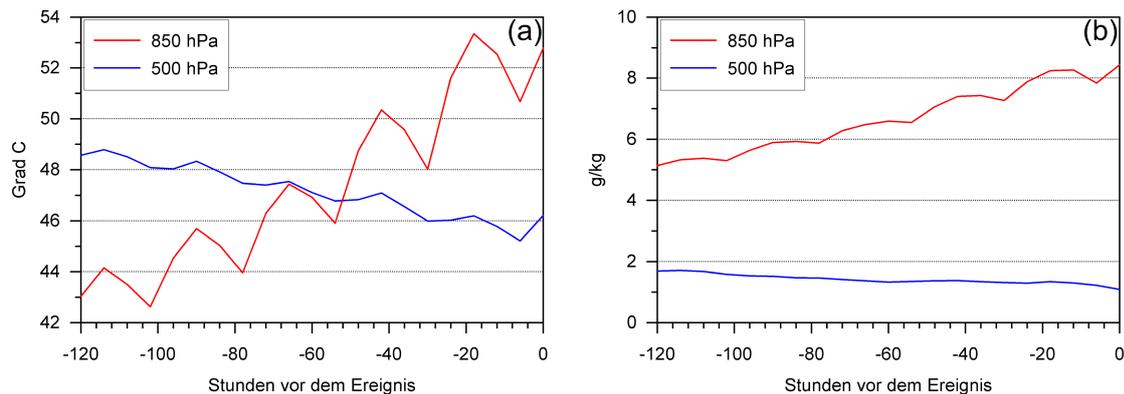


Abb. 5.5: Mittelwerte zu Abb. 5.4 für θ_e (a) und q (b).

steht für die Konvektion zur Verfügung. Die spezifische Feuchte ist mit Werten von bis zu 17 g kg^{-1} in 850 hPa und bis zu 4 g kg^{-1} in 500 hPa bei den Tornadoereignissen deutlich höher als bei Hagelereignissen, die bis zu $2,8 \text{ g kg}^{-1}$ in 500 hPa (Abb. B.4 im Anhang) und $12,5 \text{ g kg}^{-1}$ in 850 hPa erreichen (Abb. 5.3).

Abbildung 5.4 zeigt den zeitlichen Verlauf der äquivalent-potentiellen Temperatur (a und b) und der spezifischen Feuchte (c und d) entlang der Trajektorien aller Ereignisse. Für θ_e der in 500 hPa gestarteten Trajektorien 5.4a zeigt sich, dass fast alle Luftmassen entlang ihres Wegs äquivalent-potentielle Temperaturen zwischen 30 und 60°C besitzen. Innerhalb dieses Bereichs nehmen die Werte im zeitlichen Verlauf im Mittel (blaue Linie in Abb. 5.5a) um rund 4°C ab. Die der Abnahme überlagerte Schwankung um rund 1°C ist dabei wahrscheinlich auf den Tagesgang zurückzuführen. In 850 hPa (Abb. 5.4b) hingegen besitzen fast alle Luftmassen entlang ihres Wegs Werte zwischen 20 und 70°C . Auch hier ist eine Schwankung zu identifizieren (rote Linie in Abb. 5.5a), wobei der Tagesgang aufgrund der geringeren Höhe, in der die Trajektorien verlaufen, mit einer Amplitude von rund $3,5^\circ\text{C}$ deutlich stärker ausgeprägt ist. In diesem Niveau ist hingegen ein deutlicher Anstieg der Werte um fast 10°C zu verzeichnen, was unter anderem durch die zunehmende spezifische Feuchte (rote Linie in Abb. 5.5b) von rund 5 g kg^{-1} auf fast $8,5 \text{ g kg}^{-1}$ zu begründen ist. Während in Abbildung 5.4c die Mehrzahl der Trajektorien sehr trocken ($0 - 2 \text{ g kg}^{-1}$) ist, nimmt bei den in 850 hPa gestarteten Trajektorien die Feuchte im zeitlichen Verlauf zum Teil deutlich zu (Abb. 5.4d). Im Mittel (Abb. 5.5b) ergibt sich bei den in 500 hPa gestarteten Trajektorien eine schwach ausgeprägte Abnahme der Feuchte von rund $1,8 \text{ g kg}^{-1}$ auf knapp $1,5 \text{ g kg}^{-1}$ mit nur ansatzweise erkennbaren Schwankungen.

5.2 Analysen nach verschiedenen Hagelkorngrößen

Im Folgenden werden die Trajektorien der in Abschnitt 3.2.1 beschriebenen Klassen diskutiert. Dabei wird analysiert, welche Unterschiede oder Gemeinsamkeiten sich zwischen

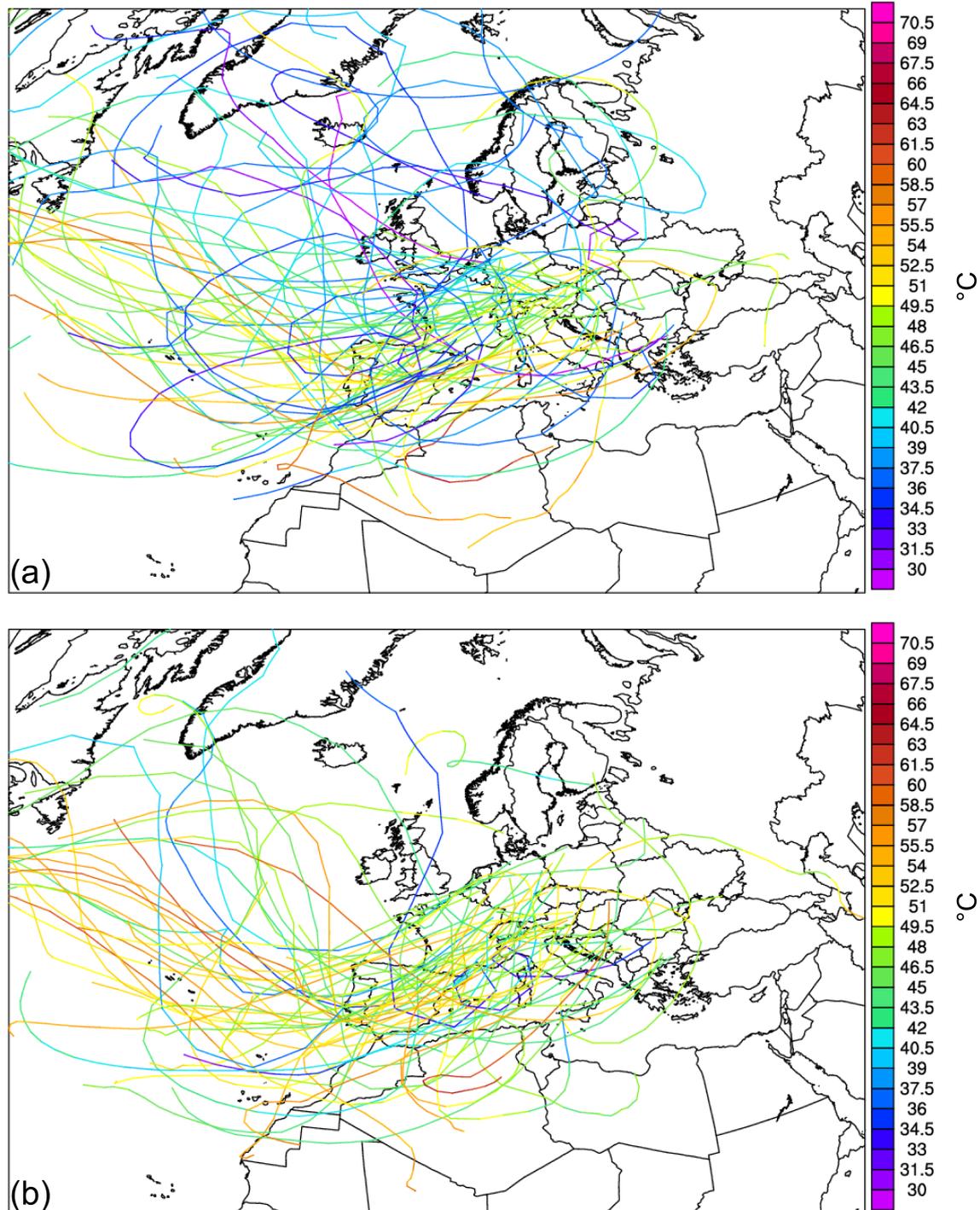


Abb. 5.6: 120-stündige Rückwärtstrajektorien der Ereignisse aus Klasse 1 (a) und Klasse 2 (b), die am Ereignistag um 12 UTC in 500 hPa gestartet wurden. In Farbe ist die äquivalent-potentielle Temperatur θ_e dargestellt.

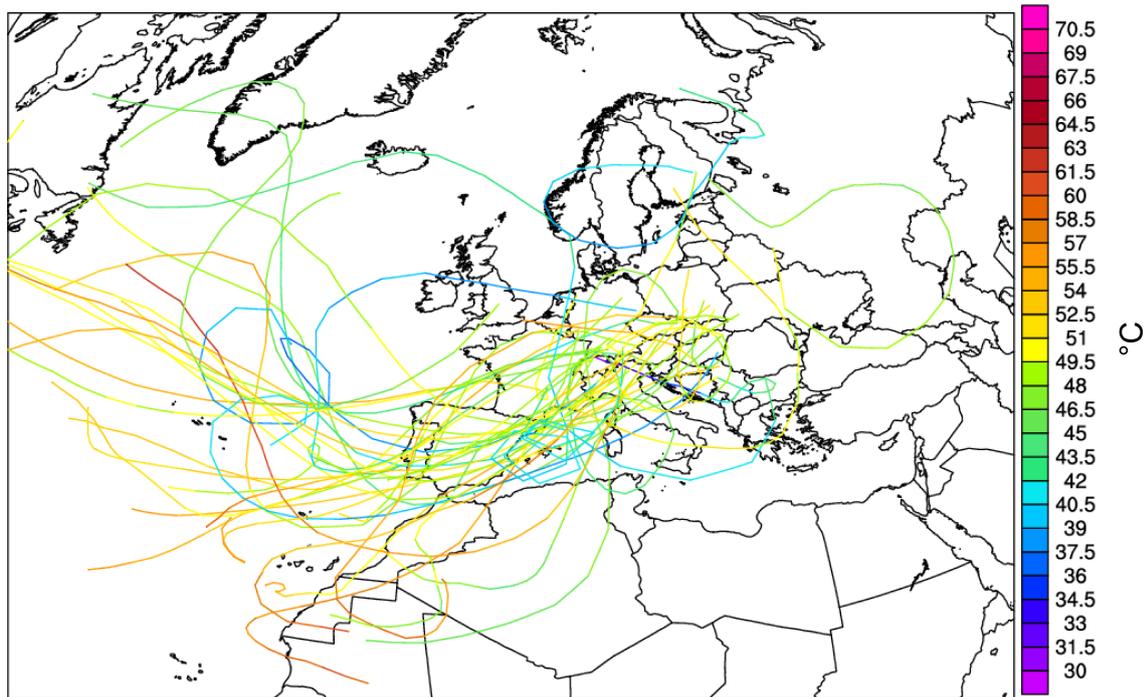


Abb. 5.7: Wie Abbildung 5.6 nur für Klasse 3 in 500 hPa.

Hagelereignissen verschiedener Intensitäten ergeben. In Abbildungen 5.6a sind die in 500 hPa gestarteten Trajektorien der untersten Klasse (2–4 cm Durchmesser) mit der äquivalent-potentiellen Temperatur θ_e gezeigt. Es wird deutlich, dass viele Luftmassen sehr weit nördlichen Ursprungs sind. Die Trajektorien starten beispielsweise über Grönland, dem Nordmeer oder Kanada und gelangen dann meist über die britischen Inseln oder Skandinavien zum Ereignisort. Außerdem weisen diese mit Werten von unter 42°C sehr geringe äquivalent-potentielle Temperaturen auf, welche sich auch bis zum Ereignisort nur unwesentlich erhöhen. Bedingt durch die hohe nördliche Breite sind diese Luftmassen relativ kühl, was in Kombination mit einer niedrigen Feuchte (Abb. B.5a im Anhang) zu geringen äquivalent-potentiellen Temperaturen führt.

Mit Ereignissen der zweiten (4–6 cm) und dritten Klasse (> 6 cm) (Abb. 5.6b und 5.7) sind deutlich mehr Luftmassen verbunden, die entlang der Wellenstruktur über dem Nordatlantik strömen. Im Vergleich zur ersten Klasse ist diese Struktur in den Klassen 2 und 3 markanter ausgeprägt und dehnt sich etwas weiter nach Süden aus. Dies bewirkt, dass die SW-Komponente der Anströmung bei Ereignissen mit Durchmessern über 4 cm stärker ausgeprägt ist (vgl. Kap. 4.2) als bei Ereignissen der ersten Klasse. Die maximalen äquivalent-potentiellen Temperaturen in Klasse 2 und 3 sind mit knapp 54°C kaum höher als jene aus Klasse 1, jedoch stehen die schwereren Ereignisse weitaus seltener mit geringen Werten unter 42°C in Verbindung. Außerdem sind die Luftmassen der Klasse 2 in 500 hPa mit über $2,6 \text{ g kg}^{-1}$ in Einzelfällen und auch im Mittel feuchter als in Klasse 1

(Abb. B.5 im Anhang). Interessant ist jedoch, dass fast alle Ereignisse in Klasse 3 (Abb. B.6 im Anhang) niedrigere Werte um $1,6 \text{ g kg}^{-1}$ aufweisen als in Klasse 2. Darauf wird bei der Betrachtung der spezifischen Feuchte im 850 hPa Niveau in Abbildung 5.9 näher eingegangen.

