Analyse der Umgebungsbedingungen während Hagelereignissen

Analysis of environmental conditions during hail events

Masterarbeit im Fach Meteorologie
von

Jan Wandel

Dezember 2017

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

Referent:	Prof. Dr. Michael Kunz
Korreferent:	Prof. Dr. Christoph Kottmeier

This document is licenced under the Creative Commons Attribution-ShareAlike 4.0 International Licence.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung **1**

2 Grundlagen **5**

2.1 Thermodynamische Grundlagen 5

2.1.1 Potentielle Temperatur 6

2.1.2 Äquivalentpotentielle Temperatur 6

2.1.3 Pseudoadiabatischer Temperaturgradient 7

2.1.4 Auftrieb 8

2.1.5 Stabilitätsmaße 9

2.2 Hochreichende Konvektion 10

2.3 Gewittersysteme 13

2.4 Konvektionsparameter und Gewitterproxys 17

2.4.1 Lifted Index 17

2.4.2 KO-Index 17

2.4.3 Lapse Rate 18

2.4.4 Niederschlagsfähiges Wasser 18

2.4.5 Null-Grad-Höhe 18

2.4.6 Vertikale Windscherung 19

2.4.7 Sturm-relative Helizität 19

2.5 Hagelbildung 20

2.5.1 Entstehung 20

2.5.2 Wachstum 21

3 Daten und Methoden **25**

3.1 Hagelereignisse aus Radardaten und ESWD-Meldungen 25

3.2 Reanalysedaten 28

3.2.1 ERA-Interim 28

3.2.2 CoastDATIII 29

3.3 Analyse der meteorologischen Umgebungsbedingungen 29

3.4 Kategorische Verifikation 30

3.5 Logistische Regression 32

4 Eigenschaften von Gewitter- und Hagelzügen **37**

4.1 Vergleich verschiedener Parameter 37

4.2 Vergleich der Zugrichtung der Hagelzüge mit Wind in mittlerer Troposphäre . . . 40

5 Meteorologische Umgebungsbedingungen bei Hagelereignissen 43
5.1 Hagelzuglänge und Korndurchmesser 43
5.1.1 Thermodynamische Variablen 44
5.1.2 Dynamische Variablen 56
5.2 Frontale und nicht-frontale Hagelzüge 64
5.3 Modellvergleich 73

6 Statistische Analyse der Hagelzüge 79
6.1 Dynamische Proxys 79
6.2 Schwellenwerte für dynamische und thermodynamische Proxys 82
6.3 Modelle zur Unterscheidung von Hagelereignissen 85

7 Zusammenfassung 89

1 Einleitung

In Mittel- und Westeuropa kommt es im Sommerhalbjahr immer wieder zur Entstehung von Gewittern mit unwetterartigen Begleiterscheinungen wie Starkregen, Hagel, Starkwindböen und Tornados. Jedes Jahr werden dadurch erhebliche Schäden verursacht, bei einzelnen Ereignissen liegen die Schadenssummen über einer Milliarde Euro (MunichRe, 2016). Hagelgewitter sind in weiten Teilen Mitteleuropas für die größten Elementarschäden an Gebäuden verantwortlich. Nach Kunz und Puskeiler (2010) machen die Hagelschäden beispielsweise in Baden-Württemberg 40% der Gesamtschäden durch Naturkatastrophen aus. Ende Juni 2016 verursachte ein Gewitter mit Hagel über der Niederlande und dem Nordwesten Deutschlands beispielsweise einen versicherten Schaden von ca. 1,6 Milliarden Euro (MunichRe, 2017). Am 27. und 28.07.2013 richteten zwei Hagelstürme in der Mitte und im Süden Deutschlands einen Gesamtschaden von 3,5 Milliarden Euro an (MunichRe, 2016). Dabei kam es in der Region südlich von Stuttgart zur Beschädigung von über 80.000 Gebäuden.
Der durch Hagel verursachte Schaden hängt maßgeblich von der Größe und Gewicht der Körner und der daraus resultierenden Fallgeschwindigkeit ab. Die Energie beim Aufprall nimmt mit der Korngröße zu (Gessler und Petty, 2013). Während bei landwirtschaftlich genutzten Flächen bereits bei kleinem Hagel von 1 - 2 cm Schäden auftreten können, ist dies bei Gebäuden ab einem Korndurchmesser von über 2 cm der Fall.

Damit in einer Wolke Hagel entstehen kann, muss es zunächst zur hochreichenden Konvektion in der Troposphäre kommen. Die Vorgänge auf der synoptischen Skala legen fest, ob überhaupt ein Potential für die Entstehung von hochreichender Konvektion vorhanden ist. Dabei gibt es besonders konvektionsförnernde und -hemmende Wetterlagen (Kapsch et al., 2012; Mohr und Kunz, 2013). Liegt eine konvektionsfördernde Wetterlage vor, lässt sich über die vertikale Windscherung eine Abschätzung der möglichen Organisationsform der Gewitter in Einzel-, Multi- oder Superzellen machen (Markowski und Richardson, 2010). Prozesse auf der lokalen Skala, wie beispielsweise Feuchteflusskonvergenzen oder thermisch direkte Zirkulationen, entscheiden dagegen ob es zur Konvektionsauslösung kommt (Kottmeier et al., 2008; Barthlott et al., 2010). Aufgrund der geringen räumlichen Auflösung können diese Mechanismen von den derzeitigen Wettervorhersagemodellen teilweise nicht richtig wiedergegeben werden.

Ein großes Problem bei der Analyse von Hagelstürmen liegt in der unzureichenden Beobachtung der Ereignisse. Aus diesem Grund werden bestimmte Signale von Fernerkundungsinstrumenten (z.B. Radar, Satelliten) verwendet, die auf Hagel in einer Gewitterzelle hinweisen (Mason, 1971; Kunz und Puskeiler, 2010; Kunz und Kugel, 2015; Punge et al., 2014). Den Radardaten kommt dabei aufgrund der hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung eine besondere Bedeutung zu (Rinehart, 1991). Als Kriterium für die Detektion von Hagel wird in einigen Arbeiten ein Schwel-

lenwert der Radarreflektivität von 55 dBZ verwendet (Puskeiler, 2009; Kunz et al., 2012). Fluck (2017) identifizierte mit diesem Verfahren mehr als 21 000 Gewitterzugbahnen in Deutschland, Frankreich, Belgien und Luxemburg aus den Jahren 2005 - 2014. Da auch bei diesen Gewitterzügen nicht alle Ereignisse mit Hagel am Boden verbunden sind, kombinierte Baumstark (2017) die radarbasierten Gewitterzüge mit Bodenmeldungen aus der European Severe Weather Database (ESWD).
Die ESWD erfasst extreme Wetterereignisse (Tornados, Hagel, Starkwindböen und Starkniederschlägen) aus allen europäischen Ländern (Dotzek et al., 2009). Sie wurde 2004 gegründet, um dem Problem der fehlenden Bodenmeldungen zu begegnen. Die Quellen der Meldungen reichen von geschulten Beobachtern, über Wetterstationen bis hin zu Sturmjägern und aufmerksamen Privatpersonen. Bei den Hagelstürmen wird in der Regel der größte beobachtete Hagelkorndurchmesser gemeldet.
Durch die Verschneidung der Gewitterzügen mit Bodenmeldungen steht erstmalig ein umfangreicher Datensatz mit knapp 1000 Hagelereignissen aus Deutschland, Frankreich und Belgien zur Verfügung. Zu jedem Ereignis liegt eine Liste mit Intensitätsmerkmalen (beispielsweise Zugbahnlänge und maximaler Hagelkorndurchmesser) vor.

Ziel dieser Arbeit ist es das Wissen um die vorherrschenden Umgebungsbedinugen bei Hagelereignissen in Mitteleuropa zu erhöhen und durch die ideale Kombination verschiedener thermodynamischer und dynamischer Variablen eine bessere Unterscheidung von Hagelereignissen unterschiedlicher Intensitäten zu erhalten. Thermodynamische und dynamische Variablen sind dabei geeignete Proxys um das Potentials für die Entstehung von Gewittern mit Hagel abzuschätzen (Kunz, 2007; Groenemeijer und Van Delden, 2007).

Zur Untersuchung der Umgebungsbedingungen werden die Hagelereignisse in verschiedene Klassen abhängig vom maximalen Kornduchmesser und der Zugbahnlänge unterteilt und für die einzelnen Klassen Mittelwert, Median und Perzentile der thermodynamischen und dynamischen Proxys bestimmt. Dadurch ergeben sich aufgrund der umfangreichen Stichprobe erstmalig repräsentative mittlere Umgebungsbedingungen für Hagelereignisse unterschiedlicher Intensität. Die Hagelgewitter können darüber hinaus nach der Frontenanalyse von Schemm et al. (2015) und Schemm und Sprenger (2015) in frontale und nicht-frontale Ereignisse unterteilt werden. Damit sind Aussagen über den Zusammenhang einzelner Proxys zu Kaltfronten möglich. Für die Analysen stehen zwei Reanalysedatensätze mit unterschiedlicher Auflösung zur Verfügung, wodurch die Ergebnisse miteinander verglichen werden können.
Zur Bestimmung der Güte der thermodynamischen und dynamischen Proxys für die Unterscheidung von Hagelereignissen verschiedener Intensitäten werden mit dem Verfahren der kategorischen Verifikation Schwellenwerte bestimmt. Die logistische Regression ermöglicht anschließend die Kombination verschiedener Proxys zur Abschätzung der Wahrscheinlichkeit für potentiell starken Hagel.

Kapitel 2 diskutiert zunächst die thermodynamischen Grundlagen, die für das Verständnis der Entstehung von Gewittern mit Hagel notwendig sind. Kapitel 3 beinhaltet die verwendeten Methoden zur Analyse der Hagelereignisse. Die Ergebnisse dieser Arbeit umfassen zunächst Eigenschaften

von Gewittern und Hagelgewittern. Anschließend werden in Kapitel 5 die meteorologischen Umgebungsbedingungen bei Gewittern mit Hagel betrachtet und in Kapitel 6 verschiedene Schwellenwerte für dynamische und thermodynamische Proxys zur Unterscheidung von Hagelgewittern bestimmt. Abschließend fasst Kapitel 7 die Ergebnisse zusammen.

2 Grundlagen

Dieses Kapitel beschreibt zunächst die thermodynamischen Grundlagen bezüglich der Entstehung hochreichender Konvektion und diskutiert die mögliche Organisationsformen von Gewittersystemen. Anschließend werden die dynamischen und thermodynamischen Variablen vorgestellt, die in dieser Arbeit zur Untersuchung der Umgebungsbedingungen bei Hagelgewittern verwendet werden. Die Prozesse innerhalb der Gewitterwolke, welche zur Hagelbildung und zum anschließenden Wachstum der Körner führt, schließen das Kapitel zu den meteorologischen Grundlagen ab.