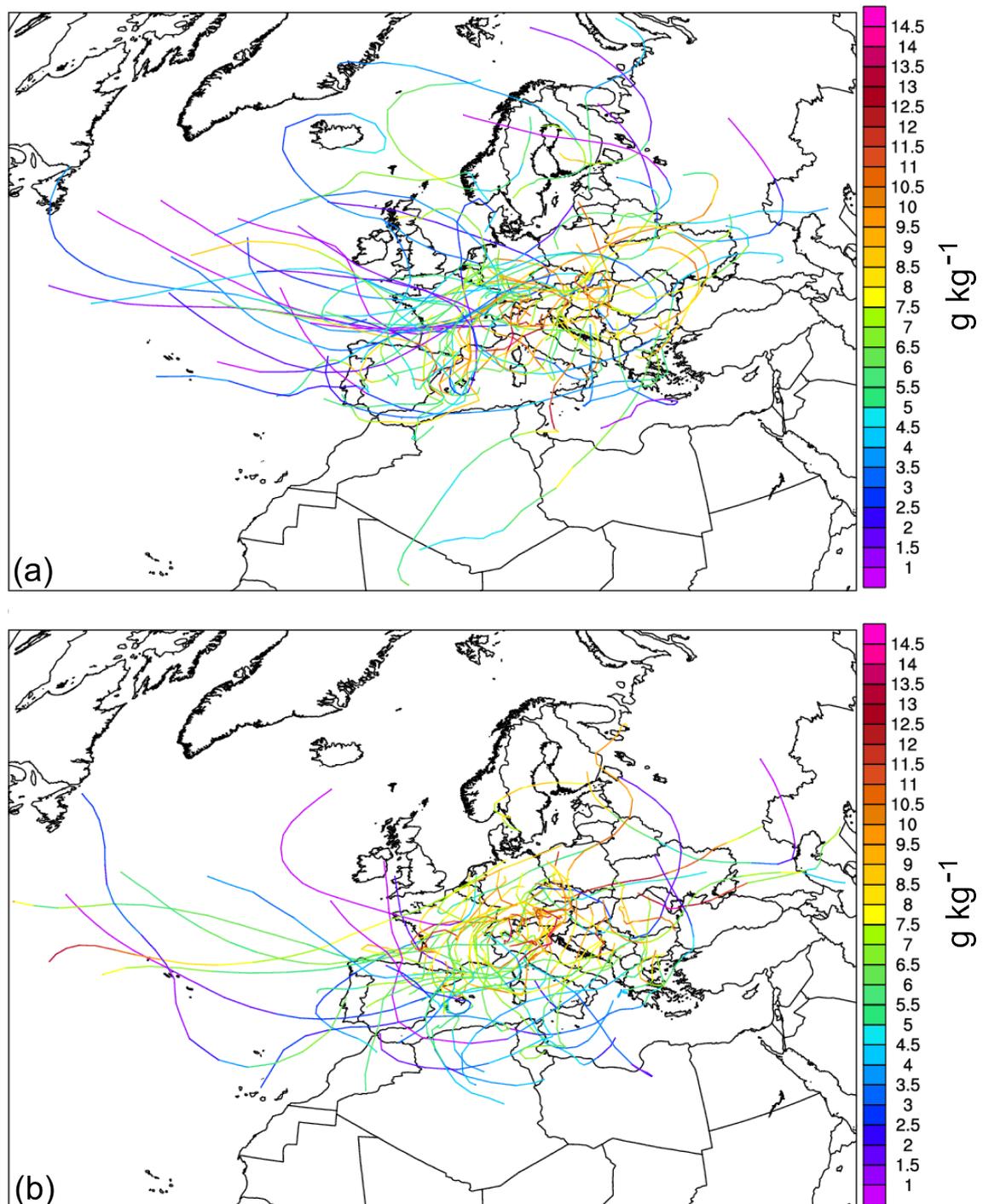


Abb. 5.8: Wie Abbildung 5.6 nur für q in 850 hPa.

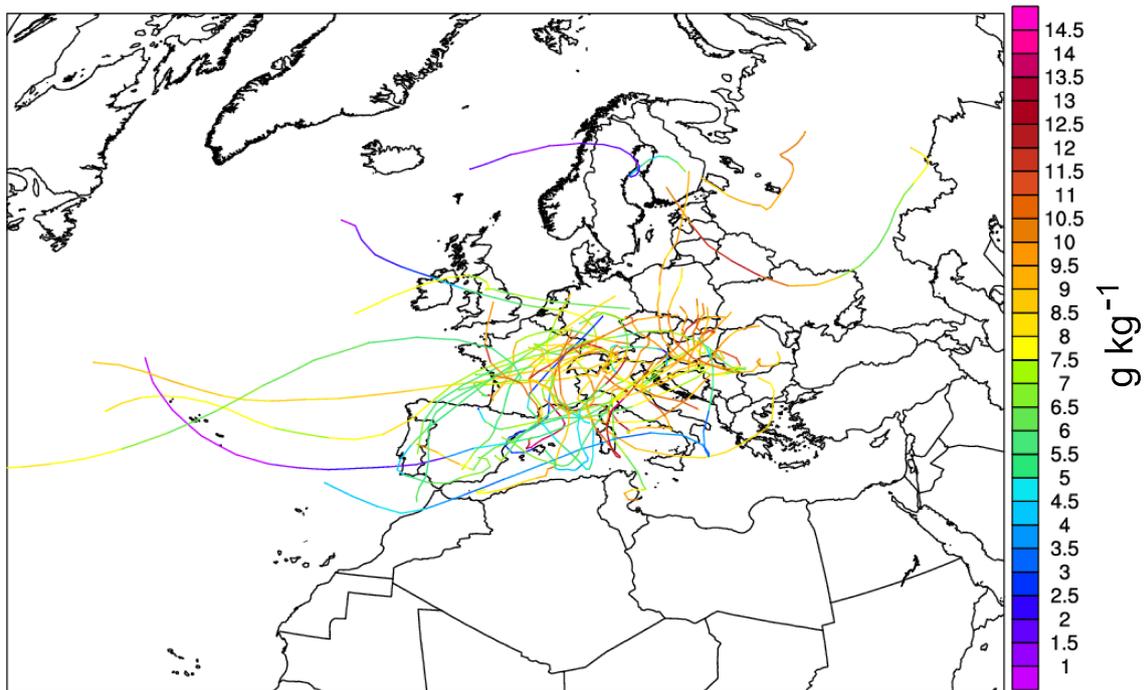


Abb. 5.9: Wie Abbildung 5.8 nur für Klasse 3.

Bei den in 850 hPa gestarteten Trajektorien (Abb. 5.8 und 5.9) ist ersichtlich, dass mit zunehmendem Hagelkorndurchmesser die Länge der Trajektorien deutlich abnimmt. In Klasse 1 stammen die Luftmassen in vielen Fällen von weit außerhalb des europäischen Festlands, wohingegen dies in Klasse 3 nur bei einzelnen Ereignissen der Fall ist. Daher kann auf geringere Windgeschwindigkeiten in den fünf Tagen vor den Ereignissen bei großen Durchmessern im Vergleich zu kleineren Hagelkörnern geschlossen werden. Dabei sollte berücksichtigt werden, dass die Luftmassen entlang ihres Wegs eine Vertikalbewegung vollziehen (Abb. 5.2b), welche abhängig von der Höhe zu unterschiedlichen Strömungsgeschwindigkeiten führen kann. Daher ist eine generelle Aussage bezüglich der Windgeschwindigkeit und der damit verbundenen Herkunft in Abhängigkeit vom maximal produzierten Hagelkorndurchmesser nur bedingt möglich.

Für zunehmende Korndurchmesser wird deutlich, dass die Luftmassen in 850 hPa zunehmend aus südlichen Regionen stammen und somit im Mittel wahrscheinlich wärmer sind. In Bezug auf den Feuchtegehalt ist erwartungsgemäß zu erkennen, dass kleine Durchmesser oft mit niedrigerer Feuchte in unteren Niveaus verbunden sind als Hagelereignisse mit großen Körnern. Wobei wiederum festzuhalten ist, dass nicht die absoluten Maximalwerte zunehmen, sondern niedrige Werte unter $7,5 \text{ g kg}^{-1}$ mit steigender Klasse seltener auftreten. Klasse 2 und 3 besitzen zwar ähnlich hohe Werte in 850 hPa, jedoch stellt sich die Frage, was zu Durchmessern größer als 6 cm führt. Eine mögliche Antwort ist die

im Vergleich zu Klasse 2 geringere Feuchte in der Höhe. Dies verursacht einen stärkeren vertikalen Feuchtegradient und kann aufgrund der Proportionalität der Feuchte zu θ_e (Gl. 2.20) zu einer höheren bedingten Instabilität führen (Abb. 4.12), was wiederum Auswirkungen auf die Entwicklungsfähigkeit von Gewittern haben kann.

In Klasse 2 und 3 fällt des Weiteren auf, dass entlang des Wegs über das warme Mittelmeer in den seltensten Fällen eine Zunahme der spezifischen Feuchte folgt. Sehr oft bleibt die Feuchte über dem Meer konstant und nimmt erst über dem Festland, vermutlich durch Evapotranspiration, zu. Ein möglicher Grund dafür ist, dass sich diese Luftmassen über dem Meer noch in höheren Schichten befanden, somit kälter waren, ein hohes Sättigungsdefizit besaßen und keine Feuchte aufnehmen konnten.

5.3 Ausgewählte Teilregionen

Die folgenden Untersuchungen behandeln die drei in Abbildung 3.6 farblich hervorgehobenen Teilregionen Zentraleuropas (ZE) sowie jene der Nordalpen (NAI) und Südalpen (SAI). Die zugehörigen in 850 hPa gestarteten Trajektorien für q sind in den Abbildungen 5.10 und 5.12 gezeigt. Die in der ZE-Region (Abb 5.10a) zu Hagel führenden Luftmassen stammen hauptsächlich entweder aus westlichen Regionen und sind somit atlantischen Ursprungs oder aus den kontinentalen Bereichen Osteuropas. Nur einzelne Trajektorien starten direkt im Mittelmeerraum oder weiter südlich und überströmen die Alpen bis auf zwei Ausnahmen nicht. Die aus Süden stammenden Luftmassen gelangen entweder über das Rhonetal und westlich am Schweizer Jura vorbei an den Ort der Ereignisse oder werden östlich des Hauptkamms an den Alpen vorbeigeführt. Markant ist der Linksknick auf Höhe von Graz. Dadurch entsteht ein Bereich von den Alpen bis in die nördliche Toskana, in dem bis auf zwei Trajektorien keine Luftmassen der hier analysierten Ereignisse strömen, die in 850 hPa mit Hagel in Zentraleuropa verbunden sind.

Abbildung 5.11a zeigt anhand des zeitlichen Verlaufs der Vertikalbewegung der Luftmassen für die ZE-Region, dass bereits ab ca. 75 Stunden vor den Ereignissen eine geringe Hebung der Luftmassen in unteren Schichten einsetzt (rote Linie). In dieses Aufsteigen sind periodische Auf- und Abwärtsbewegungen eingebettet. Die Hebung kann möglicherweise durch den Übergang von maritimem zu kontinentalem Terrain hervorgebracht werden, wenn beispielsweise durch überadiabatische Erwärmung des Festlands Auftrieb entsteht. Die eingebetteten Schwingungen können dabei durch die Variation der Sonneneinstrahlung im tageszeitlichen Verlauf, durch wechselnde Bewölkung, Schwerewellen oder Konvergenz- beziehungsweise Divergenzbereiche verursacht sein.