2.1 Thermodynamische Grundlagen

Die vertikale Schichtung der Troposphäre ist entscheidend für die Entstehung von hochreichender Konvektion. Um ein abgeschlossenes Luftvolumen beim Aufstieg oder Absinken betrachten zu können, wird in vielen Fällen die Paketmethode nach Rossby (1932) angewendet. Dabei kann ein solches Luftvolumen vertikal beispielsweise durch externe Hebungsantriebe oder bodennahe Inhomogenitäten befördert werden. Die Veränderung der Eigenschaften des Volumens beschreibt der erste Hauptsatz der Thermodynamik. Für ein Gas mit unveränderlicher Zusammensetzung in einem homogenen, geschlossenen System gilt dann:

$$\mathrm{d}u = \delta q + \delta w. \tag{2.1}$$

Dabei steht du für die Änderung der inneren Energie, δq bezeichnet die dem Volumen zugeführte beziehungsweise entzogene Wärmeenergie und δw steht für die verrichtete Arbeit. Für ein ideales Gas ist die Änderung der inneren Energie proportional zur Temperaturänderung und mit der spezifischen Wärmekapazität bei konstantem Volumen c_v gegeben durch d$u = c_v dT$. Die verrichtete Arbeit des Gases lässt sich ausdrücken durch $\delta w = -pd\alpha$. Hierbei gibt p den Luftdruck und α das spezifische Volumen (= ρ^{-1} mit ρ als Luftdichte) an. Gleichung (2.1) lässt sich mit den genannten Beziehungen schreiben als:

$$\delta q = c_v dT + p\,\mathrm{d}\alpha. \tag{2.2}$$

Die Zustandsgleichung für ein ideales Gas lautet:

$$\alpha = \frac{R_L \cdot T}{p}, \tag{2.3}$$

mit der spezifischen Gaskonstanten für trockene Luft R_L. Gleichung (2.3) zusammen mit der Beziehung zwischen der spezifischen Wärmekapazität bei konstantem Volumen und konstantem Druck ($c_v = -R + c_p$) ergibt nach Einsetzen in (2.2):

$$\delta q = c_p\,\mathrm{d}T - \alpha\,\mathrm{d}p. \tag{2.4}$$

Bei adiabatischen Zustandsänderungen wird dem idealen Gas keine Wärme zugeführt oder entzogen und δq ist gleich Null. Die am Luftpaket verrichtete Arbeit bestimmt dann ausschließlich die Änderung der Temperatur. Durch Differenzierung der Gleichung (2.4) nach ∂z folgt:

$$0 = c_p \cdot \frac{\partial T}{\partial z} - \alpha \frac{\partial p}{\partial z}. \tag{2.5}$$

Die Änderung des Drucks mit der Höhe lässt sich im hydrostatischen Gleichgewicht durch $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho\, g$ ausdrücken mit g als Schwerebeschleunigung. Nach Umstellen der Terme ergibt sich:

$$-\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{g}{c_p} \equiv \Gamma_{\mathrm{D}}. \tag{2.6}$$

Gleichung (2.6) gibt die Änderung der Temperatur mit der Höhe unter adiabatischen Bedingungen an und wird auch als trockenadiabatischer Temperaturgradient Γ_{D} bezeichnet. Γ_{D} ist gegeben durch $\approx 0{,}0098\,\mathrm{K\,m^{-1}}$ (Vallis, 2006).

2.1.1 Potentielle Temperatur

Die Temperaturänderung eines Gases geschieht unter adiabatischen Bedingungen ausschließlich durch verrichtete Arbeit am Luftvolumen. Es bietet sich daher an, eine Temperatur einzuführen, welche für adiabatische Vorgänge erhalten ist (Vallis, 2006).
Aus Gleichung (2.2) für adiabatischen Bedingungen in Verbindung mit der Zustandsgleichung für ideale Gase folgt:

$$\mathrm{d}T = \frac{R_L}{c_p\, p}\,\mathrm{d}p. \tag{2.7}$$

Logarithmieren und umformen von (2.7) ergibt:

$$\frac{d\ln(T)}{T} = \frac{R_L}{c_p}\,\frac{d\ln(p)}{p}. \tag{2.8}$$

Anschließende Integration und Einsetzten der Grenzen führt zu der Formel für die potentielle Temperatur θ:

$$\theta = T \cdot \left(\frac{p_r}{p}\right)^{\frac{R}{c_p}}. \tag{2.9}$$

θ ist die Temperatur, die ein Gas annimmt, wenn es adiabatisch von einem Druckniveau p mit Temperatur T auf ein Referenzdruckniveau (meist 1000 hPa) gebracht wird. Für adiabatische Vorgänge ist θ erhalten:

$$\frac{\mathrm{d}\theta}{\mathrm{d}t} = 0. \tag{2.10}$$

2.1.2 Äquivalentpotentielle Temperatur

Die potentielle Temperatur ist bei Hebunsgvorgängen eines Luftvolumens so lange erhalten, bis es zur Kondensation kommt. Beim Kondensationsprozess wird Wärme freigesetzt, die anschließend dem Luftvolumen zugeführt wird.

Die äquivalentpotentielle Temperatur θ_e berücksichtigt die Vorgänge beim Kondensationsprozess innerhalb der Wolke. Zur Berechnung der Größe wird angenommen, dass die gesamte Feuchtigkeit innerhalb eines Luftvolumens bei der vertikalen Verfrachtung auskondensiert. Die frei werdende Wärmeenergie wird dem Volumen zugeführt. Sobald die gesamte Feuchtigkeit auskondensiert ist, wird das Luftvolumen wieder trockenadiabatisch auf ein Referenzniveau zurückgeführt (Holton und Hakim, 2012).

Ausgehend vom ersten Hauptsatz der Thermodynamik (2.1) und der Gleichung für die potentielle Temperatur (2.9) ergibt sich:

$$-L_v \,\mathrm{d}r \approx c_p \cdot T \,\mathrm{d}\ln(\theta). \tag{2.11}$$

Dabei bezeichnet dr das differentielle Mischungsverhältnis und $L_v = 2,5 \cdot 10^6\ \mathrm{J\,kg^{-1}}$ ist die spezifische Verdampfungswärme, welche beim Phasenübergang von der Gasphase in die flüssige Phase von latenter in sensible Wärme überführt wird. Integrieren von (2.14) führt zu:

$$\theta_e \approx \theta \exp\left(\frac{L_v\, r_s}{c_p T}\right) \tag{2.12}$$

Eine sehr gute Näherungsformel für die äquivalent-potentiellen Temperatur gibt Bolton (1980) an:

$$\theta_e = T_k \cdot \left(\frac{1000}{p}\right)^{0.2854(1-0.28\cdot 10^{-3}\, r)} \cdot \exp\left[\left(\frac{3.376}{T_l} - 0.00254\right) \cdot r(1 + 0.81 \cdot 10^{-3}\, r)\right] \tag{2.13}$$

Dabei ist T_k die absolute Temperatur, T_l die Temperatur im Hebungskondensationsniveau (siehe Kap. 2.2) und r das Mischungsverhältnis in $\mathrm{g\,kg^{-1}}$. T_l ist mit der Taupunktstemperatur T_D gegeben durch:

$$T_l = \frac{1}{\frac{1}{T_D - 56} + \frac{\ln(T_k/T_D)}{800}} + 56 \tag{2.14}$$

2.1.3 Pseudoadiabatischer Temperaturgradient

Der trockenadiabatische Temperaturgradient Γ_D ist nur für Vorgänge erhalten, bei denen keine diabatischen Wärmeübergänge stattfinden. Findet bei der vertikalen Verfrachtung eines Luftvolumens Kondensation statt, steht die freiwerdende Kondensationswärme dem Luftpaket zur Verfügung. Nach Gleichung (2.4) führt die Zufuhr von Wärmeenergie zu einer Veränderung der inneren Energie des Luftvolumens und damit zu einer Erhöhung der Temperatur.

Die Temperaturabnahme innerhalb einer Wolke wird durch den pseudoadiabatischen Temperaturgradient beschrieben. Ausgehend vom ersten Hauptsatz in Gleichung (2.4) ergänzt durch den Term für die diabatischen Wärmeübergänge gilt:

$$0 = c_p\, dT - \alpha\, dp + L_v\, dr_s, \tag{2.15}$$

mit dem Mischungsverhältnis bei Sättigung r_s. Mit der Gleichung für die potentielle Temperatur und der Zustandsgleichung für ideale Gase lässt sich (2.15) für die vertikale Änderung schreiben als:

$$\frac{\mathrm{d}\ln(T)}{\mathrm{d}z} - \frac{R_L}{c_p}\frac{\mathrm{d}\ln(p)}{\mathrm{d}z} = -\frac{L_v}{c_p T}\frac{\mathrm{d}r_s}{\mathrm{d}z}. \tag{2.16}$$

Daraus lässt sich unter Verwendung der hydrostatischen Approximation nach zahlreichen Umformungen der pseudoadiabatische Temperaturgradient Γ_s bestimmen (Holton und Hakim, 2012):

$$\Gamma_s \equiv -\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z} = \Gamma_D \frac{[1 + L_c r_s / (R_L T)]}{[1 + \varepsilon L_c^2 r_s / (c_p R_L T^2)]}, \tag{2.17}$$

mit $\varepsilon = R_L/R_d \approx 0{,}622$, wobei R_D die Gaskonstante für feuchte Luft ist. Der pseudoadiabatische Temperaturgradient ist, aufgrund der beim Hebungsprozess von latenter in sensible Wärme überführten Energie, immer kleiner als der trockenadiabatische.

Bei höheren Temperaturen kann ein Luftvolumen nach der Clausis-Clapeyron Gleichung mehr Wasserdampf aufnehmen. Kommt es im Luftvolumen zu Kondensation wird hierbei folglich mehr latente in sensible Wärme überführt. Der pseudoadiabatische Temperaturgradient reicht dadurch von ungefähr $0{,}004\,\mathrm{K\,m^{-1}}$ in warmen und feuchten bis $0{,}0098\,\mathrm{K\,m^{-1}}$ bei kühleren und trockeneren Luftmassen.

2.1.4 Auftrieb

Der Aufstieg eines Luftvolumens in der Troposphäre kann verschiedene Ursachen haben. Externe Hebungsantriebe oder orographische Hindernisse können ebenso zu einer Vertikalbewegung führen wie lokale Dichteanomalien. So kann ein Luftvolumen beispielsweise aufsteigen, wenn es durch starke Sonneneinstrahlung besonders erwärmt wird und das Volumen dann eine größere Temperatur und folglich eine geringere Dichte als die Umgebung aufweist. Ausgehend von der Bewegungsgleichung für die Vertikalkomponente im kartesischen Koordinatensystem wird in diesem Abschnitt die Gleichung für den Auftrieb B hergeleitet. Unter Vernachlässigung der Reibungskraft lässt sich die Bewegungsgleichung schreiben als (Markowski und Richardson, 2010):

$$\rho \frac{\mathrm{d}w}{\mathrm{d}t} = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g, \tag{2.18}$$

mit der Vertikalgeschwindigkeit w. Der Luftdruck p und die Luftdichte ρ werden im Folgenden in einen horizontalen homogenen Grundzustand und Abweichungen davon zerlegt:

$$\rho = \bar{\rho} + \rho' \tag{2.19}$$

und

$$p = \bar{p} + p'. \tag{2.20}$$

Nach Einsetzen in die Bewegungsgleichung (2.18) und Division durch $\bar{\rho}$ folgt:

$$\frac{\mathrm{d}w}{\mathrm{d}t} + \frac{\rho'}{\bar{\rho}}\frac{\mathrm{d}w}{\mathrm{d}t} = -\frac{1}{\bar{\rho}}\frac{\partial \bar{p}}{\partial z} - \frac{1}{\bar{\rho}}\frac{\partial p'}{\partial z} - g - \frac{\rho'}{\bar{\rho}} g. \tag{2.21}$$

Mit der hydrostatischen Approximation und unter Verwendung der Boussinesq-Approximation $\rho' \ll \bar{\rho}(z)$ ergibt sich (2.21) zu:

$$\frac{\mathrm{d}w}{\mathrm{d}t} = -\frac{1}{\bar{\rho}}\frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\bar{\rho}}g = -\frac{1}{\bar{\rho}}\frac{\partial p'}{\partial z} - B \tag{2.22}$$

Der letzte Term der Gleichung wird als Auftrieb bezeichnet. In den Auftrieb fließt das Verhältnis von lokalen Dichteanomalien im Vergleich zur mittleren Umgebungsdichte ein. Mit der Zustandsgleichung für ideale Gase und für kleine Druckstörungen lässt sich B auch schreiben als:

$$B = -g\frac{\rho'}{\bar{\rho}} \approx g\frac{T_v'}{\bar{T}_v} = g\left(\frac{T_{v,p} - T_v}{\bar{T}_v}\right), \tag{2.23}$$

mit der virtuellen Temperatur $T_v \approx T\,(1 + 0.61 \cdot q)$ und der spezifischen Feuchte q. Ist die virtuelle Temperatur des Luftvolumens $T_{v,p}$ größer als die der Umgebung (T_v), erfährt das Volumen einen positiven Auftrieb und kann in größere Höhen aufsteigen.

2.1.5 Stabilitätsmaße

Damit ein Luftvolumen aufsteigen kann, muss die Temperaturabnahme der Umgebungsluft größer sein als der trocken- bzw. feuchtadiabatische Temperaturgradient. In diesem Fall liegt eine labile Schichtung vor (Kraus, 2007; Etling, 2008). Nur bei einer labilen Schichtung der Troposphäre kann es zu hochreichender Konvektion kommen. Neben labil kann die Atmosphäre auch neutral oder stabil geschichtet sein.

Thermische Stabilität

Im Falle eines ungesättigten Luftvolumens liegt eine thermisch stabile Schichtung vor, wenn der vertikale Temperaturgradient Γ geringer als der trockenadiabatische Temperaturgradient Γ_D ist. Ein Luftvolumen, welches aus seinem ursprünglichen Zustand vertikal gehoben wird, kehrt bei dieser Schichtung in seinen Ursprungszustand zurück (Holton und Hakim, 2012). Die potentielle Temperatur θ nimmt mit der Höhe zu.