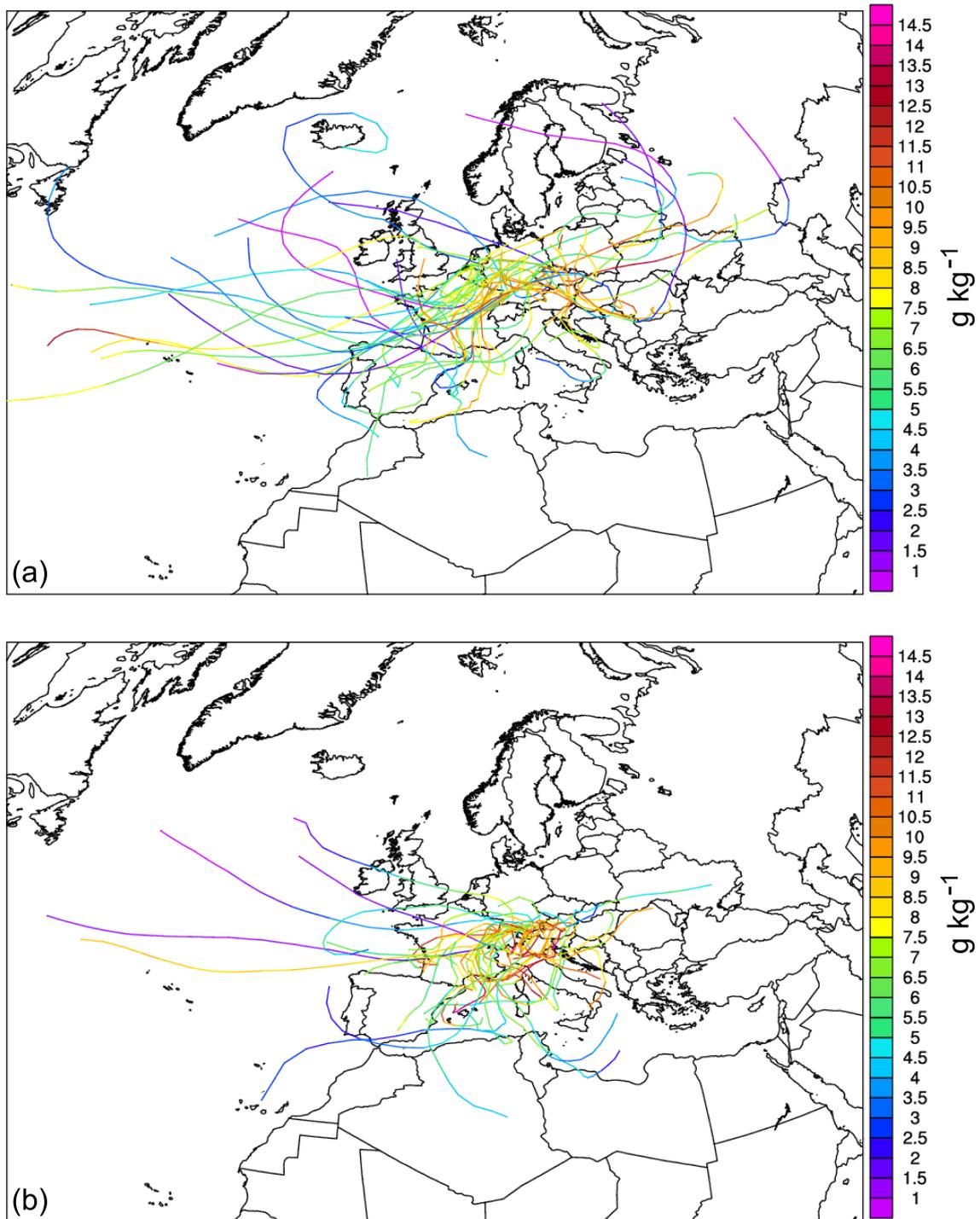


Abb. 5.10: 120-stündige Rückwärtstrajektorien aller Ereignisse in der Teilregion Zentraleuropas (ZE) (a) und der Nordalpen (NAI) (b) gestartet in 850 hPa. In Farbe ist die spezifische Feuchte q dargestellt.

Obwohl die NAI-Region direkt südlich an die ZE-Region anschließt, ist ein großer Unterschied in der Herkunft der Trajektorien festzustellen. Die Verhältnisse kehren sich nahezu um. In der NAI-Region bilden Luftmassen aus mediterranen Gebieten die Mehrheit,

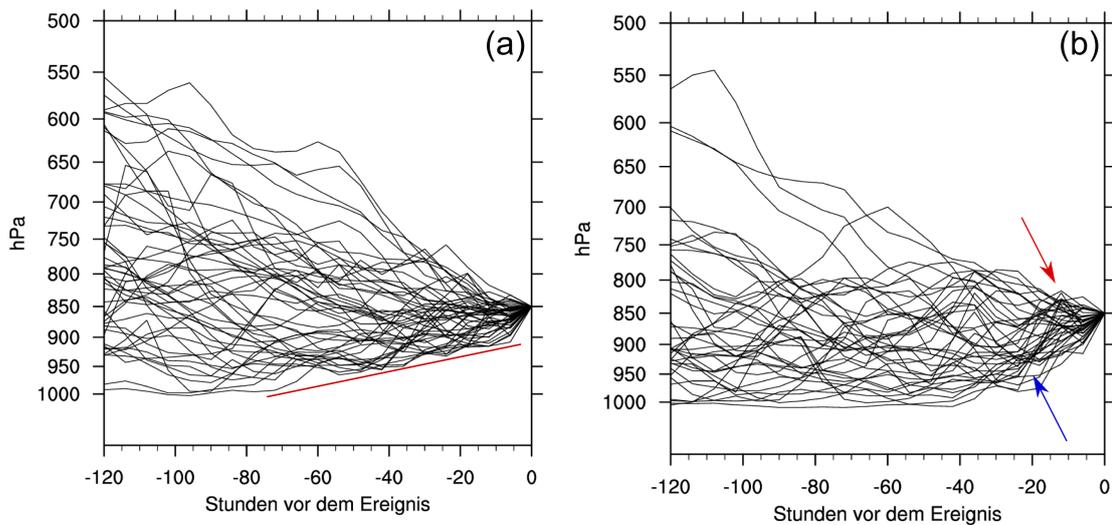


Abb. 5.11: Vertikale Variation der in 850 hPa gestarteten Trajektorien im zeitlichen Verlauf für die Teilregionen ZE (a) und NAI (b). Die rote Linie in (a) markiert die schon sehr früh einsetzende leichte Hebung, während der rote Pfeil in (b) den Hochpunkt bei der Überströmung der Alpen und der blaue Pfeil die starke Hebung an der Alpenflanke kennzeichnen.

während nur noch wenige nordatlantische und nur einzelne osteuropäische Trajektorien in dieser Region mit Hagel verbunden sind. Außerdem ist eine Art Grenze vom Süden Polens und Tschechiens über die Mitte Deutschlands bis nach Nordirland zu erkennen, nördlich derer keine Luftmassen zu den hier untersuchten Hagelereignissen in dieser Region beitragen. Obwohl deutlich mehr Luftmassen den Weg über die Alpen nehmen, ist auch hier gut ersichtlich, dass viele Bahnkurven zwischen dem Zentralmassiv und den Alpen im Bogen auf die Nordseite des Hauptkamms gelangen.

Die Trajektorien, welche die Alpen direkt überströmen, sind in Abbildung 5.11b durch einen Hochpunkt (roter Pfeil) bei ca. 12 Stunden vor dem Ereignis erkennbar. Außerdem wird die starke Hebung an der Südflanke (blauer Pfeil) sowie das darauffolgende nordseitige Absinken deutlich, bevor dann, rund 6 Stunden vor den Ereignissen, die mit der hagelbildenden Konvektion verbundene Hebung einsetzt.

Bezüglich dem den Luftmassen zuzuordnenden Feuchtegehalt bleibt festzuhalten, dass die Hagelereignisse in der NAI-Region meist mit Werten bis zu 11 g kg^{-1} in niedrigen Schichten ein wenig feuchter sind als jene im ZE-Gebiet, die in der Mehrzahl Werte von bis zu $9,5 \text{ g kg}^{-1}$ erreichen. Gut zu erkennen sind für die NAI-Region die mit rund 14 g kg^{-1} zum Teil sehr hohen Feuchtwerte vor dem Alpenaufstieg, die nach dem Überqueren des Hauptkamms um $3 - 4 \text{ g kg}^{-1}$ abgenommen haben. Dies kann durch das Ausfallen von Niederschlag während des Überquerens plausibel erklärt werden.

Abbildung 5.12 zeigt die Trajektorien der Ereignisse in der SAI-Region. Hier stammen

die meisten Luftmassen direkt aus dem Mittelmeerraum und weisen kurze Trajektorien und eine hohe Feuchte auf. In einzelnen Fällen, wie zum Beispiel bei jener Luftmasse, welche in Mallorca startet, ist die Zunahme der Feuchte von $5,5 \text{ g kg}^{-1}$ auf $14,5 \text{ g kg}^{-1}$ über dem Mittelmeer deutlich zu erkennen. Die beiden über dem Atlantik beginnenden Trajektorien bilden für diese Region wohl eher die Ausnahme, auch weil sie bis kurz vor dem Ereignis sehr niedrige Feuchtwerte unter 1 g kg^{-1} besitzen, was möglicherweise wiederum auf das Strömen in höheren Niveaus zurückzuführen ist (s.o.). Abgesehen davon sind fast alle Ereignisse an Luftmassen in 850 hPa gekoppelt, die aus Regionen südlich der Alpen stammen.

In 500 hPa zeigt sich für die ZE-Region (Abb. B.7a im Anhang), dass trotz der Dominanz von atlantischen Luftmassen einige Trajektorien über Afrika und Osteuropa starten. Trotz vieler sehr trockener Luftmassen ($q < 1 \text{ g kg}^{-1}$) in der Nähe der Ereignisorte sind auch einzelne Ereignisse mit einem Feuchtegehalt von bis zu $2,8 \text{ g kg}^{-1}$ verbunden. Demgegenüber stehen die beiden Regionen nördlich (Abb. B.7b im Anhang) und südlich (Abb. B.8 im Anhang) der Alpen, welche beide fast ausschließlich atlantische Luftmassen und insgesamt niedrigere Werte von maximal $1,6 \text{ g kg}^{-1}$ aufweisen.

Für die äquivalent-potentielle Temperatur ergeben sich in 500 hPa (Abb. B.9 und B.10 im Anhang) kaum Unterschiede zwischen den Regionen. In allen drei Fällen werden im Mittel Werte zwischen 42 und 52°C erreicht. In 850 hPa besitzen die Ereignisse im NAI-Gebiet die höchsten Werte von bis zu 68°C am Ereignisort, wobei diese mit den direkt über die Alpen strömenden Luftmassen in Verbindung stehen. Daher liegt die Vermutung nahe, dass die erzwungene Hebung durch die Alpen zu den hohen Werten stromab der Alpen führt. In den beiden anderen Regionen werden Werte von bis zu 60°C erreicht.

Durch die Lagrangesche Perspektive lässt sich zusammenfassend festhalten, dass sich die Strömungsverhältnisse der großräumigen Dynamik in den in 500 hPa gestarteten Trajektorien wiederfinden lässt. Die Klassenunterteilung zeigt, dass die beiden hohen Klassen große Ähnlichkeit in Bezug auf Herkunftsort und Verlauf der Luftmassen besitzen, während sich Klasse 1 mit vielen Trajektorien aus hohen Breiten davon stark unterscheidet. Gleiches gilt für die Werte von θ_e , wohingegen Klasse 3 ähnliche Feuchtwerte wie Klasse 1 liefert. In 850 hPa ist eine Abnahme der Länge der Trajektorien sowie eine Zunahme der Feuchte- und θ_e -Werte im Bereich der Ereignisse mit zunehmendem Hagelkorndurchmesser ersichtlich. Außerdem nimmt der Anteil, der aus südlichen Gebieten stammenden Luftmassen, mit steigender Klasse zu.

Je nach Teilregion, in der die Hagelereignisse detektiert wurden, ergeben sich sowohl in 500 als auch in 850 hPa bevorzugte Richtungen und Herkunftsorte, von denen aus die Luftmassen zu den Ereignissen führen. In Bezug auf Feuchte und äquivalent-potentielle

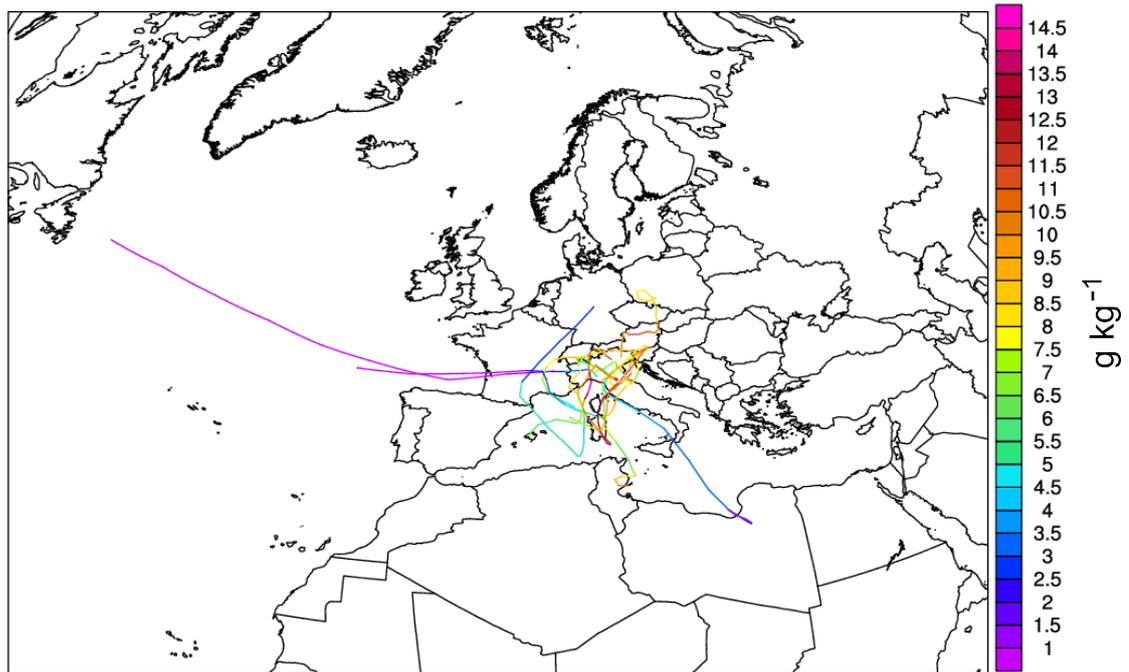


Abb. 5.12: Wie Abbildung 5.10 nur für die Teilregion direkt südlich der Alpen.

Temperatur lassen sich auch hier zum Teil zunehmende Werten mit steigendem Hagelkorndurchmesser finden.