Bedingte Instabilität

Im Falle der Sättigung des Luftvolumens kann es trotz Zunahme der potentiellen Temperatur mit der Höhe zu einem weiteren Aufstieg des Luftvolumens kommen. Dies wird als bedingte Labilität (Instabilität) bezeichnet. Die bedingte Labilität lässt sich über den Gradienten der äquivalentpotentiellen Temperatur ausdrücken. Nimmt θ_e mit der Höhe ab, ist die Atmosphäre zumindest bedingt labil geschichtet (Holton und Hakim, 2012). Falls θ ebenfalls mit der Höhe abnimmt, ist eine absolute Labilität vorhanden.

Potentielle Instabilität

Eine Luftsäule wird als potentiell instabil bezeichnet, wenn sie im nach der Hebung eine labile Schichtung aufweisen würde. Enthält die Säule in den unteren Schichten genügend Feuchtigkeit, tritt hier beim Hebungsprozess zuerst Kondensation auf. Während die Abkühlung in der Folge

pseudoadiabatisch verläuft, erfolgt die Temperaturabnahme weiter oben trockenadiabatisch. Dadurch vergrößert sich der vertikale Temperaturgradient innerhalb der Luftschicht und es tritt eine zunehmende Destabilisierung aufgrund von Hebung auf (Markowski und Richardson, 2010).

Latente Instabilität

Wird ein Luftpaket mit genügend Feuchtigkeit aus unteren Schichten in eine trockene Umgebung bedingter Labilität gehoben, kann es hier zur Kondensation kommen. Das gehobene Luftpaket wäre in der Folge wärmer als die Umgebung und kann dann weiter aufsteigen. Dieser Vorgang wird als latente Instabilität bezeichnet. Die latente Instabilität bezieht im Vergleich zur potentiellen und der bedingten Instabilität direkt den Auftrieb B ein. Die Präsenz von potentieller und bedingter Instabilität stellt im Gegensatz zur latenten Instabilität nicht den Auftrieb des Luftpaktes nach der Hebung in ein bestimmtes Niveau sicher. Darüber hinaus liegt bei der Existenz von latenter Instabilität nach Groenemeijer (2009) auch potentielle und bedingte Instabilität vor. Anders herum ist dies allerdings nicht der Fall. Der latenten Instabilität kommt daher eine besondere Bedeutung als Stabilitätsmaß zu (Groenemeijer, 2009).

2.2 Hochreichende Konvektion

Hochreichende Konvektion ist die Voraussetzung für die Entstehung von Gewittern mit Hagel. Allgemein wird mit Konvektion das Mitführen von Materie eines strömenden Fluids bezeichnet. In der Meteorologie handelt es sich um Vertikalbewegungen bei denen Energie, Impuls und Masse transportiert werden. Es gibt zwei Arten der Konvektion: flache Konvektion hat eine vertikale Ausdehnung bis in die mittlere Troposphärenregion, während hochreichende Konvektion meist die gesamte Troposphäre erfasst.

Ein hohes Maß an bodennaher Feuchte wird zur Entstehung von hochreichender Konvektion ebenso benötigt wie eine labile Schichtung. Eine solche Luftschichtung ermöglicht es dem Luftvolumen ab dem Niveau der freien Konvektion (NFK) ohne externen Hebungsantrieb weiter aufzusteigen (Abb. 2.1). In diesem Höhenniveau entspricht die Temperatur des Luftpakets der Temperatur der Umgebungsluft. In den Luftschichten darüber ist das Luftpaket wärmer und erfährt aufgrund der geringeren Dichte im Vergleich zur Umgebung einen positiven Auftrieb. Der Aufstieg des Luftvolumens ist bis zum Niveau des neutralen Aufstiegs (NNA) möglich. Ab diesem Niveau ist die Umgebung wieder wärmer als das Luftvolumen.

Bei einem erzwungenen Hebungsvorgang kühlt sich das Luftpaket zunächst trockenadiabatisch ab. Wird das Hebungskondensationsniveau (HKN, engl. lifting condensation level, LCL) erreicht, tritt Kondensation auf. Im Stüve Diagramm lässt sich dieser Vorgang anhand einer fiktiven Temperaturkurve nachvollziehen (Abb. 2.1). Das HKN berechnet sich aus dem Schnittpunkt der Trockenadiabaten mit der Kurve für das konstante Sättigungsmischungsverhältnis ausgehend von der Taupunktstemperatur am Boden. Ab dem HKN berechnet sich die weitere Temperaturabnahme mit der Höhe mittels des pseudoadiabatischen Temperaturgradienten.

Erwärmt die Sonneneinstrahlung die Grenzschicht im Tagesverlauf besonders stark, findet eine Labilisierung der bodennahen Luftschichten statt. Dadurch kann die Luft teilweise auch ohne externe Hebungsantriebe bis zum Niveau der freien Konvektion aufsteigen. Neben der Stärke

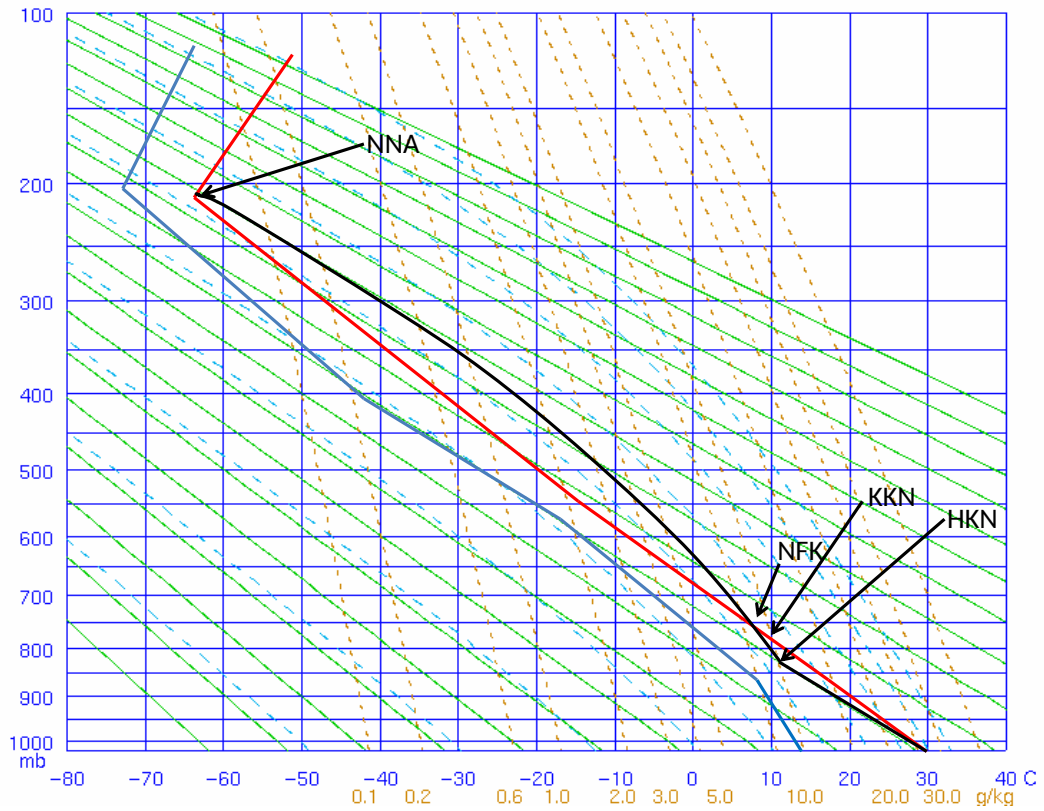


Abbildung 2.1: Stüve-Diagramm für einen idealisierten Temperatur- und Hebungsverlauf. Die y-Achse enthält p^{κ}, mit $\kappa = R/c_p$ und auf der x-Achse ist die Temperatur T eingezeichnet. Die Trocken- und Pseudoadiabaten (grün und blau gestrichelt) und das konstante Sättigungsmischungsverhätnis (braun gestrichelt) komplettieren das Diagramm. Bei einem idealisierten Temperatur- und Taupunktsverlauf (rote und dunkelblaue Kurve) ergibt sich die Hebungskurve (schwarz) mit den verschiedenen Niveaus (beschriftet).

der Sonneneinstrahlung bestimmen auch Feuchteinhomogenitäten und das Temperaturfeld, ob es örtlich zur Entstehung von hochreichender Konvektion kommt (Corsmeier et al., 2011). Damit ein Luftvolumen allein durch den thermischen Auftrieb bis zum Kumuluskondensationsniveau (KKN) aufsteigen kann, muss am Boden die Auslösetemperatur erreicht werden. Das KKN berechnet sich aus dem Schnittpunkt der Temperaturkurve der Umgebungsluft mit der Kurve für das Sättigungsmischungsverhältnis ausgehend vom Taupunkt am Boden (Abb. 2.1). Die Auslösetemperatur resultiert dann aus dem trockenadiabatischen Abstieg vom KKN zum Boden.

Um ein Luftpaket bis zum NFK anzuheben, bedarf es in der Regel eines Hebungsantriebs (Doswell III et al., 1996). So wird Luft beispielsweise beim Überströmen eines Bergs (orographische Hebung) oder beim Zusammenströmen verschiedener Luftmassen an Konvergenzlinien gehoben. An Kaltfronten kann auftretende Querzirkulation Hebung auslösen und im Zusammenhang mit synoptischen Tiefdrucksystemen kommt es an der Vorderseite in der Regel durch mit der Höhe zunehmender positive Vorticityadvektion oder durch Warmluftadvektion zu Hebung. Die Omega-

Gleichung fasst die synoptisch-skaligen Vorgänge in einer Gleichung für die Vertikalgeschwindigkeit zusammen:

$$\left(\sigma\nabla^2 + f_0^2\frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)\omega = -f_0\frac{\partial}{\partial p}[-\mathbf{v}_g\cdot\nabla_p(\zeta_g+f)] - \frac{R_L}{p}\nabla^2[-\mathbf{v}_g\cdot\nabla_p T] - \frac{R_L}{c_p p}\nabla^2 H \tag{2.24}$$

Dabei ist σ ein Stabilitätsparameter, f und f_0 der Coriolisparameter und der Coriolisparameter auf der β Ebene, $\mathbf{v}_g$ steht für den geostrophischen Wind und ζ_g gibt die relative Vorticity des geostrophischen Winds an. Die linke Seite der Gleichung ist proportional zu ω und damit proportional zum Negativen der Vertikalgeschwindigkeit w.
Der erste Term auf der rechten Seite beschreibt die Vertikalbewegungen, die aus der vertikalen Änderung der absoluten Vorticityadvektion resultieren. Eine Advektion mit der Höhe zunehmender positiver Vorticity sorgt dabei ebenso für Hebung wie die Advektion mit der Höhe abnehmender negativer Vorticity. Zur Hebung kommt es auch an dem Ort mit der stärksten Zunahme der Warmluftadvektion (bzw. am Ort mit der stärksten Abnahme). Dies wird durch den zweiten Term auf der rechten Seite der Gleichung ausgedrückt. Die Summe aller diabatischen Prozesse sind im letzten Term in H zusammengefasst. Bei der Kondensation oder beim Gefriervorgang wird Wärme frei, die anschließend dem Luftvolumen zugeführt wird und in einer Temperaturerhöhung resultiert. Dies kann ebenfalls zu einer positiven Vertikalgeschwindigkeit führen.

Unterhalb des NFK weist das Luftvolumen beim Aufstieg eine größere Dichte als die Umgebungsluft auf. Die Energie, die insgesamt aufgewendet werden muss, um das Volumen vom Boden bis zum NFK zu heben, wird als konvektive Hemmung (engl. convective inhibition, CIN) bezeichnet. Die CIN berechnet sich aus der Integration des Auftriebs vom Boden bis zum NFK:

$$CIN = \int_{Boden}^{NFK} B = \int_{Boden}^{NFK} g\left(\frac{T_{v,p}-T_v}{T_v}\right)dz. \tag{2.25}$$

Da die Temperatur des Luftvolumens bis zum NFK kälter ist als die Umgebung, ergeben sich negative Werte für die CIN. Meistens ist eine CIN in den Sommermonaten in Mitteleuropa in den unteren Troposphärenschichten vorhanden. Bei zu geringer CIN bilden sich, bei morgendlicher Sonneinestrahlung, meist frühzeitig Kumuluswolken und es kommt nicht zur Entstehung von hochreichender Konvektion. Liegt die CIN am Morgen zwischen 50 und 150 $\mathrm{J\,kg^{-1}}$ ist die Wahrscheinlichkeit für die Entstehung von schweren Gewittern mit Hagel erhöht (Kunz und Kottmeier, 2005).
Ab dem NFK ist die Umgebung dagegen kälter als das Luftpaket und eine Integration des Auftriebs führt hier zu positiven Werten. Die Energie, die dem Luftvolumen ab dem NFK zur Verfügung steht, wird als konvektive verfügbare potentielle Energie (engl., convective available potential energy, CAPE) bezeichnet. Die Integrationsgrenzen liegen zwischen dem NFK und dem Niveau des neutralen Aufstiegs (NNA, engl. level of neutral buyoncy, LNB):

$$CAPE = \int_{NFK}^{NNA} g\left(\frac{T_{v,p}-T_v}{T_v}\right)dz. \tag{2.26}$$

Ab dem NNA ist die Umgebung wieder wärmer als das Luftvolumen, wodurch dieses nicht weiter aufsteigen kann. Die CAPE ist ein Maß für die Labilität der Troposphäre und liefert darüber

hinaus eine erste Abschätzung für die maximal mögliche thermodynamische Vertikalgeschwindigkeit innerhalb eines Gewitters. Dabei wird die Proportionalität zwischen dem Auftrieb B und der Vertikalgeschwindigkeit w verwendet:

$$w_{max} = \left(2\int_{z_{NFK}}^{z_{NNA}} B\,dz\right)^{\frac{1}{2}} = \sqrt{2CAPE}. \tag{2.27}$$

In der Realität schwächt beispielsweise das Einmischen von trockener Umgebungsluft den Auftrieb in der Wolke ab (Weisman und Klemp, 1982). Daher ist die Vertikalgeschwindigkeit innerhalb eines Gewitters meist geringer als w_{max}.

Die Vorhersage von hochreichender Konvektion stellt eine große Herausforderung für numerische Wettermodelle dar. Ein Grund für die Schwierigkeit liegt in den unterschiedlichen Skalen, auf denen die Konvektionsauslösung abläuft. Vom thermischen Aufwind bis hin zum synoptischen Hebungsantrieb kann hochreichende Konvektion von zahlreichen Vorgängen beeinflusst werden. Sind die synoptisch-skaligen Einflüsse gering, ist die planetare Grenzschicht entscheidend für die Auslösung von hochreichender Konvektion (Barthlott et al., 2010).
Unsicherheiten bei der Vorhersage von hochreichender Konvektion durch CIN und CAPE gibt es auch aufgrund der geringen Repräsentativität eines Radiosondenaufstiegs für weiter entfernte Gebiete. Der Zustand der Atmosphäre variiert zeitlich und räumlich sehr stark. Gerade bei den Vorgängen der hochreichenden Konvektion können schon eine Temperaturänderung von einem Grad und eine geringe bodennahe Feuchterhöhung zur Auslösung führen. Die Annahme eines konstanten Mischungsverhältnisses beim trockenadiabatischen Aufstieg ist in Fällen mit einmischender Umgebungsluft ebenfalls nicht korrekt. Auch eine kräftige vertikale Windscherung kann zur Verzögerung der Konvektionsauslösung führen (Markowski und Richardson, 2010).

2.3 Gewittersysteme

Gewitter können sich in verschiedenen Formen organisieren. Anhand der charakteristischen Eigenschaften der Zellen wird üblicherweise zwischen Einzel-, Multi- und Superzellen sowie mesoskaligen konvektiven Systemen (MCS) unterschieden. Sie variieren in der räumlichen Ausdehnung, der Lebensdauer und dem Gefahrenpotential. Die Anordnung der Gewitter in einer Gewitterlinie (engl. Squall Line) ist eine spezielle Unterart der MCS. Die Entstehung wird maßgeblich von der vertikalen Windscherung in der Umgebung der Zellen bestimmt (Abb. 2.2). Die Windscherung $\mathbf{S}$ ist gegeben durch die Änderung des Horizontalwinds $\mathbf{v}_h$ mit der Höhe:

$$\mathbf{S} = \frac{\partial \mathbf{v}_h}{\partial z}, \tag{2.28}$$

üblicherweise wird die Differenz des Betrags des Horizontalwinds am Boden und in 6 km Höhe als vertikale Windscherung bezeichnet.

Der Wind gemittelt über die Vertikalerstreckung der Zellen oder im 500 hPa Niveau bestimmt in der Regel die Zugrichtung und Geschwindigkeit der Gewitterzellen. Für jede Zelle lässt sich der

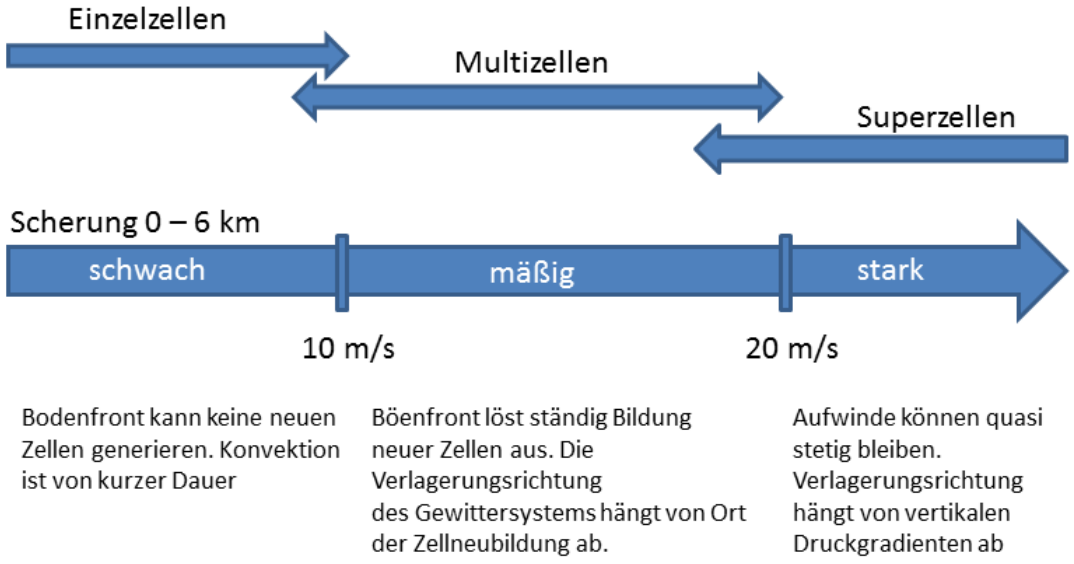


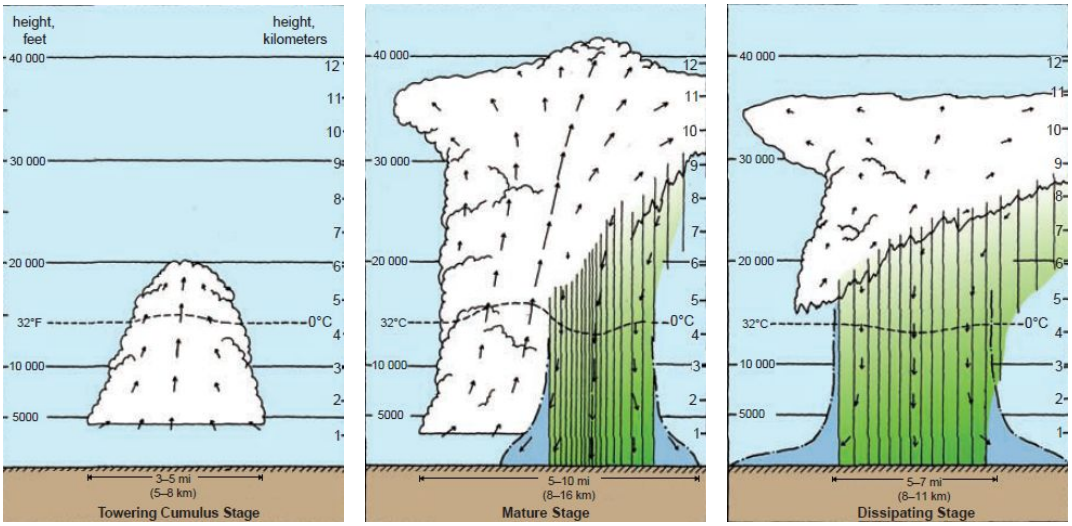
Abbildung 2.2: Organisationsformen von Gewitterzellen in Abhängigkeit von der vertikalen Windscherung nach Markowski und Richardson (2010)

sturm-relative Windvektor (**v** - **c**) aus dem Verlagerungsvektor (**c**) der Zelle und dem Windvektor (**v**) bestimmen.

Im Folgenden werden die drei typischen Organisationsformen der Einzel-, Multi- und Superzelle näher betrachtet.

Einzelzellen

Einzelne Gewitterzellen entstehen bevorzugt bei einer schwachen vertikalen Windscherung zwischen 0 und 10 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ und weisen eine relativ kurze Lebensdauer von ungefähr einer Stunde auf. Zu Beginn des Entwicklungsprozesses führt ein Aufwind in der Grenzschicht zur Bildung einer hochreichenden Kumuluswolke. In der Wolke entstehen Regentropfen und in größeren Höhen Graupel- und kleine Hagelkörner. Sobald die Tropfen und Körner groß und schwer genug sind, fallen sie während des Reifestadiums im Bereich des Aufwinds nach unten und generieren einen Abwind, der sich nach Erreichen des Bodens horizontal in alle Richtungen ausbreitet (Abb. 2.3b). Dadurch kann warme und feuchte Umgebungsluft nicht mehr in den Aufwindbereich einströmen und der Aufwind sowie die Gewitterzelle lösen sich im Dissipationsstadium auf. Entlang der Böenfront wird durch den Abwind negative horizontale Vorticity generiert (Abb. 2.4a). Aufgrund der geringen vertikalen Windscherung in der Umgebung der Zelle reicht die Hebung an der Böenfront nicht aus, um die Luft bis zum NFK zu heben. Daher kommt es im Umfeld von Einzelzellen bei geringer vertikaler Windscherung zu keiner Bildung von neuen Gewitterzellen. Meist sind Einzelzellen mit einem geringen synoptischen Hebungsantrieb verbunden und bilden sich bevorzugt am Nachmittag zum Zeitpunkt der größten Erwärmung der Grenzschicht (Markowski und Richardson, 2010).



(a) Entstehungsstadium (b) Reifestadium (c) Dissipationsstadium

Abbildung 2.3: Verschiedene Stadien einer Einzelzelle nach Byers und Braham (1949) und Doswell III (1985)

Multizellen

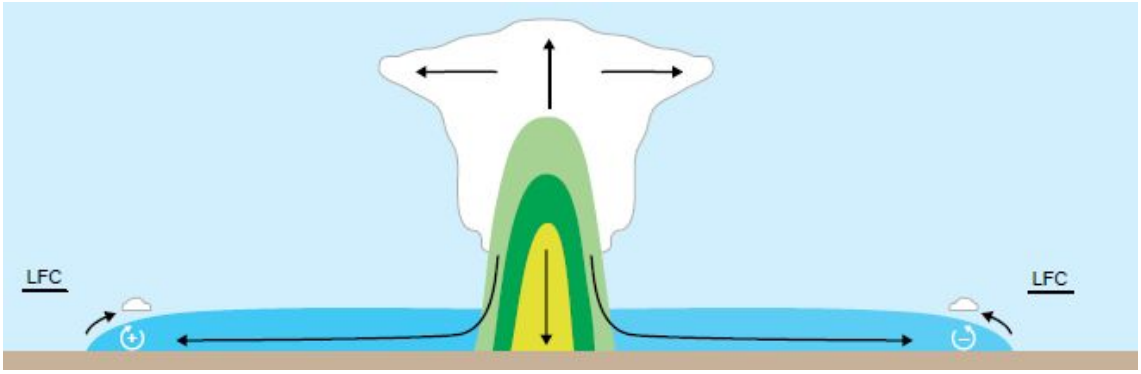
Als Multizellen werden Gewitter bezeichnet, die sich aus mehreren Einzelzellen zusammenschließen. So befindet sich beispielsweise eine Zelle im Entwicklungsstadium, eine andere hat das Reifestadium erreicht und eine dritte Zelle ist dabei zu dissipieren.