6. Zusammenfassung

Das Ziel dieser Arbeit bestand in der Analyse der Luftmasseneigenschaften, die zu ausgewählten europäischen Hagelereignissen führten. Zum einen sollte geklärt werden, welche atmosphärischen Bedingungen im Mittel vor und während der Ereignisse vorherrschen. Zum anderen wurden die Luftmassen mittels Rückwärtstrajektorien auf deren Herkunft, Verlauf und Transformation untersucht.

Informationen über Zeit, Ort und Korndurchmesser der Hagelereignisse wurden durch die *European Severe Weather Database* ESWD bereitgestellt. Die hier analysierten Hagelereignisse wurden alle in die höchsten beiden QC-Level 1 und 2 eingestuft, sodass eine möglichst hohe Vertrauenswürdigkeit erreicht wurde. Um die Intensität der Ereignisse abzustufen zu können und mögliche Unterschiede oder Gemeinsamkeiten zu identifizieren, wurden die Ereignisse anhand des maximalen Hagelkorndurchmessers in drei Klassen (2–4 cm, 4–6 cm und > 6 cm) unterteilt. In die Auswahl wurden Ereignisse aufgenommen, die möglichst weit über den europäischen Kontinent verteilt detektiert wurden. Dadurch sollte die Möglichkeit bestehen, mittlere Entstehungsbedingungen und Luftmasseneigenschaften für ganz Europa identifizieren zu können. Datengrundlage für die durchgeführten Analysen waren ERA-Interim Reanalysen. Diese liegen derzeit für den Zeitraum von 1979 – 2013 in einer horizontalen Auflösung von $0,75^\circ$ (≈ 80 km) und in 37 Druckniveaus alle 6 Stunden vor.

Um die Luftmasseneigenschaften in weiterer Umgebung der Hagelereignisse zu analysieren, wurde ein Gebiet von $7,5^\circ$ in Nord-, Süd-, Ost- und Westrichtung um jedes Ereignis herum ausgeschnitten, was ein Gebiet von 21×21 Gitterpunkten mit den Ereignissen im zentralen Gitterpunkt ergab. Zur Analyse der Luftmasseneigenschaften und ihrer Transformation wurden Trajektorien mittels dem von Wernli und Davies (1997) entwickelten *LAGRangian ANalysis TOol* (LAGRANTO) berechnet. Gestartet wurden die Trajektorien in dem die Grenzschicht repräsentierenden 850 hPa-Niveau sowie dem die freie Strömung repräsentierenden 500 hPa-Niveau und 120 Stunden in die Vergangenheit (Rückwärtstrajektorien) berechnet.

Bei der Analyse der meteorologischen Variablen zeigte sich, dass im Mittel über alle Ereignisse großräumige Hebungsantriebe bei der Entwicklung von hagelbildender Konvektion über Europa wirksam beziehungsweise notwendig sind. Sowohl die differentielle Vorticityadvektion zwischen 300 und 500 hPa als auch die Temperaturadvektion liefern in der Omega-Gleichung Antriebe für Hebung. Dabei sind diese beiden Antriebe relativ zu den Ereignissen räumlich versetzt. Während die differentielle Vorticityadvektion im Mittel westlich der Ereignisse beziehungsweise am Ereignisort um 12 UTC Antriebe für Hebung liefert, befinden sich die Antriebe, ausgelöst durch das Maximum der Warmluftadvektion, im Mittel östlich der Ereignisse. Dies lässt vermuten, dass die Ereignisse vorderseitig eines Trogs auftreten, bei dem Warmluftadvektion bereits vorherrscht, bevor sich der Trog weiter annähert und die mit der differentiellen Vorticityadvektion verbundene Hebung wirksam wird. Jedoch muss berücksichtigt werden, dass die trogvorderseitige Lage in Einzelfällen nicht gegeben ist und demnach andere Mechanismen zur Auslösung der Konvektion, beispielsweise aus der Grenzschicht heraus, relevant sein können.

Die Betrachtung der Windrichtung in 500 hPa zeigte, dass die meisten Hagelereignisse (43,9%) mit einer südwestlichen Strömung verbunden sind. Bei 83,5% aller Ereignisse herrscht eine Strömungen aus West bis Süd vor. Auch in den einzelnen Klassen ist Südwest die Hauptanströmrichtung, wohingegen kaum Hagelereignisse an eine Strömung aus Nord (2,2%), Nordost (1,1%) oder Ost (0,5%) gekoppelt sind.

Mit steigendem Korndurchmesser lassen sich bei der vertikalen Scherung des Horizontalwinds zunehmende Werte feststellen. Im Mittel nimmt die Windgeschwindigkeit zwischen 1000 und 500 hPa um $10,63 \text{ m s}^{-1}$ in Klasse 1, $12,95 \text{ m s}^{-1}$ in Klasse 2 und $14,97 \text{ m s}^{-1}$ in Klasse 3 zu. Das Mittel über alle Ereignisse liefert eine Zunahme von $12,52 \text{ m s}^{-1}$. Obwohl ein Anstieg mit zunehmendem Durchmesser zu beobachten ist, treten sehr hohe Werte von über 20 m s^{-1} in allen Klassen nur in Einzelfällen auf. Der Anstieg ist daher auf eine geringere Anzahl an Ereignissen mit niedrigen Werten zurückzuführen. Alle Ereignisse sind im Mittel nordwestlich der Maximalwerte der Scherung, im Bereich eines starken Gradienten lokalisiert. Grund dafür ist die trogvorderseitige Lage, da im Randbereich eines Trogs sehr hohe Windgeschwindigkeiten erreicht werden. Der im Bereich der Ereignisse liegende starke horizontale Gradient von θ_e in 850 hPa lässt außerdem die Schlussfolgerung zu, dass sich die Ereignisse vor einer sich annähernden Front des mit dem Trog verbundenen Bodentiefs befinden.

Die Lage im Bereich starker Gradienten sowie eine Zunahme der Werte mit steigendem Korndurchmesser lässt sich ebenfalls bei der räumlichen Verteilung der CAPE wiederfinden. Dort werden die maximalen Werte im Mittel über alle Ereignisse sowie in jeder Klasse südlich bis südwestlich der Ereignisse erreicht. Um die große räumliche Verteilung der Ereignisse über ganz Europa zu berücksichtigen, wurde die Abweichung der am Ereignistag erreichten CAPE vom langjährigen regionsspezifischen Monatsmittelwert

berechnet. Auch hier zeigte sich, dass mit steigendem Korndurchmesser die Überschreitung des Monatsmittels von rund 374 J kg^{-1} in Klasse 1 bis rund 702 J kg^{-1} in Klasse 3 zunimmt. Dies belegt, dass größere Hagelkörner im Mittel an höhere konvektiv zur Verfügung stehende Energien gebunden sind und dass die Monatsmittel der CAPE stärker überschritten werden, je größer die Hagelkörner sind.

Diese beiden Zunahmen werden durch den Total Totals Index TT nicht bestätigt. Hier liefert Klasse 3 sowohl bei der Überschreitung des Monatsmittels, als auch bei den Werten am Entstehungsort im Mittel die niedrigsten Werte um 50 K. Generell sind die Magnituden des TT-Index ziemlich gering und lassen nach der Einteilung der NOAA (2013) darauf schließen, dass Gewitter nur wahrscheinlich sind.

Die Analyse der Luftmasseneigenschaften mittels Rückwärtstrajektorien zeigte übereinstimmend mit den zuvor erhaltenen Ergebnissen, dass nur einzelne zu Hagelereignissen führende Luftmassen sowohl in 850 als auch in 500 hPa aus dem kontinentalen Osteuropa stammen. Es dominieren Luftmassen mit atlantischem oder mediterranem Ursprung. Die Mehrheit der Trajektorien in 500 hPa stammt vom Nordatlantik, teilweise sogar vom nordamerikanischen Kontinent, und strömt entlang einer wellenartigen Struktur nach Europa. Damit sind mittlere θ_e -Werte von knapp unter 50°C verbunden. Die in 850 hPa gestarteten Trajektorien hingegen sind in der Mehrzahl relativ kurz und stammen vom Mittelmeer mit äquivalent-potentiellen Temperaturen von zum Teil deutlich über 52°C . In Bezug auf die spezifische Feuchte in 850 hPa ist für diese Trajektorien festzuhalten, dass die Luftmassen erst kurz bevor es zu den Ereignisse kommt feuchter werden.

Im zeitlichen Verlauf der Trajektorien zeigte sich, dass die Luftmassen zum Teil starken Vertikalbewegungen unterliegen, wobei, ausgehend von beiden Niveaus, kurz vor dem Ereignis die Hebung einsetzt. Ein mittlerer Anstieg von rund $3,5 \text{ g kg}^{-1}$ von q und rund 10°C von θ_e ist in den fünf Tagen vor dem Ereignis für die Luftmassen zu verzeichnen, die sich am Ereignisort in 850 hPa befinden.

Die Unterteilung anhand des Hagelkorndurchmessers ergab, dass kaum Luftmassen aus hohen nördlichen Breiten zu Ereignisse mit großen Hagelkörnern beitragen, was mit einer höheren Anzahl an Luftmassen aus südlichen Regionen verbunden ist. Auch treten niedrige Feuchte- und θ_e -Werte seltener auf, als bei weniger schweren Hagelstürmen.

In der Teilregion Zentraleuropas (ZE) wird deutlich, dass die Luftmassen in 850 hPa der hier analysierten Ereignisse hauptsächlich vom Atlantik oder aus Osteuropa und nur in wenigen Fällen Luftmassen vom Mittelmeerraum stammen. Dabei ist außerdem auffällig, dass die Alpen bis auf Einzelfälle nicht über- sondern umströmt werden. Obwohl die NAI-Region direkt südlich an die ZE-Region anschließt, kehren sich die Verhältnisse in Bezug auf die Herkunft fast um. Die Luftmassen stammen bis auf wenige Ausnahmen ausschließlich aus südlichen Regionen. Auch die Alpen werden hier deutlich öfter über-

strömt und die Luftmassen sind im Bereich der Ereignisse feuchter als in der ZE-Region. Fast keine der hier analysierten Ereignisse aus der SAI-Region sind mit Luftmassen in 850 hPa verbunden, die aus Regionen nördlich der Alpen stammen. Die Trajektorien sind bis auf zwei Ausnahmen recht kurz und weisen hohe Feuchtwerte auf. θ_e ist in 500 hPa in allen Teilregionen nahezu gleich hoch (42 – 52°C), während die in 850 hPa zu Hagel führenden Luftmassen in der NAI-Region am höchsten sind.

Abschließend bleibt festzuhalten, dass in dieser Arbeit mittlere Entstehungsbedingungen und bevorzugte großräumige Wetterlagen für Europa herausgearbeitet werden konnten. Jedoch ergeben sich nicht nur in Bezug auf Magnitude und räumliche Verteilung der Variablen Unterschiede zwischen verschiedenen schweren Hagelstürmen, sondern auch regionale Unterschiede in Bezug auf den zurückgelegten Weg und den Herkunftsort der Luftmassen.

A. Untersuchte Hagelereignisse

Tabelle A.1: Alle 182 untersuchten Hagelereignisse mit Zeit, Ort (Längen- und Breitengrad), Durchmesser (cm) und QC-Level.

Tag	Monat	Jahr	Stunde	Minute	Länge	Breite	Durchmesser	QC-Level
20	08	1992	12	30	49,221	07,118	5,0	QC2
04	08	1993	13	00	50,583	12,817	3,5	QC2
09	07	1995	16	00	50,995	08,237	2,5	QC2
29	06	1997	16	40	52,207	08,207	3,0	QC2
26	06	2000	17	30	61,600	29,483	7,5	QC2
05	07	2001	17	40	51,917	04,500	4,0	QC2
07	07	2001	13	30	47,999	11,124	4,0	QC2
01	06	2002	14	00	44,717	09,700	2,0	QC1
01	06	2002	15	40	47,792	11,817	3,0	QC2
06	06	2002	16	00	48,100	11,417	5,0	QC2
16	06	2002	12	30	48,039	10,722	6,0	QC2
18	06	2002	16	00	53,100	07,367	10,0	QC2
21	06	2002	14	30	47,903	11,369	3,5	QC2
10	07	2002	17	00	52,108	09,382	5,0	QC2
01	08	2002	12	10	50,938	13,165	5,0	QC2
03	08	2002	14	15	52,050	08,150	3,0	QC2
08	05	2003	17	15	50,541	12,913	6,0	QC2
31	05	2003	16	15	47,894	11,704	5,0	QC2
04	06	2003	15	40	52,667	04,783	5,0	QC2
14	06	2003	14	50	48,400	09,183	7,4	QC2
24	06	2003	12	40	48,167	09,789	7,0	QC2
26	06	2003	14	40	48,068	09,335	7,0	QC2
19	07	2003	13	45	62,500	22,750	4,0	QC2
22	07	2003	16	00	50,853	11,599	6,0	QC2