Die einzelnen Zellen weisen eine Lebensdauer von ca. 30 – 60 Minuten auf, das ganze System kann sich aber in der Regel über mehrere Stunden erhalten. Die Ursache dafür ist die ständige Zellneubildung an der Böenfront. Eine vertikale Windscherung von ca. 10 - 20 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ in der Umgebung von Multizellen generiert positive horizontale Vorticity (Abb. 2.4b). Im Zusammenspiel mit der durch den Abwind erzeugten negativen Vorticity kommt es stromauf oder an der Zugrichtung rechten Flanke der Gewitter zu kräftiger Hebung (Abb. 2.4b). Die Luft steigt bis zum NFK auf und bildet eine neue Zelle. Der Ort der Zellneubildung hängt auch von der CIN ab. Reicht die Hebung an der Böenfront nicht aus, um die CIN zu überwinden, kann eine neue Zelle auch an einer anderen Seite der Mulizellen mit geringerer CIN entstehen (Markowski und Richardson, 2010). Auch synoptische Fronten oder orografische Einflüsse können zur Generierung von neuen Zellen beitragen und dafür sorgen, dass sich die Ausbreitungsrichtung der Multizellen ändert oder diese sogar rückläufig werden (Fuhrer und Schär, 2005).

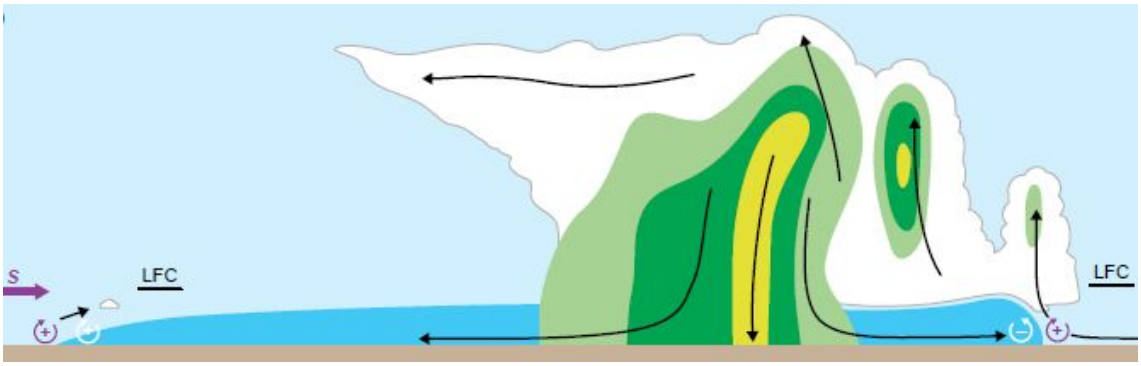
Multizellen sind meist mit Starkregen, Starkwindböen und Hagel verbunden. In manchen Fällen können Hagelkörner mit einem Durchmesser von 4 - 5 cm auftreten. Die einzelnen Wolken in dem Multizellenkomplex verlagern sich in der Regel mit dem mittleren Wind. Durch die Zellneubildung kann der Verlagerungsvektor der Multizellen aber um bis zu 45° davon abweichen (Markowski und Richardson, 2010).

Superzellen

Superzellen kommen im Vergleich zu Einzel- oder Multizellen deutlich weniger häufig vor. Die Begleiterscheinungen von Superzellen weisen allerdings ein großes Schadenpotential auf. Nach Markowski und Richardson (2010) hängen alle Tornadoereignisse mit einer Intensität von EF2



(a) Umgebung mit geringer vertikaler Windscherung



(b) Umgebung mit moderater vertikaler Windscherung

Abbildung 2.4: Betrachtung der Entstehung von neuen Zellen entlang der Böenfront im Falle von geringer (a) und moderater vertikaler Windscherung (b) nach Markowski und Richardson (2010).

oder darüber und alle Hagelereignisse mit Korngrößen über 5 cm mit Superzellen zusammen. Superzellen entstehen in Umgebungen mit großer vertikaler Windscherung (in Betrag und vor allem auch in der Richtung) zwischen dem Boden und 6 km Höhe. Die durch die Windscherung generierte horizontale Vorticity wird im Aufwindbereich der Zelle gekippt und in vertikaler Vorticity umgewandelt. Daraus resultiert die charakteristische Rotation der Mesozyklone im Aufwindbereich der Zelle. Die Mesozyklone ist meist zwischen 3 und 8 km breit und umfasst mindestens die Hälfte des Aufwinds.

Die Rotation der Mesozyklone sorgt für vertikale Druckunterschiede, welche den Aufwind weiter intensivieren. Die Verlagerung der Superzelle erfolgt aufgrund der dynamischen Prozesse innerhalb der Wolke und nicht als Resultat der Zellneubildung stromab entlang der Böenfront. Die Verlagerungsrichtung weicht daher meist deutlich vom Wind in der mittleren Troposphäre ab. Bei zyklonaler Rotation propagieren die Zellen im Vergleich zur Windrichtung nach rechts (right mover).

Eine große Instabilität der Schichtung ist zwar in der Umgebung von Superzellen meist vorherrschend aber nicht entscheidend für die Stärke der Zelle. Stattdessen spielen die durch die vertikale Windscherung bestimmten dynamischen Prozesse im Aufwind und der Mesozyklone eine übergeordnete Rolle (Markowski und Richardson, 2010).

2.4 Konvektionsparameter und Gewitterproxys

In diesem Abschnitt werden verschiedene Konvektionsparameter und Gewitterproxys vorgestellt, die in vergangenen Arbeiten zur Analyse und Vorhersage der Wahrscheinlichkeit für die Entstehung von hochreichender Konvektion verwendet wurden. Da in dieser Arbeit das Auftreten von Hagelstürmen statistisch untersucht wird, beschränkt sich die Auswahl der Parameter und Proxys auf diesbezüglich geeignete Größen.

2.4.1 Lifted Index

Der Lifted Index (LI) ist ein Maß für die potentielle Instabilität der Luft der mittleren Troposphäre und berechnet sich aus der Differenz der Temperatur in 500 hPa und der Temperatur, welche ein Luftvolumen nach einem idealisierten trocken- und pseudoadiabatischen Aufstieg in 500 hPa aufweisen würde (Galway, 1956):

$$LI = T_{500hPa} - T_{p,500hPa}. \tag{2.29}$$

mit der Temperatur T_{500} der Umgebungsluft und der eines idealisierten Luftvolumens T_p in 500 hPa. Der Lifted Index weist meist Werte zwischen -10 K und +10 K auf, wobei positive Werte auf eine stabile Schichtung in der mittleren Troposphäre hindeuten. Eine Differenz zwischen 0 K und -2 K lässt auf leicht instabile Bedingungen schließen und bei Werten von -2 K bis - 6 K steigt die Wahrscheinlickeit für Gewitter mit Hagel deutlich an (Kunz, 2007).

Da der LI nur die Differenz in 500 hPa berechnet und die Schichten darüber und darunter nicht betrachtet, kann es zu Problemen bei der Interpretation kommen (Blanchard, 1998). Die Höhe des NFK fließt in die Berechnung des LI ebenso wenig ein wie die des NNA.

In der Untersuchung verschiedener Konvektionsindizes fand Kunz (2007) die beste Vorhersagegüte für Gewitter (80% bei einem LI $\leq$ 1,73 K) und für Gewitter mit Hagel durch den LI. Manzato (2012) untersuchte Hagelereignisse von 1992 - 2009 in Norditalien und konnte zeigen, dass die beste Vorhersagegüte bezüglich der Häufigkeit von Hagelereignissen durch den LI gegeben ist.

2.4.2 KO-Index

Der Konvektive-Index (KO-Index) ist ein Maß für die potentielle Instabilität einer Luftmasse. Er wird aus der äquivalentpotentiellen Temperatur θ_e in verschiedenen Höhenniveaus berechnet.

$$KO = \frac{1}{2}(\theta_{e_{500}} - \theta_{e_{700}}) - \frac{1}{2}(\theta_{e_{850}} + \theta_{e_{1000}}) \tag{2.30}$$

Sind die äquivalentpotentiellen Temperaturen in den unteren Schichten (850 und 1000 hPa) größer als in der mittleren Troposphäre, liegt ein negativer KO-Index vor. Dies ist in der Regel bei einer potentiellen Instabilität der Fall. Wird eine potentiell instabile Luftmasse gehoben erhöht sich der vertikale Temperaturgradient, die Labilität der Schichtung nimmt zu. Potentiell instabile Verhältnisse treten meist ab Werten des KO-Index von < 2 K auf. Kunz (2007) fand einen Schwellenwert des KO-Index von -0,31 K für die Unterscheidung zwischen Gewittertagen und Tagen ohne Gewitter und einen KO-Index von -6,3 K für die Unterscheidung Hagel vs. kein Hagel. In dieser

Arbeit wird der KO-Index aufgrund der Verwendung von Modelldaten mit $\theta_{e_{925}}$ anstelle von $\theta_{e_{1000}}$ berechnet.

2.4.3 Lapse Rate

Als Lapse Rate (LR) wird der vertikale Temperaturgradient zwischen zwei Höhenniveaus, in der Regel 700 und 500 hPa, bezeichnet. Sie ist ebenfalls ein Maß für die potentielle Instabiltät der Luftmasse (Brooks et al., 2003):

$$LR = T_{700} - T_{500}. \tag{2.31}$$

Die Lapse Rate wurde in zahlreichen vergangenen Arbeiten zur Abschätzung des Potentials zur Bildung von schweren Gewittern verwendet. So fanden beispielsweise Craven et al. (2004) eine wesentlich größere Lapse Rate bei Gewittern mit Hagel und Tornados im Vergleich zu Gewittern ohne solche Begleiterscheinungen. Außerdem weisen sie auf die Bedeutung der Lapse Rate für die Quantifizierung der Temperaturabnahme der erhöhten Mischungsschicht (engl. elevated mixed layer, EML) hin. Diese Schicht zeichnet sich durch einen besonders gute Durchmischung aus, wobei der vertikalen Temperaturgradienten annähernd Γ_{D} entspricht. In Frankreich und Deutschland treten EML im Sommer vor allem an Tagen mit einer südlichen bis südwestlichen Höhenströmung an der Vorderseite eines Höhentrogs über Westeuropa auf. Eine besonders labil geschichtete Luftschicht wird dann von der stark erhitzten iberischen Halbinsel an der Trogvorderseite gehoben und befindet sich ein bis zwei Tage später über Frankreich und Deutschland. In manchen Fällen nimmt sogar die potentielle Temperatur in der EML mit der Höhe ab.

2.4.4 Niederschlagsfähiges Wasser

Als niederschlagsfähiges Wassser (engl.: precipitable water) wird die Menge an Wasserdampf in einer Luftsäule bezeichnet. In der Regel wird die gesamte Troposphäre vom Boden bis zur Tropopause betrachtet und über den Wasserdampfgehalt in verschiedenen Höhen integriert:

$$W = -\frac{1}{g}\int_{p_1}^{p_2} r\,dp. \tag{2.32}$$

Dabei bezeichnet W das niederschlagsfähige Wasser in der Luftsäule in $\mathrm{kg\,m^{-2}}$. Integriert wird das Mischungsverhältnis r in einer Höhe zwischen zwei Druckniveaus, meist zwischen dem Boden und 500 hPa oder der Tropopause. Beim Wachstum von Hagelkörner ist das Bereifen durch unterkühlte Wassertropfen der entscheidende Prozess (siehe Kap. 2.5.2). Die Menge an niederschlagsfähigem Wasser gibt einen Hinweis auf die mögliche Konzentration an unterkühlten Tropfen in der Gewitterwolke (Markowski und Richardson, 2010).

2.4.5 Null-Grad-Höhe

Die Null-Grad-Höhe spielt bei Gewittern mit Hagel in der Abschätzung der am Boden maximal möglichen Hagelkorngrößen eine Rolle (Fawbush und Miller, 1953). Nach Dessens et al. (2015) verringert eine höher gelegene Null-Grad-Grenze die zur Hagelbildung zur Verfügung stehende Zeit. Bei kleinem Hagel erhöht sich darüber hinaus auch die Dauer der Schmelzvorgänge (Prup-

pacher und Klett, 2010). Eine höher gelegene Null-Grad-Grenze steht direktem Zusammenhang zu wärmeren Luftmassen in den unteren Schichten.

2.4.6 Vertikale Windscherung

Die vertikale Windscherung zwischen dem Boden und 6 km oder 500 hPa dient der Vorhersage der möglichen Organisationsform der Gewitter (siehe Kap. 2.3). Laut Brooks (2013) bilden sich Gewitter in den USA insbesondere in Umgebungen mit hoher CAPE und großer vertikaler Windscherung. Tornados und Hagel treten meist bei hoher vertikaler Windscherung auf. Dabei stellt er auch fest, dass die Intensität der Tornados und die Größe der Hagelkörner lediglich eine Funktion der vertikalen Windscherung ist und dass die thermodynamischen Variablen (zum Beispiel CAPE) hierfür eine untergeordnete Rolle spielen.

Doswell und Evans (2003) fanden, dass die vertikale Windscherung einer der entscheidenden Parameter zur Unterscheidung von schwachen und starken Derecho Ereignissen in den USA. Derechos sind konvektive, zusammenhängende Starkwindböen, die sich über eine Strecke von mindestens 400 km ausdehnen. In ihrer Studie zeigt sich ebenfalls, dass die vertikale Windscherung essenziell ist für die Vorhersage von Superzellen.

Die vertikale Windscherung wird als eine der Größen verwendet, um den maximal möglichen Hagelkorndurchmesser eines Gewitters mit Hagel abzuschätzen (Markowski und Richardson, 2010). In bisherigen europäischen Arbeiten kommt der vertikalen Windscherung als Parameter zur Vorhersage von Gewittern und schweren Gewittern nur eine untergordnete Bedeutung zu (Kunz, 2007; Mohr und Kunz, 2013).

2.4.7 Sturm-relative Helizität

Die Sturm Relative Helizität (SRH) ist ein Maß zur Abschätzung der Wahrscheinlichkeit für die Entstehung von Superzellen und Tornados (Rasmussen und Blanchard, 1998).

Die Helizität H berechnet sich aus dem Skalarprodukt des horizontalen Windvektors mit dem Vektor der Vorticity ω:

$$H = v \cdot \omega = \mathbf{v} \cdot \nabla \times \mathbf{v}. \tag{2.33}$$

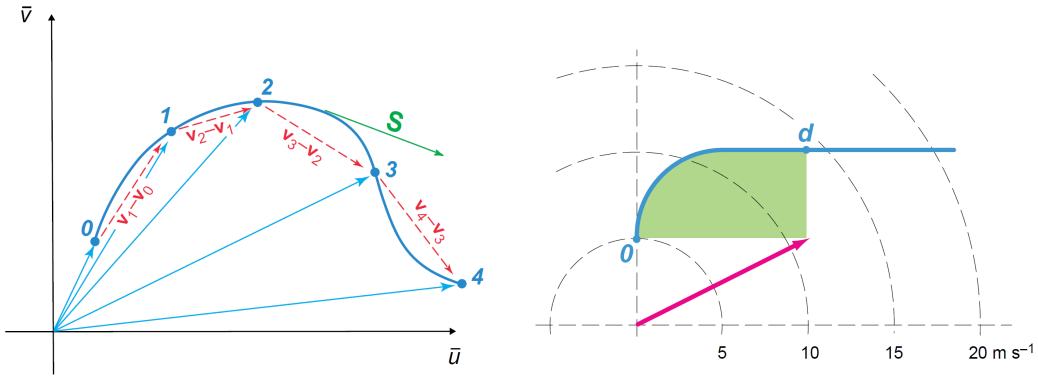
Im Unterschied zur Helizität H bezieht die SRH den sturm-relativen Windvektor mit ein:

$$SRH = \int_0^d \mathbf{k} \cdot (\overline{\mathbf{v}} - \mathbf{c}) \times \mathbf{S}\, dz. \tag{2.34}$$

Die Integration wird zwischen den Luftschichten vorgenommen, die im Einströmbereich eines Gewitters liegen. Meistens werden hierfür die Schichten zwischen 1 - 3 km verwendet. Die Integration zwischen dem Boden und 1 km Höhe dient zur Abschätzung des Potentials für die Entstehung von Tornados.

Als Näherung kann die integrale Form aus (2.34) auch in eine Summenformel überführt werden.

$$SRH = \sum_{n=1}^{N-1} [(u_{n+1} - c_x)(v_n - c_y) - (u_n - c_x)(v_{n+1} - c_y)] \tag{2.35}$$



(a) Hodograph

(b) Sturm Realtive Helizität

Abbildung 2.5: Beispiele für einen Hodograph und die Berechnung der Sturm-relativen Helizität (SRH) aus Markowski und Richardson (2010)

Eine Abschätzung der SRH ist auch über den Hodographen möglich (Abb. 2.5). Der Hodograph enthält Windvektoren in unterschiedlichen Höhen vom Boden bis in die mittlere Troposphäre. Nach Markowski und Richardson (2010) entspricht die grüne Fläche zwischen der Integrationshöhe d und dem Ende des Pfeils (Abb. 2.5b) der Hälfte der SRH.

In der Vorhersage von Hagel findet die SRH bisher noch wenig Anwendung, obwohl bei schadensreichen Hagelereignissen in der Vergangenheit Werte von deutlich über $500\,\mathrm{m^2\,s^{-2}}$ beobachtet wurden (Kunz et al., 2017). Stattdessen wird für Hagelereignisse meist das Produkt aus CAPE und vertikaler Windscherung verwendet (Rasmussen und Blanchard, 1998; Craven et al., 2004).

2.5 Hagelbildung

Dieses Kapitel beschreibt die Prozesse zur Entstehung und dem Wachstum von Hagelkörnern innerhalb von Gewitterwolken. Bis zu einem Durchmesser von 0,5 cm werden Eisteilchen als Graupel definiert, größere Teilchen werden als Hagelkörner bezeichnet. Hagel hat eine geringere Dichte als reines Eis (0,7 - 0,9 $\mathrm{g\,cm^{-3}}$) und kann unterschiedliche Formen aufweisen.

2.5.1 Entstehung

Für die Hagelentstehung sind sowohl Prozesse auf der synoptischen Skala als auch auf der Skala der Wolkenmikrophysik innerhalb der Gewitterwolke entscheidend.

Nur in Multizellen, Superzellen und mesoskaligen konvektiven Systemen (MCS) ist die vertikale Ausdehnung der Wolke, die Konzentration an Eisteilchen und unterkühlten Tropfen sowie die Lebensdauer des Gewitters ausreichend dafür, dass sich großer Hagel bilden kann. Erreicht die Gewitterwolke Bereiche in der mittleren Troposphäre, wo Temperaturen unterhalb des Gefrierpunkts auftreten, kann es zur Eisbildung kommen.

Flüssigwassertröpfchen entstehen im unteren Bereich der Gewitterwolke durch Kondensation von Wasserdampf an den Oberflächen von Aerosolen (Cloud Condensation Nuclei, CCN). Durch Kollisions- und Koaleszenzvorgänge wachsen die Tröpfchen zu Regentropfen an und werden im Bereich des Aufwinds in Höhen mit Temperaturen unter 0 °C transportiert. Kommt es zum Gefrierprozess, kann der gefrorene Tropfen fortan als Hagelembryo dienen (Straka, 2009; Pruppacher

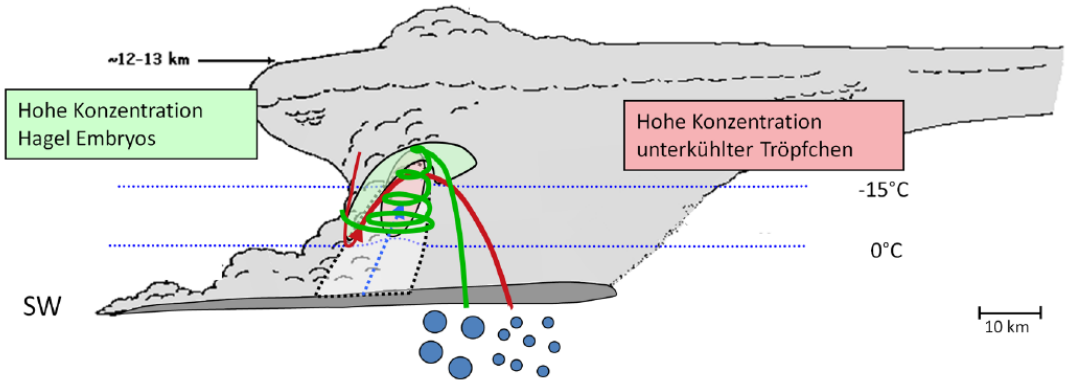


Abbildung 2.6: Hagelwachstum in einer Superzelle. Spiralförmiger Aufstieg im Aufwind (grüne Linie) und schneller Aufstieg am Rand des Aufwindbereichs (rote Linie) führt zu unterschiedlich großen Hagelkörnern am Boden (blaue Kreise) nach Rauber et al. (2002)

und Klett, 2010; Houze, 2014). Dabei kommt es erst ab Temperaturen von unter -38 °C zum homogenen Gefrierprozess, bei höheren Temperaturen sind zum Gefrieren des Tropfen Eiskeime (engl. ice forming nuclei, IN) nötig. In der Atmosphäre ist die Konzentration an CCN erheblich höher als die Konzentration der IN. Daher liegen in den Bereichen der Gewitterwolke mit Temperaturen zwischen 0 und -37 °C wesentlich mehr unterkühlte Tropfen als gefrorene Tropfen vor.

Der andere Weg zu einem Hagelembryo geschieht über die Akkreszenz von unterkühlten Wassertropfen oder Schneekristallen bzw. die Deposition von Wasserdampf an Eisteilchen. Diese können sowohl durch Depositionsnukleation aus der Eisphase entstehen, als auch durch Gefrierprozesse unterkühlter Tropfen.

2.5.2 Wachstum

Nachdem es in einer Gewitterwolke zur Bildung von Hagelembryos gekommen ist, sind die Art des Gewittersystems, die Verhältnisse im Aufwindbereich, mikrophysikalische Wachstumsprozesse, die Flüssigwasserkonzentration und die Trajektorien vor dem Auftreffen auf den Boden entscheidend für die maximale Größe der Hagelkörner. Der Wachstumsprozess geschieht fast ausschließlich durch den Prozess des Bereifens. Die Massenänderung des Hagelkorns ist nach Fukuta und Takahashi (1999) gegeben durch:

$$\frac{\mathrm{d}m}{\mathrm{d}t} \approx 4\pi r^2 \rho_g \frac{\mathrm{d}r}{\mathrm{d}t} = \pi r^2 \overline{E} w_L |\Delta U| \tag{2.36}$$

mit dem Radius r und der Dichte ρ_g des Hagelkorns, der mittleren Bereifungseffizienz E, dem Flüssigwassergehalt w_L und der Differenz zwischen Aufwind und der Fallgeschwindigkeit des Hagelkorns ΔU. Damit das Hagelkorn durch den Bereifungsvorgang weiter anwachsen kann, muss demnach eine hohe Konzentration unterkühlter Tröpfchen und eine hohe Bereifungseffizienz vorliegen. Außerdem müssen die Hagelkörner eine lange Aufenthaltsdauer im Bereich der unterkühlten Tropfen aufweisen. Ist das Hagelkorn zu klein und der Aufwind zu kräftig, wird es nach oben transportiert und fällt relativ früh aus. Auf der anderen Seite führt ein zu schwacher Aufwind zu einem frühzeitigen Ausfallen des Hagelkorns, weil die Fallgeschwindigkeit nicht

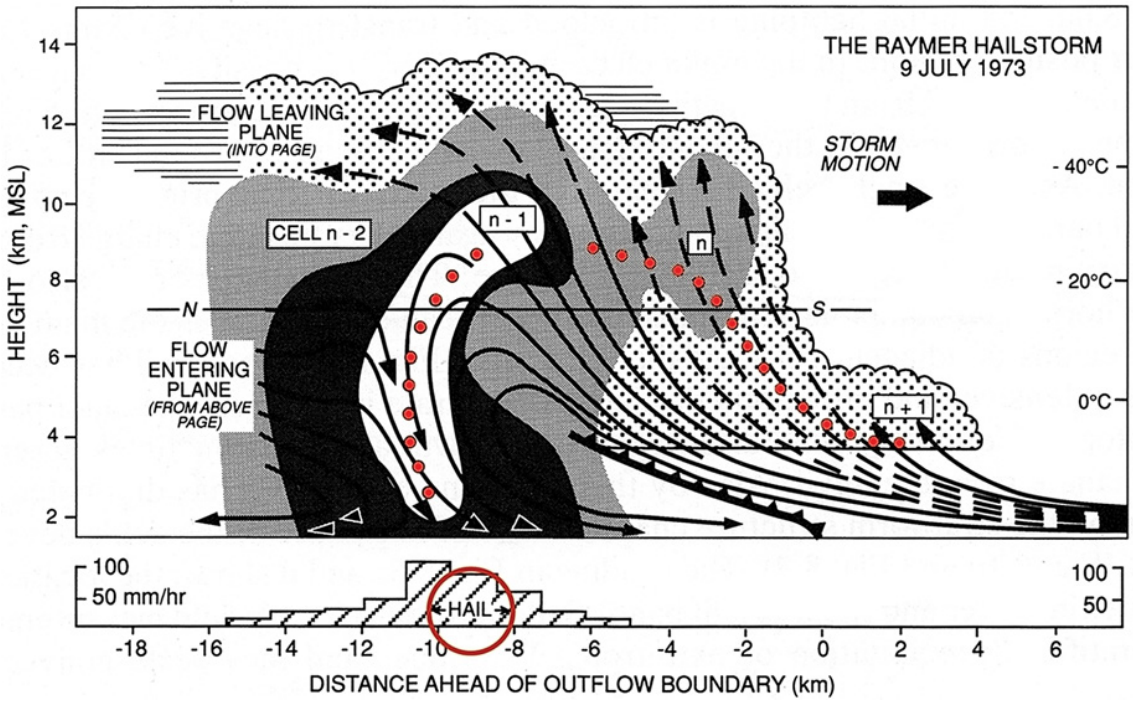


Abbildung 2.7: Schematische Darstellung der Entwicklungsstadien einer Multizelle, deren Hagelbildung und Hageltrajektorien (in rot) nach Browning et al. (1976)

.

mehr durch den Aufwind ausgeglichen werden kann.