23	07	2003	12	15	50,507	12,952	6,5	QC2
18	08	2003	12	45	47,867	11,867	6,5	QC2
29	08	2003	15	00	45,384	20,382	8,0	QC1
10	05	2004	15	30	42,550	26,450	2,0	QC1
10	06	2004	14	30	49,871	08,339	2,5	QC2
23	06	2004	14	31	52,233	08,167	2,5	QC2
27	06	2004	17	45	48,333	11,350	2,5	QC2
08	07	2004	12	45	48,133	08,717	7,0	QC2
23	08	2004	16	55	52,450	05,700	5,0	QC2
01	10	2004	14	15	48,083	11,827	2,5	QC2
03	06	2005	14	35	52,180	05,000	3,5	QC1
28	06	2005	12	59	48,233	12,683	10,0	QC2
30	06	2005	12	30	43,234	21,588	5,0	QC1
15	07	2005	14	15	53,838	09,959	6,0	QC2
19	07	2005	17	15	43,834	22,659	3,5	QC1
27	07	2005	17	25	50,100	07,083	6,5	QC2
29	07	2005	15	40	47,738	07,600	7,0	QC2
10	07	2006	14	45	62,417	28,333	7,0	QC2
14	05	2007	16	30	50,764	15,065	5,5	QC1
04	06	2007	16	00	44,474	19,812	10,0	QC1
20	07	2007	16	15	50,800	19,100	7,0	QC1
14	08	2007	12	45	61,683	27,250	5,0	QC2
25	03	2008	13	00	41,700	25,350	3,0	QC1
02	05	2008	14	00	44,933	25,450	5,0	QC1
20	05	2008	12	50	50,167	23,133	6,0	QC1
21	05	2008	14	20	43,700	25,983	2,5	QC1
24	05	2008	13	45	47,400	15,883	3,0	QC1
24	05	2008	16	45	43,550	00,000	5,0	QC1
30	05	2008	17	15	50,350	08,767	2,0	QC1
31	05	2008	14	35	50,617	12,933	7,0	QC1
01	06	2008	15	00	48,200	16,367	3,5	QC2
02	06	2008	15	00	48,433	08,683	7,0	QC1
08	06	2008	13	50	49,900	07,817	4,0	QC2
23	06	2008	14	02	48,000	07,850	2,0	QC1
24	06	2008	13	10	47,883	16,233	6,0	QC1
25	06	2008	16	00	50,300	13,850	6,0	QC1
02	07	2008	16	32	65,783	22,267	4,0	QC1

05	07	2008	16	00	57,754	24,358	2,0	QC1
07	07	2008	14	45	47,800	16,250	4,0	QC1
11	07	2008	12	45	50,770	13,500	3,0	QC1
19	07	2008	17	47	67,100	20,667	2,0	QC1
26	07	2008	14	20	50,517	08,040	2,0	QC1
28	07	2008	17	31	43,633	01,400	5,0	QC2
29	07	2008	13	45	49,245	11,091	3,0	QC1
01	08	2008	12	10	63,483	27,050	2,0	QC1
01	08	2008	14	50	60,533	25,600	5,5	QC2
15	08	2008	15	45	48,700	17,683	5,0	QC2
19	08	2008	14	23	49,483	10,350	3,2	QC1
30	10	2008	12	30	46,526	18,986	2,0	QC1
11	04	2009	14	00	49,410	22,010	3,0	QC1
09	05	2009	17	20	46,267	03,217	3,0	QC1
11	05	2009	17	50	45,483	00,000	3,0	QC1
12	05	2009	16	30	48,233	06,683	4,5	QC1
18	05	2009	17	00	46,816	15,080	5,0	QC1
21	05	2009	13	54	53,096	08,868	2,5	QC1
22	05	2009	13	00	46,510	15,081	5,0	QC1
24	05	2009	15	00	42,417	-02,083	6,0	QC1
25	05	2009	13	00	50,285	05,919	4,5	QC1
25	05	2009	17	00	46,200	14,417	7,0	QC1
26	05	2009	13	37	47,492	08,901	4,0	QC1
02	06	2009	12	10	41,667	24,783	6,0	QC1
02	06	2009	15	30	52,467	16,667	2,5	QC1
05	06	2009	14	15	41,851	00,000	3,0	QC1
05	06	2009	14	30	44,349	19,569	6,0	QC1
06	06	2009	13	25	45,284	08,077	8,0	QC1
07	06	2009	14	00	48,017	21,833	9,0	QC1
11	06	2009	12	55	49,750	20,617	2,0	QC1
16	06	2009	14	00	46,640	15,609	6,0	QC1
24	06	2009	12	30	43,383	24,350	8,0	QC1
25	06	2009	14	00	42,140	01,390	4,0	QC1
28	06	2009	17	08	62,483	27,783	8,0	QC2
01	07	2009	17	00	52,700	23,333	4,0	QC1
08	07	2009	13	30	44,474	19,812	8,0	QC2
16	07	2009	17	00	43,194	-00,001	5,0	QC1

17	07	2009	16	30	45,674	09,612	9,0	QC1
18	07	2009	15	00	52,650	19,333	3,0	QC1
21	07	2009	17	00	51,033	05,367	5,0	QC2
23	07	2009	14	45	46,717	07,067	6,0	QC1
02	08	2009	12	50	47,750	11,850	2,0	QC1
03	08	2009	13	55	45,690	13,844	4,0	QC1
04	08	2009	16	00	48,233	17,467	3,5	QC1
13	08	2009	14	45	58,350	08,533	2,0	QC1
06	05	2010	12	20	44,017	20,917	2,0	QC1
07	05	2010	14	00	43,500	24,083	5,5	QC1
10	05	2010	13	00	46,300	05,167	3,0	QC1
11	05	2010	16	51	48,500	09,400	2,5	QC1
12	05	2010	13	30	46,567	20,667	6,5	QC1
13	05	2010	16	00	47,650	26,583	5,0	QC2
17	05	2010	15	40	51,843	05,853	2,0	QC2
24	05	2010	14	00	51,283	13,550	9,0	QC1
25	05	2010	16	25	47,717	18,667	4,0	QC1
26	05	2010	12	30	47,530	16,200	6,0	QC1
09	06	2010	12	15	48,567	14,883	8,0	QC1
09	06	2010	17	00	47,517	06,833	7,0	QC2
10	06	2010	16	10	53,167	15,417	5,0	QC1
11	06	2010	12	45	53,983	17,400	6,0	QC1
12	06	2010	17	45	50,700	21,650	6,5	QC1
14	06	2010	15	00	46,500	20,533	5,0	QC1
16	06	2010	13	25	42,817	02,500	4,0	QC1
19	06	2010	14	00	43,733	20,541	5,0	QC2
27	06	2010	16	00	42,800	02,233	3,0	QC1
04	07	2010	17	00	46,142	12,285	6,0	QC1
15	07	2010	16	45	47,183	15,333	6,0	QC1
17	07	2010	12	40	47,283	11,533	5,0	QC1
22	07	2010	15	30	47,667	11,367	7,0	QC1
23	07	2010	16	40	45,676	09,693	7,0	QC1
07	08	2010	14	00	48,190	25,500	5,0	QC1
08	08	2010	15	00	61,500	23,750	9,0	QC1
13	08	2010	13	00	40,067	-02,133	3,0	QC1
15	08	2010	15	00	48,283	20,917	5,0	QC1
16	08	2010	14	15	48,000	19,100	4,5	QC1

22	08	2010	14	00	54,600	18,083	5,0	QC1
23	04	2011	15	00	48,167	06,433	2,5	QC1
12	05	2011	12	15	51,467	10,750	2,0	QC2
17	05	2011	12	45	40,950	21,933	3,5	QC1
05	06	2011	14	00	51,450	06,900	3,0	QC1
06	06	2011	14	17	48,230	11,310	7,2	QC1
09	06	2011	13	45	41,467	25,650	5,5	QC1
21	06	2011	15	45	47,309	07,818	6,2	QC2
30	06	2011	13	00	48,750	17,567	5,0	QC1
17	07	2011	13	00	43,026	25,114	3,5	QC1
19	07	2011	16	00	50,267	21,983	8,0	QC1
24	07	2011	14	45	44,631	19,297	5,0	QC1
22	08	2011	13	45	50,067	18,567	7,0	QC1
23	08	2011	13	15	52,650	08,767	5,0	QC1
24	08	2011	14	43	47,600	10,683	5,0	QC1
24	08	2011	15	00	49,100	23,483	7,0	QC1
26	08	2011	13	21	49,883	07,017	7,0	QC1
11	09	2011	14	49	52,533	12,317	8,0	QC1
13	11	2011	12	50	39,528	-08,933	5,0	QC1
10	04	2012	13	10	42,833	02,917	3,0	QC1
04	05	2012	14	00	44,050	02,150	2,5	QC1
20	05	2012	13	15	46,567	05,750	5,0	QC1
24	05	2012	14	30	46,848	16,935	2,0	QC1
30	05	2012	13	00	46,600	00,001	2,0	QC1
05	06	2012	13	00	42,100	24,850	5,0	QC1
09	06	2012	16	45	49,400	24,317	7,0	QC1
18	06	2012	14	57	52,294	11,786	5,0	QC1
19	06	2012	14	10	49,417	20,200	4,0	QC1
21	06	2012	15	45	47,417	15,283	5,5	QC1
22	06	2012	15	10	43,372	19,641	3,0	QC1
24	06	2012	15	30	40,301	21,786	3,0	QC1
27	06	2012	15	15	43,541	-05,664	3,0	QC1
28	06	2012	12	02	52,517	-01,350	9,0	QC1
30	06	2012	17	00	49,183	10,200	8,0	QC1
01	07	2012	13	30	47,650	12,217	6,5	QC1
02	07	2012	16	30	45,450	11,750	5,0	QC1
03	07	2012	13	00	51,183	21,217	6,5	QC1

04	07	2012	15	00	54,087	20,909	7,0	QC1
05	07	2012	12	30	51,083	15,433	5,0	QC1
05	07	2012	16	15	41,633	00,001	6,0	QC1
08	07	2012	17	00	50,300	19,167	4,0	QC1
11	07	2012	13	00	43,517	27,967	6,0	QC1
19	07	2012	12	26	47,500	12,383	4,0	QC1
29	07	2012	13	20	56,967	21,983	3,0	QC1
20	08	2012	15	00	47,767	07,400	4,5	QC1
21	08	2012	17	00	47,217	04,017	5,0	QC1
26	08	2012	12	30	46,013	11,307	2,5	QC1

B. Abbildungen und Tabellen

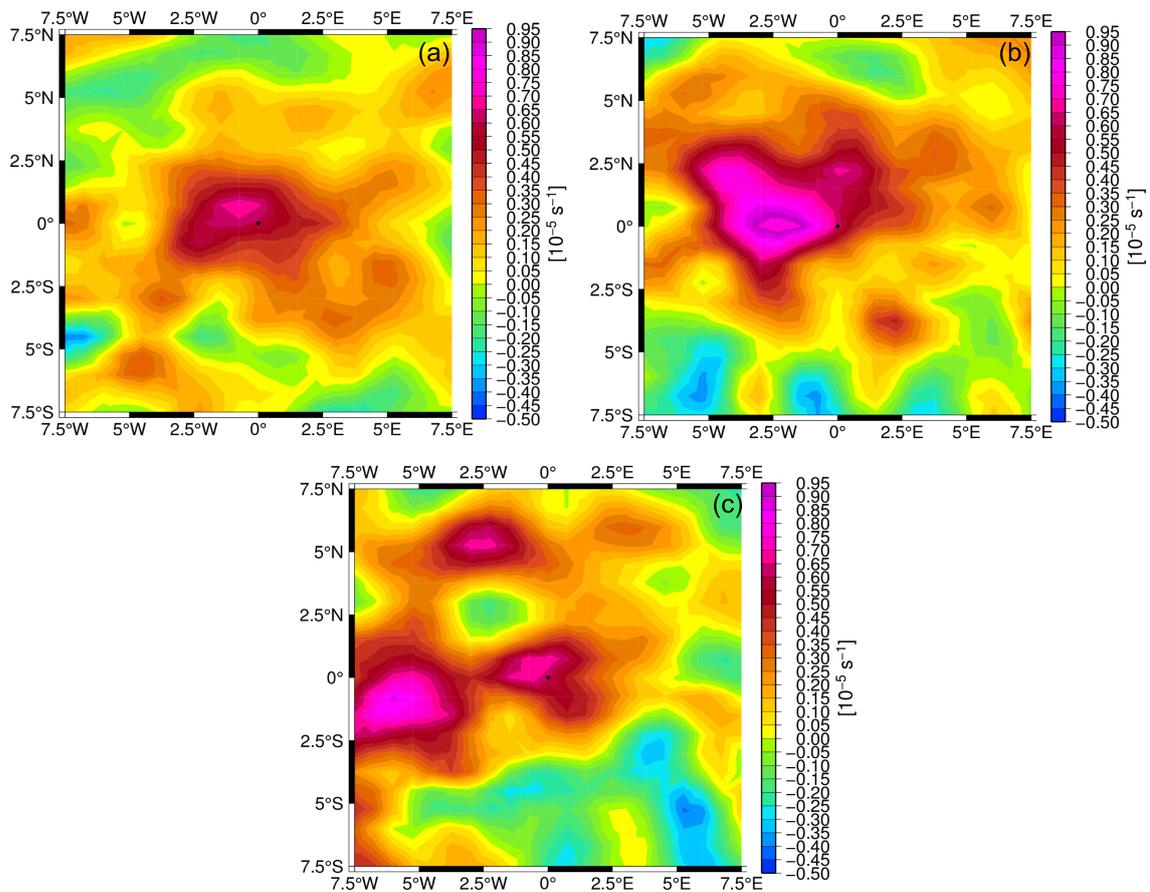


Abb. B.1: Mittleres Untersuchungsgebiet für alle untersuchten Ereignisse jeweils um 12 UTC: Mittlere Divergenz in 300 hPa der Klassen 1 (a), 2 (b) und 3 (c). Der schwarze Punkt markiert jeweils den Ereignisort.