Die Trajektorien der Hagelembryo und der Hagelkörner innerhalb der Gewitterwolke sind entscheidend für die Aufenthaltsdauer im Wachstumsbereich (Markowski und Richardson, 2010). Sie hängen stark von der Organsisationsform des Gewittersystems ab.

In Superzellen geschieht das Hagelwachstum direkt im Aufwind oder in dessen Randbereich (Abb. 2.6). In höheren Schichten des Aufwinds und auf der Rückseite der Zelle ist eine hohe Konzentration von Hagelembryos vorhanden. Im mittleren Aufwindbereich ist die Konzentration von unterkühlten Tropfen erhöht. Es gibt zwei Arten des Wachstums in Superzellen: im Randbereich des Aufwind werden die Eisteilchen rasch nach oben verfrachtet. Im Zentrum werden die sie dagegen spiralförmig in höhere Schichten transportiert und halten sich deutlich länger im günstigen Wachstumsbereich auf als die Hagelkörner am Rand des Aufwinds. Die größten Hagelkörner werden mit dem Horizontalwind in höheren Schichten auf die Vorderseite des Aufwinds transportiert und erreichen dort den Boden. Kleinerer Hagel fällt in der Regel rückseitig oder nach Transport in höhere Schichten weit vor dem Aufwind aus.

Das Hagelwachstum in Multizellen läuft dagegen auf anderen Trajektorien innerhalb der Gewitterwolken ab (Abb. 2.7). Hagel fällt aus der Gewitterzelle, die sich im Reifestadium befindet. Die neuen Hagelembryos entstehen stromab dieser Zelle im Aufwindbereich einer sich neu bildenden Zelle (Browning et al., 1976; Kennedy und Detwiler, 2003). Laut Heymsfield et al. (1980) findet die effektivste Hagelproduktion in Multizellen statt, wenn die Hagelembryos aus der neu entstehenden Zelle (Feeder Zelle) an der Böenfront in den Aufwindbereich der Hauptzelle gelangen. Im

Aufwindbereich findet das Hagelwachstum in Höhen von ca. 7 - 8 km statt (Ziegler et al., 1983).

Beim Wachstum in den Gewitterzellen bilden sich oft unterschiedliche Schichten aus. Liegen die Temperaturen an der Oberfläche des Hagelkorns unterhalb von 0 °C, findet trockenes Wachstum statt. Beim Bereifungsvorgang treten Lufteinschlüsse auf, die als opake (trübe, milchige) Schicht erkennbar sind. Liegt die Temperatur an der Oberfläche bei ca. 0 °C, tritt feuchtes Wachstum auf. Dabei reicht die beim Bereifungsvorgang freiwerdende Gefrierwärme aus, um die Schicht an der Oberfläche des Hagelkorns zu schmelzen. Flüssigwasser kann dabei in die Poren eindringen und es entsteht eine durchsichtige, klare Hagelschicht. Die Bedingungen für die jeweiligen Wachstumsregime hängen von der Umgebungstemperatur und dem verfügbaren Flüssigwasser ab. So kann es bei hoher Konzentration unterkühlter Tröpfchen auch noch bei tiefen Temperaturen zum feuchten Wachstumsregime kommen.

3 Daten und Methoden

In den folgenden Kapiteln werden die in der Arbeit verwendeten Datensätze vorgestellt und die angewendeten Methoden erklärt. Zunächst wird das Verfahren zur Verschneidung von Radardaten mit Bodenmeldungen der European Severe Weather Database (ESWD) aus der Arbeit von Baumstark (2017) beschrieben. Anschließend befasst sich ein Abschnitt mit den in dieser Arbeit verwendeten Reanalysedatensätzen ERA-Interim und CoastDATIII. Die statistischen Verfahren zur Analyse der Hagelereignisse schließen das Kapitel ab.

3.1 Hagelereignisse aus Radardaten und ESWD-Meldungen

Die Stichprobe, welche in dieser Arbeit verwendet wird, umfasst 985 Hagelereignissen aus Deutschland, Frankreich, Belgien und Luxemburg der Jahre 2005 - 2014. Die Ereignisse traten im Sommerhalbjahr von April bis September auf und werden fortan als Hagelzüge bezeichnet.
Um die Hagelzüge zu bestimmen, ordnete Baumstark (2017) radarbasierten Gewitterzügen Bodenmeldungen aus der ESWD-Datenbank zu.

Die radarbasierten Gewitterzüge stammen aus der Arbeit von Fluck (2017) und zeichnen sich durch Gebiete mit hoher Radarreflektivität aus. Diese Gebiete wurden zunächst mit dem Middle European Tracking Algorithm (META) bestimmt und die maximalen Reflektivitätswerte anschließend auf ein äquidistantes Gitter mit einer Auflösung von 1×1 km^2 projiziert.
Dabei verwendet META das gleiche Prinzip wie der 3D-Zellvervolgungsalgorithmus TRACE3D (Handwerker, 2002), allerdings für einen 2D-Datensatz.
Die 2-D Radardaten stammen vom Radarverbund des Deutschen Wetterdiensts (DWD) und von Meteo France. Sie enthalten jeweils die Reflektivitätswerte, die durch verschiedenen Horizontalschnitte bei unterschiedlichen Elevationswinkeln bestimmt wurden. Die Horizontalschnitte werden auch als Constant Altitude Plan Position Indicator (CAPPI) bezeichnet. Nach Mason (1971) werden die maximalen Reflektivitäten der CAPPI Scans auf ein zweidimensionales Gitter projiziert, wobei ein Schwellenwert von 55 dBZ verwendet wird.
Zur Überprüfung der Radardaten und zum Ausschließen möglicher Fehlerquellen wurden Blitzdaten (Siemens BLIDS) als Filter verwendet. Hohe Reflektivitätswerte in einer Umgebung ohne Blitze konnten damit herausgefiltert werden. Die Gebiete mit hohen Reflektivitäten wurden anschließend als Zugbahnen schwerer Gewitter identifiziert und einzeln untersucht. Dadurch können Überschneidungen mit anderen Gewittern vermieden werden. Zusätzlich wird der Datensatz einer Advektionskorrektur unterzogen, da bei schnell ziehenden Gewitterzellen durch den fünfminütigen Versatz der Daten ein Streifenmuster erkennbar ist (Puskeiler, 2013).

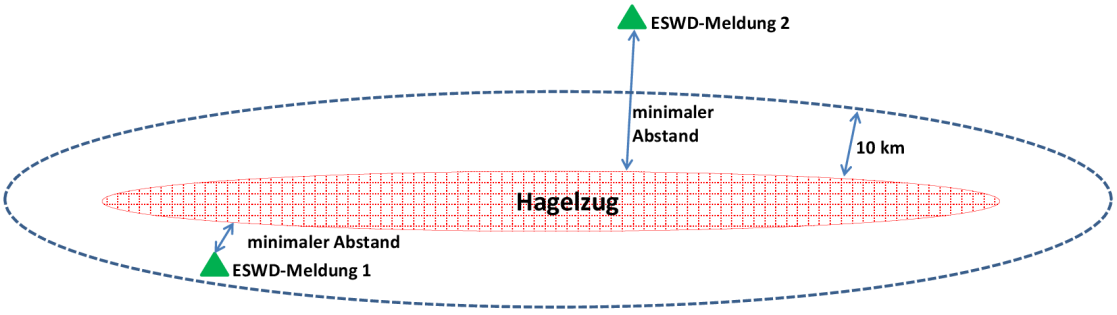
Zu jedem Gewitterzug ist eine Parameterliste vorhanden, die Informationen zu den charakteristischen Eigenschaften eines jeden Gewitters enthält. Der Mittelpunkt ist die geographische Lage des Gewitters nach der Hälfte der Zugbahn. Das Datum und die Uhrzeit am Mittelpunkt liegen ebenso, wie die Länge, Breite und Dauer des gesamten Gewitterzugs vor. Als mittlere Zugrichtung kann der Winkel zwischen dem Mittelpunkt und dem Endpunkt eines Gewitters angesehen werden.

Seit 2002 gibt es das European Severe Storm Laboratory (ESSL) und seit 2004 die European Severe Weather Database (ESWD) (Dotzek et al., 2009). Sie dient der Archivierung von extremen Wetterereignissen, insbesondere von Begleiterscheinungen konvektiver Stürme. Die Daten stammen von geschulten Beobachtern, Zeitungen, Wetterstationen, Sturmjägern und Privatpersonen und umfassen Informationen beispielsweise über die Intensität von Tornados, Hagel, Starkregen, Starkwindböen oder Starkschneefall.
Nach dem Eingang einer Meldung erfolgt eine Qualitätskontrolle (engl. Quality Control, QC) (Dotzek et al., 2009). Je nach Vertrauenswürdigkeit der Quelle und in der Regel weiterer Überprüfung wird sie in Kategorien von QC0+ (plausible Meldung) bis QC2 (vollständig verifizierte Meldung) eingeteilt. Zur Kombintion der Gewitterzüge mit den ESWD-Bodenmeldungen wurden von Baumstark (2017) die Meldungen von allen Qualitätsstufen verwendet. Dies hat den Vorteil, dass deutlich mehr Ereignisse berücksichtigt werden können. Bei der Verschneidung mit den Gewitterzügen werden falsche Meldungen des Datums, der Uhrzeit oder des Orts herausgefiltert. Seit 2004 nimmt die Anzahl der gemeldeten Ereignisse zu. Dabei gibt es erhebliche Unterschiede zwischen den einzelnen Ländern: aus Deutschland liegen die meisten Hagelmeldungen vor (ca. 75% zwischen 2005 und 2014), Frankreich und Belgien liegen deutlich darunter (ca. 21% und 2%).
Damit die Meldung von einem Hagelereignis erfasst wird, muss ein Hagelkorndurchmesser von mindestens 2 cm oder eine mehr als 2 cm dicke Hagelschicht auftreten. Fast 50 % der Hagelmeldungen weisen keinen eingetragenen maximalen Korndurchmesser auf und sind für Hagelschäden weitgehend nicht relevant. Sie werden in dieser Arbeit ebenfalls verwendet und später den Ereignissen mit einer Korngröße von kleiner als 3 cm (Bezeichnung: kleiner Hagel) zugeordnet. Neben dieser Größenklasse werden die Hagelmeldungen in dieser Arbeit in zwei weitere Klassen eingeteilt. Alle Meldungen von Hagel mit 3 - 4 cm Korndurchmesser werden als mittelgroßer Hagel und alle mit Durchmesser größer als 4 cm als großer Hagel bezeichnet. Die Unterteilung orientiert sich an der Relevanz der Hagelkörner bezüglich Schäden an Gebäuden, der Infrastruktur und Autos.