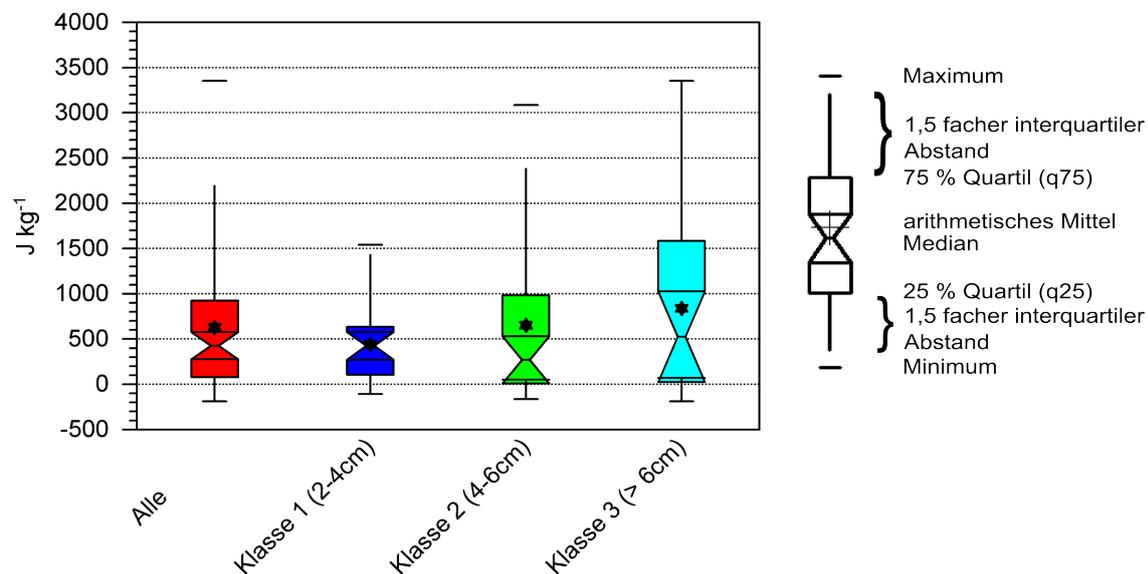


Abb. B.2: Boxplots der Differenzen zwischen langjährigem Monatsmittel der CAPE und dem Wert um 12 UTC am Ereignistag für SW-Ereignisse. Zugehörige statistische Werte finden sich in Tabelle B.1.

Tabelle B.1: Statistikwerte der Differenz zwischen der CAPE (J kg^{-1}) am Ereignistag und den regionspezifischen klimatologischen Mittelwerten für SW-Ereignisse.

Ereignisse	Mittel	Median	q25	q75	Min	Max
Alle	629,45	426,34	79,34	924,68	-188,65	3355,53
Klasse 1	440,71	424,55	105,18	635,15	-108,60	1540,64
Klasse 2	651,30	269,18	51,72	984,17	-165,21	3038,82
Klasse 3	838,82	525,27	70,27	1585,30	-188,65	3355,53

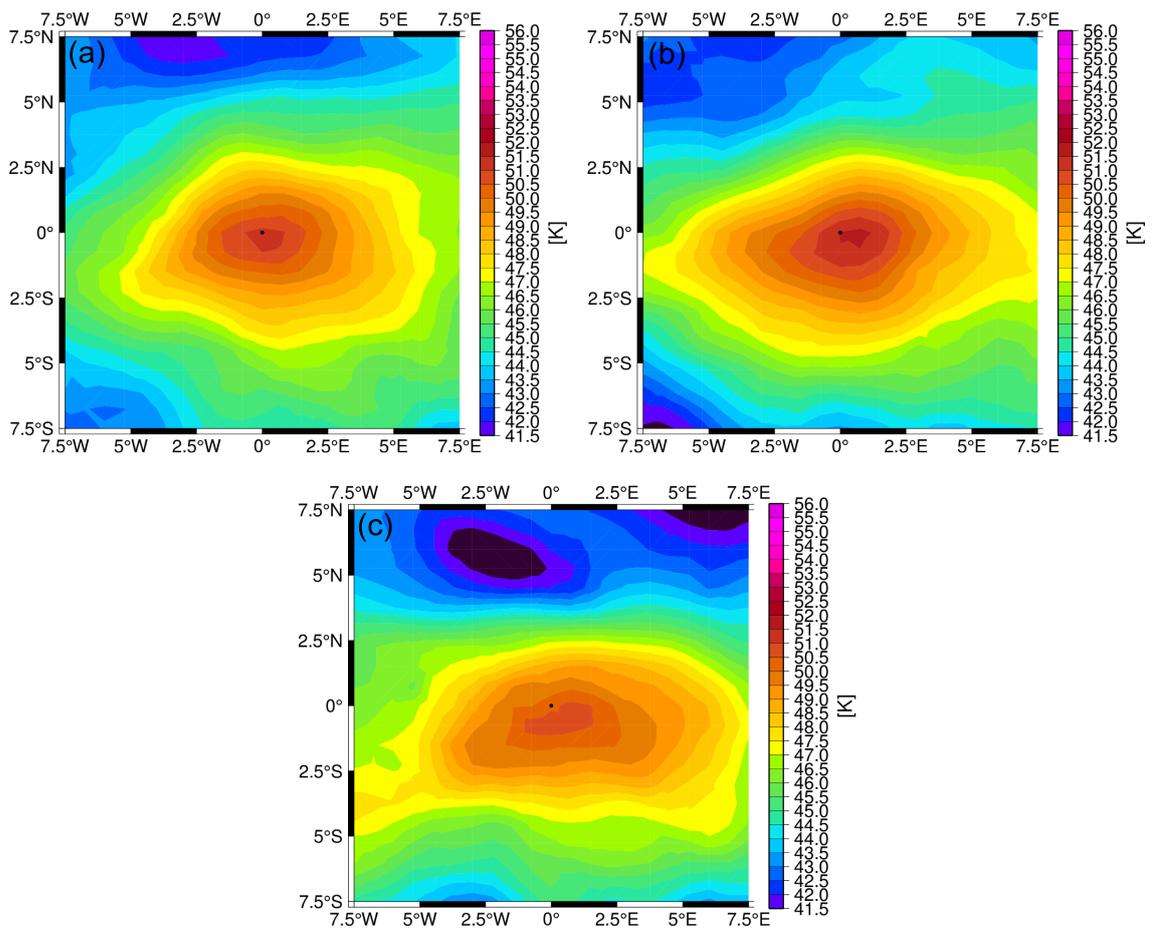


Abb. B.3: Mittlerer TT-Index über alle Ereignisse im Entstehungsgebiet für die drei Klassen 1 (a), 2 (b) und 3 (c).

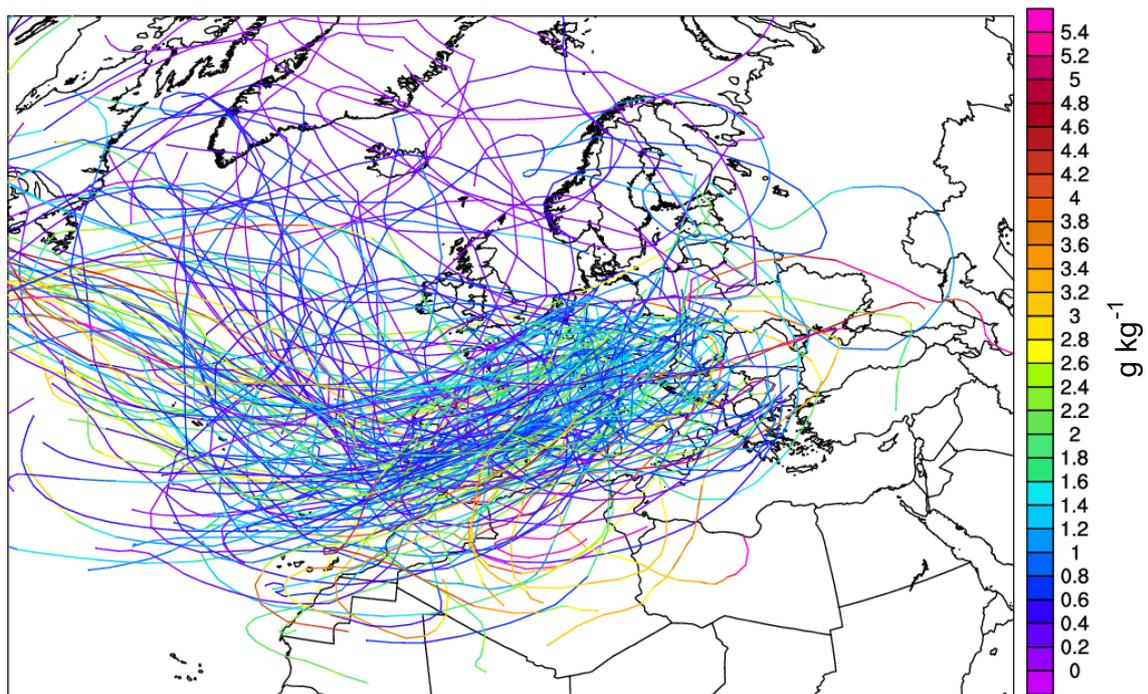


Abb. B.4: 120-stündige Rückwärtstrajektorien aller Ereignisse, die am Ereignistag um 12 UTC in 500 hPa gestartet wurden. In Farbe ist die spezifische Feuchte q dargestellt.

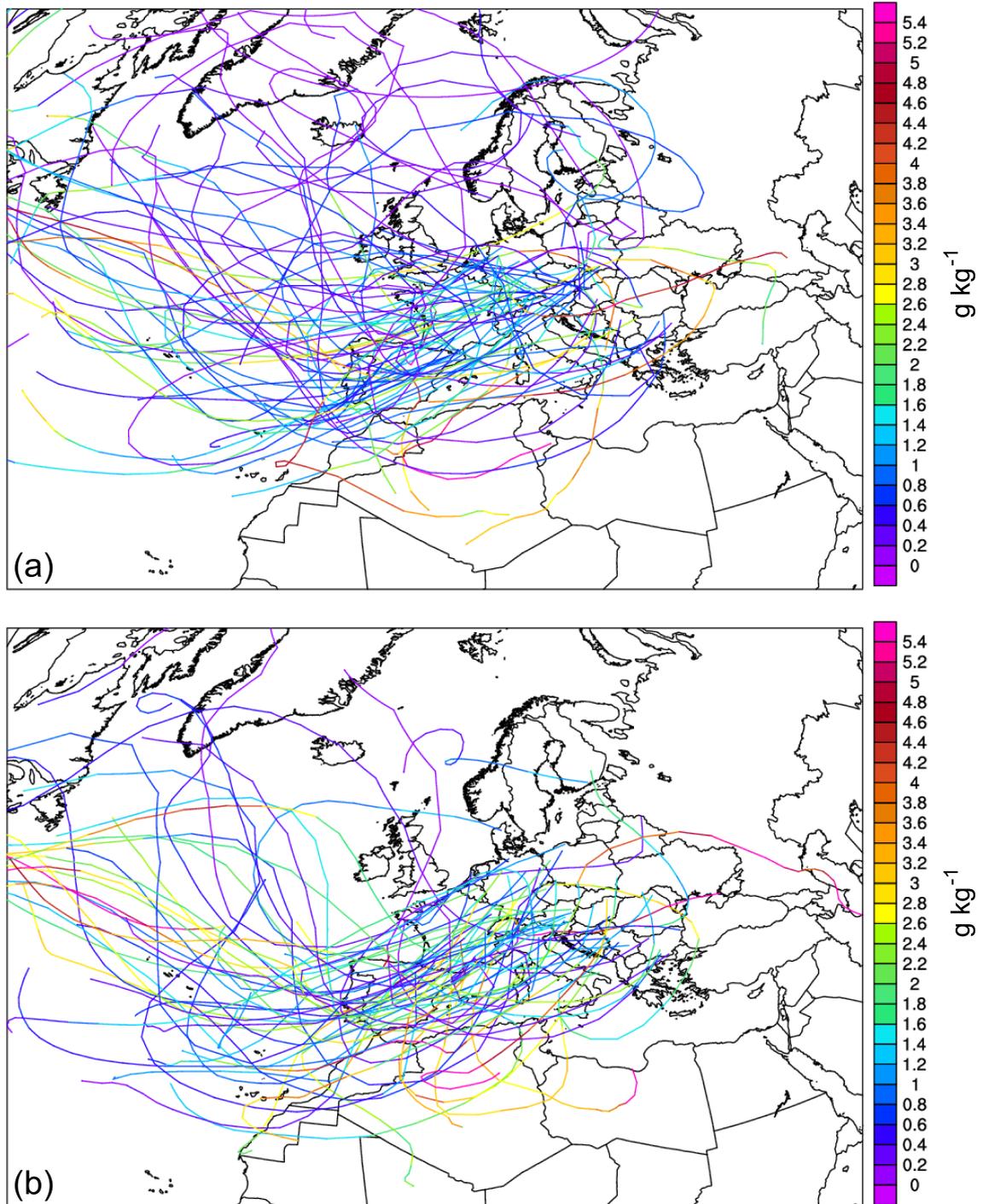


Abb. B.5: Wie Abbildung B.4 nur für die Klassen 1 (a) und 2 (b).

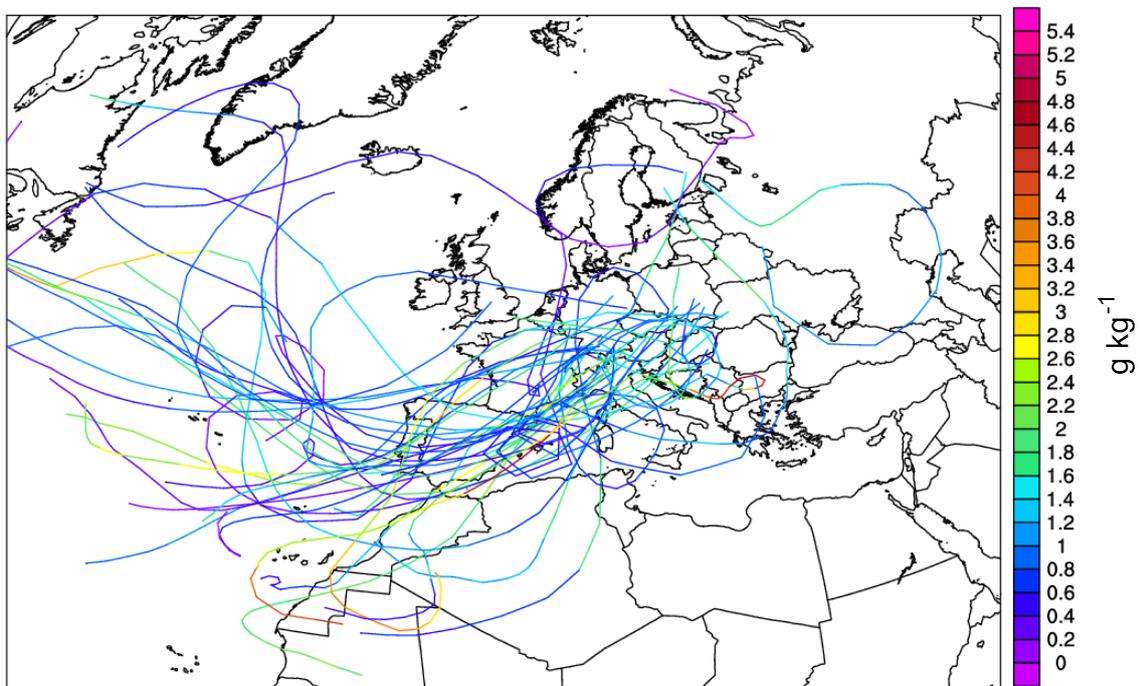


Abb. B.6: Wie Abbildung B.5 nur für Klasse 3 in 500 hPa.

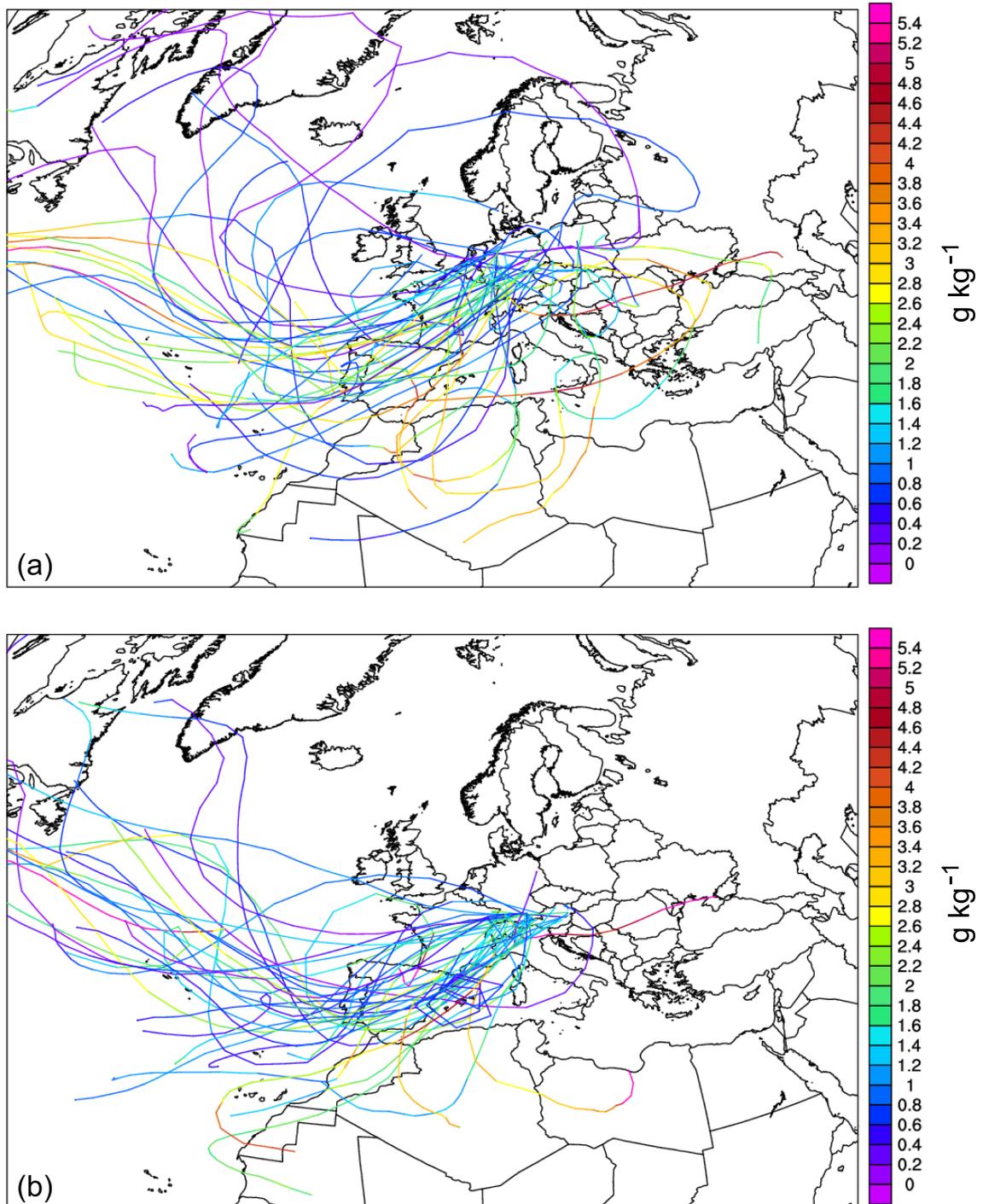


Abb. B.7: Wie Abbildung B.4 nur für die Teilregionen ZE (a) und NAI (b).

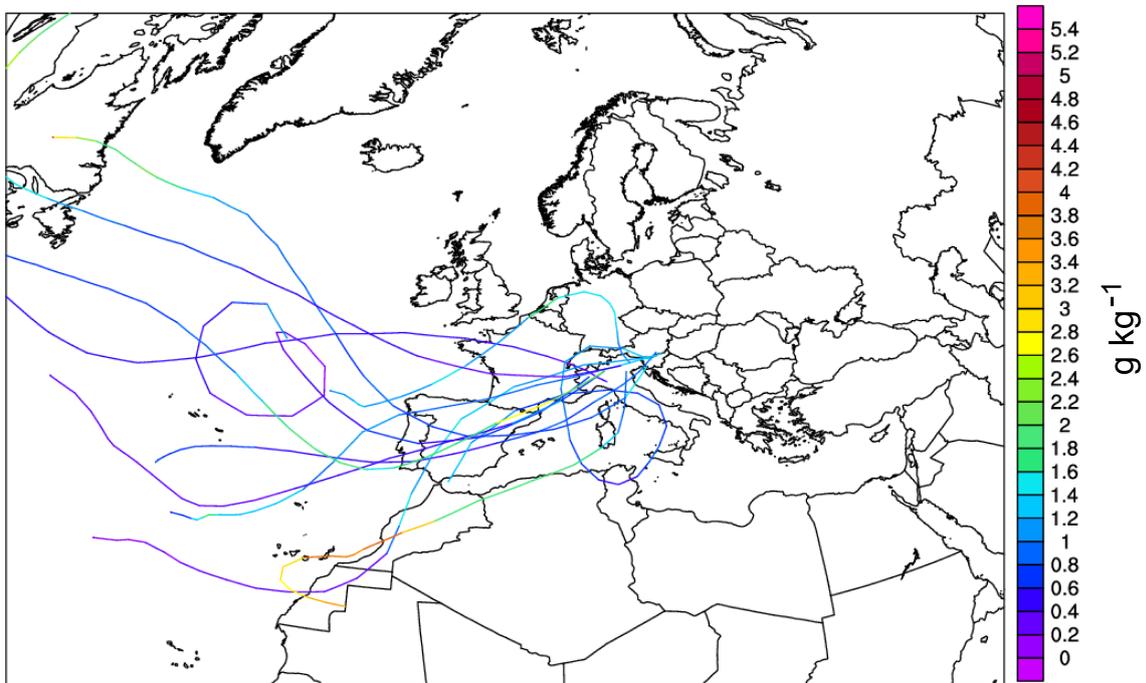


Abb. B.8: Wie Abbildung B.7 nur für die Teilregion SAI.

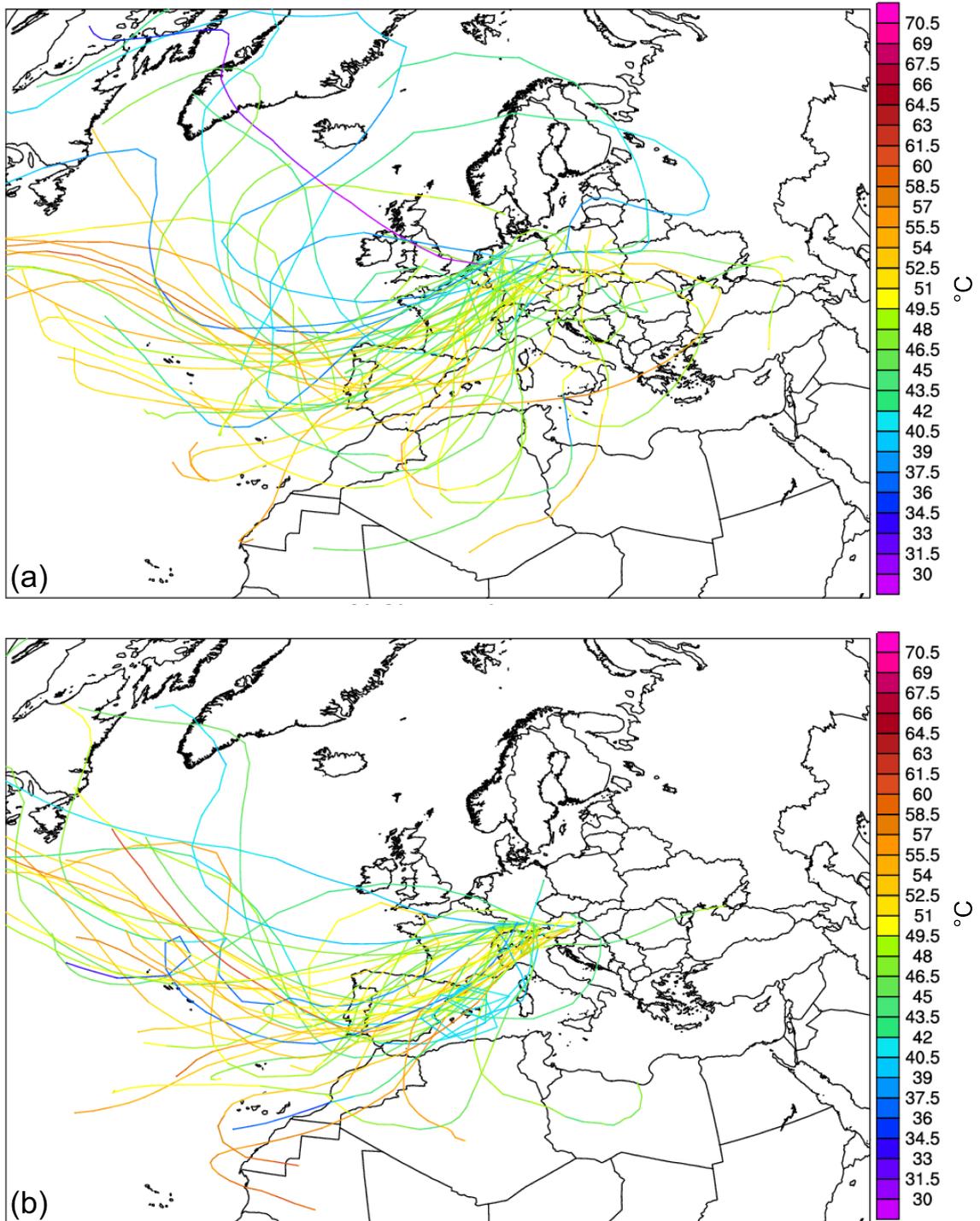


Abb. B.9: Wie Abbildung B.7 nur für θ_e .

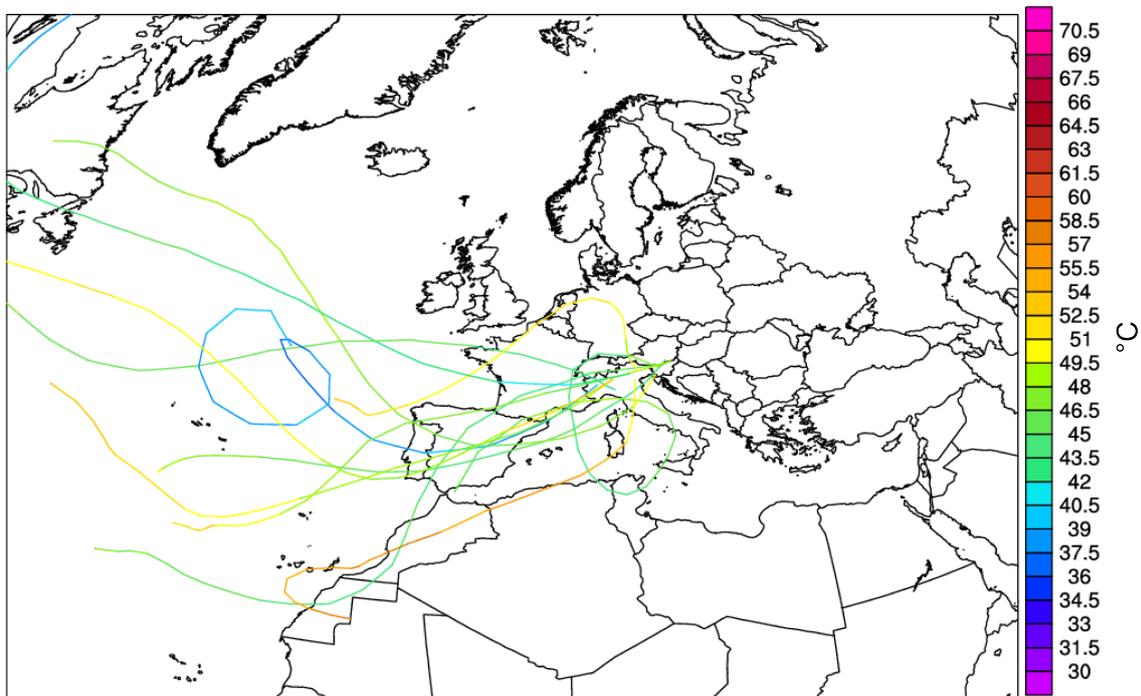


Abb. B.10: Wie Abb. B.8 nur für θ_e .

Literaturverzeichnis

- AMS, 2000: *Glossary of Meteorology*. American Meteorol. Soc., Boston, USA, 855 S.
- Auer, A., 1972: Distribution of graupel and hail with size. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 325–328.
- Barthlott, C., et al., 2011: Initiation of deep convection at marginal instability in an ensemble of mesoscale models: a case-study from COPS. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 118–136.
- Beheng, K. D., 2009: Dynamik der Atmosphäre, Skriptum zur Vorlesung WS09/10. *Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe, Deutschland*, 242 S.
- Bissolli, P., J. Grieser, N. Dotzek, und M. Welsch, 2007: Tornadoes in Germany 1950–2003 and their relation to particular weather conditions. *Glob. a. Planet. Change*, **57**, 124–138.
- Bolton, D., 1980: The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046–1053.
- Brombach, J., 2012: Modifikation der Strömung über Mittelgebirgen und die Auswirkungen auf das Auftreten hochreichender Konvektion. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe, Deutschland.
- Brooks, H. E., J. W. Lee, und J. Craven, 2003: The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. *Atmos. Res.*, **67**, 73–94.
- Browning, K. A., 1977: The structure and mechanisms of hailstorms, hail: A review of hail science and hail suppression. *Meteorol. Mag.*, **38**, 1–43.
- Browning, K. A. und F. H. Ludlam, 1962: Airflow in convective storms. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **88**, 117–135.
- Chen, S. H. und Y. L. Lin, 2005: Orographic effects on a conditionally unstable flow over an idealized three-dimensional mesoscale mountain. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **88**, 1–21.

- Dee, D. P., et al., 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553–597.
- Doswell III., C. A., 1982: *The Operational Meteorology of Convective Weather. Volume 1. Operational Mesoanalysis*. Defense Technical Information Center, National Oceanic and Atmospheric Organisation, Kansas City, Missouri, USA, S. 102 S.
- Doswell III., C. A. und J. S. Evans, 2003: Proximity sounding analysis for derechos and supercells: An assessment of similarities and differences. *Atmos. Res.*, **67**, 117–133.
- Dotzek, N., P. Groenemeijer, B. Feuerstein, und A. M. Holzer, 2009: Overview of ESSL's severe convective storms research using the European Severe Weather Database ES-WD. *Atmos. Res.*, **93**, 575–586.
- DWD, 2011: Deutscher Wetterdienst RADOLAN / RADVOR-OP. <http://www.dwd.de/RADOLAN>; <http://www.dwd.de/radvor-op>.
- Graf, M. A. ., M. Sprenger, und R. W. Moore, 2011: Central European tornado environments as viewed from a potential vorticity and Lagrangian perspective. *Atmos. Res.*, **101**, 31–45.
- Groenemeijer, P. H., 2009: Convective storm development in contrasting thermodynamic and kinematic environments. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe, Deutschland.
- Groenemeijer, P. H. und A. van Delden, 2007: Sounding-derived parameters associated with large hail and tornadoes in the Netherlands. *Atmos. Res.*, **83**, 473–487.
- Haklander, A. J. und A. van Delden, 2003: Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands. *Atmos. Res.*, **67–68**, 273–299.
- Haurwitz, B., 1941: *Dynamic Meteorology*. McGraw-Hill Book Company, 365 S.
- Heimann, D. und M. Kurz, 1985: The Munich hailstorm of July 12, 1984: A discussion of the synoptic situation. *Beitr. Phys. Atmos.*, **58**, 528–544.
- Holton, J. R., 2004: *An introduction to dynamic meteorology*. Elsevier Academic press, San Diego, USA, 539 S.
- Houze, R. A., 1993: *Cloud Dynamics*. Nr. 53 in International Geophysics Series, Academic Press, San Diego, USA, 570 S.
- Houze, R. A., 2004: Mesoscale convective systems. *Rev. Geophys.*, **42**, RG4003.

- Huntrieser, H., H. H. Schiesser, W. Schmid, und A. Waldvogel, 1997: Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland. *Wea. Forecasting*, **12**, 108–125.
- Kapsch, M.-L., M. Kunz, R. Vitolo, und T. Economou, 2012: Long-term trends of hail-related weather types in an ensemble of regional climate models using a Bayesian approach. *J. Geophys. Res.: Atmospheres (1984–2012)*.
- Kaschuba, M., 2006: Hagel - Entstehung, Verbreitung, Schäden, Abwehr, Vorhersage. www.Marco-Kaschuba.com, **422**.
- Kunz, M., 2007a: The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **7**, 327–342.
- Kunz, M., 2012: Meteorologische Naturgefahren. Skript zur Vorlesung SoSe 2012, Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe, 115 S.
- Kunz, M. und M. Puskeiler, 2010: High-resolution Assessment of the Hail Hazard over Complex Terrain from Radar and Insurance Data. *Meteor. Z.*, **19**, 427–439.
- Kurz, M., 1990: Synoptische Meteorologie: Leitfaden zur Ausbildung beim Deutschen Wetterdienst. *Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main, Deutschland*, 181 S.
- Lemon, L. R. und C. A. Doswell III., 1979: Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1184.
- Manzato, A., 2005: The use of sounding-derived indices for a neural network short-term thunderstorm forecast. *Wea. Forecasting*, **20 (6)**, 896–917.
- Markowski, P. und Y. Richardson, 2011: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell, Chichester, England, 407 S.
- Marwitz, J. D., 1972: The structure and motion of severe hailstorms. Part III: Severely sheared storms. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 189–201.
- Miller, R., 1972: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Rep. 200 (Rev.), Air Weather Service, Scott Air Force Base, USA. 102 S.
- Mohr, S., 2013: Änderung des Gewitter- und Hagelpotentials im Klimawandel. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe, Deutschland.

- Moncrieff, M. W. und M. J. Miller, 1976: The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 373–394.
- MunichRe, 2008: Highs and Lows. Weather Risks in Central Europe. *Knowledge Series, Münchener Rückversicherungsgesellschaft, München, Deutschland, Artikelnummer 302-05482. 1.*
- NOAA, 2013: Severe weather stability indices. <http://www.crh.noaa.gov/crh/?n=tsp10-sevwea-stab>.
- Normand, C. W. B., 1938: On instability from water vapour. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **64**, 47–70.
- Prenoli, T., D. Thiel, und H. Kraus, 1995: Frontogenesis and cross frontal circulation in a strong summertime cold front. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **56**, 181–196.
- Pruppacher, H. R. und J. D. Klett, 1997: *Microphysics of cloud and precipitation*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, Niederlande, 954 S.
- Puskeiler, M., 2013: Radarbasierte Analyse der Hagelgefährdung in Deutschland. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe, Deutschland.
- Rasmussen, E. N. und D. O. Blanchard, 1998: A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. *Wea. Forecasting*, **13**, 1148–1164.
- Rossby, C.-G., 1932: Thermodynamics applied to air masses. *Meteorological Papers, Massachusetts Institute of Technology (MIT), Cambridge, USA*, **1**, 31–48.
- Schultz, D. M., P. N. Schumacher, und C. A. Doswell III, 2000: The intricacies of instabilities. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 4143–4148.
- Wernli, H. und H. C. Davies, 1997: A Lagrangian-based analysis of extratropical cyclones. I: The method and some applications. **123**, 467–489.
- Wilson, J. W., G. B. Foote, N. A. Cook, J. C. Fankhauser, C. G. Wade, J. D. Tuttle, C. K. Mueller, und S. K. Krueger, 1992: The role of boundary-layer convergence zones and horizontal rolls in the initiation of thunderstorms: A case study. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1785–1815.

Danksagung

Zunächst gilt mein Dank Herrn PD Dr. Michael Kunz für die Übernahme des Referats und die Möglichkeit diese Diplomarbeit erstellen zu können. Seine akribischen Korrekturen trugen zur Verbesserung der Arbeit bei. Auch die von Zeit zu Zeit geführten Gespräche galten der konstruktiven Kritik. Des Weiteren möchte ich Herrn Prof. Dr. Christoph Kottmeier für die Übernahme des Korreferats danken.

Der ganzen Arbeitsgruppe *Atmosphärische Risiken* möchte ich für die angenehme, konstruktive und hilfsbereite Arbeitsatmosphäre danken. Namentlich sind dies Elody Fluck, Sandra Freudenstein, Daniel Köbele, Michael Kunz, Susanna Mohr, Bernhard Mühr, Heinz Jürgen Punge, Hans Schipper und Manuel Schmidberger. Dabei geht ein besonderer Dank an Susanna Mohr für so manche inhaltliche Erklärung, Hilfestellung bei Programmierproblemen sowie das Korrekturlesen dieser Arbeit. Auch Bernhard Mühr möchte ich für aufbauende Worte und vor allem erstklassige synoptische Hilfestellungen sowie Denkanstöße danken.

Des Weiteren danke ich Jana Campa für die kurzfristige Bereitstellung von dringend benötigten Daten und Julian Quinting für eine große Hilfestellung bei der Visualisierung der Ergebnisse. Auch Hans Schipper trug dazu durch seine hervorragenden Kenntnisse in GMT besonders hilfreich bei; vielen Dank.

Dem gesamten Diplomandenraum mit Sandra Freudenstein, Sarah Jäger, Daniel Köbele, Daniel Landvogt, Marlon Maranan, Lisa-Ann Quandt, Tobias Reinartz und Julia Wiegel möchte ich für das angenehme, wenn auch teils unruhige, Arbeitsklima danken. Bei Unklarheiten oder Fragen konnte mir von euch in vielen Fällen weitergeholfen werden.

Ein besonderer Dank geht an Julia Wiegel, die wenige Wochen zuvor ihre Arbeit abgeben konnte. Die teilweise etwas länger andauernden Kaffeepausen waren auf verschiedene Weisen stets hilfreich und ließen mich mit frischer Motivation an die Arbeit gehen. Auch Petra Kugel war, wenngleich selbst im Abgabestress, zu Beginn stets für Lösungen bei Programmierfragen zur Stelle.

Auf besondere Weise möchte ich meiner Familie danken. Meine Eltern haben mich während der gesamten Studienzeit vollkommen unterstützt und standen stets hinter mir und meinen Entscheidungen. Sie gaben mir durch finanzielle und persönliche Unterstützung überhaupt erst die Möglichkeit meinen Traum zu erfüllen. Vielen, vielen Dank! Meiner Schwester Sandra danke ich ganz herzlich dafür, dass sie immer zur Stelle war, wenn

ich sie brauchte und mich immer in meinem Vorhaben unterstützt hat. Deine freien Meinungsäußerungen haben mir so manches Mal die Augen geöffnet. Der gesamten Familie Päthe möchte ich für die vielfältige Unterstützung danken. Sei es ein Ferienjob, Unterkunft oder seelische Unterstützung in dunklen Zeiten, Ihr alle wart für mich da. Dafür danke ich euch sehr.

Ein Dank richtet sich ebenfalls an Angelika und Otto, für die aufbauenden Worte, als die Motivation neue Schübe benötigte. Herzlich bedanken möchte ich mich bei Angelika außerdem für das abschließende, sehr zeitaufwendige Korrekturlesen und die Unterstützung beim letzten Feinschliff.

Zum Schluss möchte ich der mir liebsten Person danken, für die hervorragende Unterstützung, für die aufbauenden Worte, wenn der Berg immer größer zu werden schien, für den Rückhalt, für das wiederholte Durchlesen der Arbeit, für das offene Ohr, auch bei unerfreulichen Nachrichten, für das Aufbauen, wenn ich verzweifelt war,... Ich danke Dir von ganzem Herzen Nici, es ist sehr schön, dass es Dich gibt. Ohne Dich wäre es mir viel schwerer gefallen.

Euch/Ihnen allen ein großes Dankeschön!

Erklärung

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

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

Karlsruhe, den 12. August 2013

Martin Busch