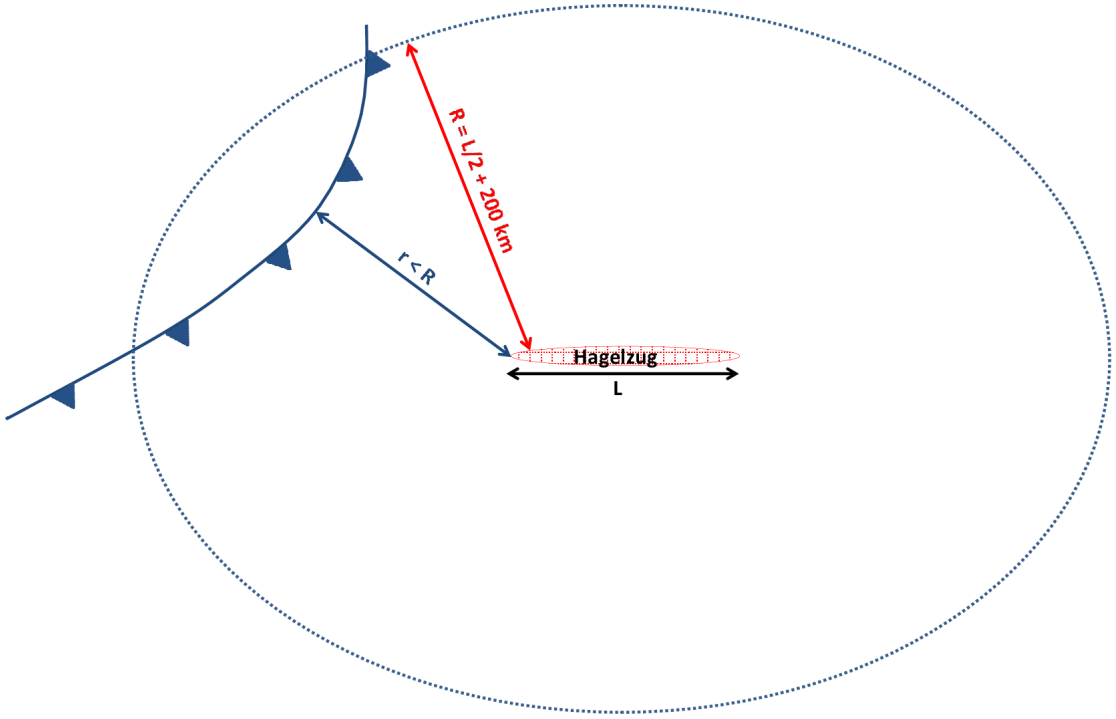
Zur Zuordnung der ESWD-Meldungen zu den radarbasierten Gewitterzügen berechnet Baumstark (2017) den Abstand der Pixel eines Gewitterzugs zur Bodenmeldung:

$$d = \sqrt{c_{diff,lon} \cdot \cos(lat_x \cdot 2\pi/360) \cdot c_l)^2 + (c_{diff,lat} \cdot c_l)^2}. \tag{3.1}$$

$c_{diff,lon}$ und $c_{diff,lat}$ geben hierbei die Differenz des Gitterpunkts eines Gewitterzugs zum Längen- und Breitengrad der ESWD Meldung an, c_l steht für die mittlere Distanz zwischen zwei Breitengraden (111,32 km) und lat_x entspricht dem Breitengrad der ESWD-Meldung.
Zuordnung der ESWD-Meldung erfolgt, wenn die Distanz zu einem Pixel des Gewitterzugs maximal 10 km aufweist (Abb. 3.1a). Die Differenz von 10 km wurde gewählt, um Ungenauigkeiten bei den Bodenmeldungen und den Versatz der Hagelkörner durch die Horizontaldrift während des



(a) Zuordnung von ESWD-Meldungen zu einem Gewitterzug



(b) Zuordnung einer Kaltfront zu einem Hagelzug

Abbildung 3.1: Skizzen zur Zuordnung von ESWD-Bodenmeldungen zu Gewitterzügen (a) und von Fronten zu Hagelzügen (b) nach Baumstark (2017). Die Meldungen innerhalb der gestrichelten Ellipse werden dem Gewitterzug zugeordnet (a). Der Abstand der Front ist kleiner als das Abstandskriterium, der Hagelzug wird daher als frontales Ereignis klassifiziert (b).

Fallen durch den Horizontalwind (Schuster et al., 2006) zu berücksichtigen.

Jeder Hagelzug wurde von Baumstark (2017) anhand der Frontenanalyse von Schemm et al. (2015) entweder als frontales Ereignis oder als Ereignis ohne Front klassifiziert. Zur Identifikation einer Front wurde ein thermischer Ansatz nach Hewson (1998) verwendet. Um als Front eingestuft zu werden, muss in einem Gebiet ein Gradient von über 4 K der äquivalentpotentiellen Temperatur θ_e im 850 hPa Niveau vorliegen und die Front eine Mindestausdehnung von 500 km aufweisen. Quasi-stationäre Fronten mit einer Verlagerungsgeschwindigkeit von kleiner $3\,\mathrm{m\,s^{-1}}$ wurden nicht berücksichtigt.

Die Zuordnung der Fronten zu den Hagelzügen erfolgt über den minimalen Abstand eines Frontenpixels zu den Pixeln der Gewitterzügen. Ist der Abstand zweier Pixel geringer als der definierte

Suchradius R wird der Hagelzug der Front zugeordnet (Abb. 3.1b). Der Suchradius ist definiert über die Länge L des Gewitterzugs und einen konstanten Anteil c_{200} = 200 km.

$$R = \frac{L}{2} + c_{200} \tag{3.2}$$

Alle Hagelzüge, bei denen eine Front innerhalb des Suchradius detektiert wird, werden als frontale Ereignisse bezeichnet.

3.2 Reanalysedaten

Reanalysen stellen den Zustand der Atmosphäre in der Vergangenheit dar. Die Berechnung erfolgt mittels numerischer Wettervorhersagemodelle unter Berücksichtung von Bodenmessungen und Radiosondendaten sowie - je nach Reanalyse - Satelliten- und Radardaten. Die Reanalysedatensätze werden mit globalen Wettervorhersagemodellen angetrieben und unterscheiden sich in der Regel neben dem Antrieb auch in den unterschiedlichen Datenassimilationsverfahren.

Um die Frage zu klären, welche zeitliche und räumliche Auflösung notwendig ist, um die Umgebungsbedingungen von Hagelereignissen möglichst gut zu erfassen, wurden in dieser Arbeit der globale Reanalysedatensatz ERA-Interim und CoastDATIII verwendet. Beide Reanalysen werden vom numerischen Modell des europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (engl. European Centre for Medium-Range Weather Forecast, ECMWF) angetrieben und können daher direkt miteinander verglichen werden. Dazu wurden jeweils Datensätze zum Zeitpunkt der Hagelereignisse aus den Jahren 2005 - 2014 analysiert.

3.2.1 ERA-Interim

ERA-Interim ist der aktuelle globale Reanalysedatensatz des ECMWF und das Nachfolgeprodukt des bisher verwendeten ERA-40 Datensatzes (Uppala et al., 2005). Im Vergleich zu der Vorgängerversion weist ERA-Interim vor allem eine bessere Modellphysik und eine genauere Auflösung der Feuchte auf (Dee et al., 2011). Die Reanalysen reichen bis zum Beginn des Jahres 1979 zurück und sind auf einem globalen Gitter mit einer Auflösung von 0,75° verfügbar. Die zeitliche Auflösung liegt bei den Bodendaten meist bei 3 Stunden, dreidimensionale Variablen sind alle 6 Stunden in 60 Druckniveaus vom Boden bis in 0,1 hPa verfügbar. Probleme zeigen sich bei der Verwendung der ERA-Interim Reanalysedaten in der Auflösung der Orographie von Mittel- und Hochgebirgen und aufgrund der vergleichsweise geringen zeitlichen Auflösung.

Die in dieser Arbeit verwendeten Daten umfassen Temperaturen in 500 und 700 hPa, die Richtung und Intensität des Horizontalwindes in 300, 500, 700, 850 und 925 hPa sowie und in 10 m Höhe über dem Boden, das niederschlagsfähige Wasser und die Höhe der Null-Grad-Grenze, sowie die äquivalentpotentielle Temperatur in 500, 700, 850 und 925 hPa. Die Verwendung der CAPE war aufgrund von Fehlern in dem Reanalysedatensatz nicht möglich. Die Daten liegen sechs-stündig (00,06,12,18 UTC) vor, wobei in dieser Arbeit der zeitnächste Datensatz dem jeweiligen Hagelzug zugeordnet wird (siehe Kap. 3.3).

3.2.2 CoastDATIII

Das Helmholtz Zentrum in Geestacht (HZG) betreibt zur Analyse der meteorologischen Umgebungen im Küstenumfeld den Reanalysedatensatz CoastDAT (Geyer und Rockel, 2013; Geyer, 2014). Nachdem als Antrieb in den bisherigen Versionen CoastDATI und CoastDATII die globalen Reanalysedaten des National Center for Atmospheric Research (NCEP) verwendet wurden, wird die neueste Version CoastDATIII mit dem Modell des ECMWF angetrieben. Die CoastDATIII Reanalysedaten basieren auf dem operationellen Wettervorhersagemodell COSMO (Consortium for Smale-sclae Modelling) im Klimamodus CLM (Rockel et al., 2008).
CoastDATIII zeichnet sich durch eine sehr hohe zeitliche und räumliche Auflösung aus. Die zeitliche Auflösung liegt bei 1 Stunde, die räumliche bei 0,11° ($\approx$ 11 km). Betrachtet werden ganz Europa und Teile des Nordatlantiks auf einem rotierenden Koordinatensystem ($\lambda_N = -170W, \phi_N = 35N$). Die Verschiebung der Lage des Pols hat den Vorteil, dass das Untersuchungsgebiet in einen Bereich geringer Breitenabhängigkeit gelegt werden kann.
Die verwendeten Daten sind Temperaturen in 500 und 700 hPa, das niederschlagsfähige Wasser, die Null-Grad-Höhe und Winddaten in 500 hPa und 10 m Höhe. Sie liegen zu jeder vollen Stunde vor (00,01,02,03, ... 23 UTC).

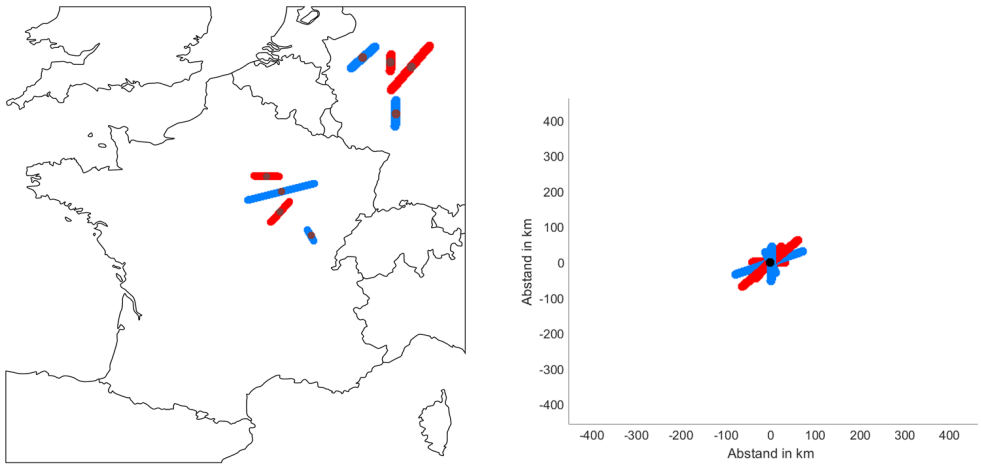
3.3 Analyse der meteorologischen Umgebungsbedingungen

Mittels der Reanalysedaten von ERA-Interim und CoastDATIII werden in dieser Arbeit die meteorologischen Umgebungsbedingungen bei den 985 Hagelzügen analysiert. Die Ereignisse traten an unterschiedlichen Orten und Zeiten auf und weisen verschiedene charakteristische Eigenschaften auf (Abb. 3.2a).

Um eine Vergleichbarkeit zwischen den Ereignissen zu bekommen, werden die Hagelzüge um den Mittelpunkt zentriert (Abb. 3.2b). Dazu wird zu den geographischen Koordinaten des Mittelpunkts für jeden einzelnen Hagelzug der nächstgelegene Gitterpunkt im Reanalysedatensatz gesucht und ein Feld, mit einem Abstand vom Mittelpunkt von 400 km in x- und y-Richtung, herausgeschnitten.

Die zeitliche Zuordnung der Hagelzüge zu einem Zeitpunkt des Reanalysedatensatz geschieht über das Prinzip der kürzesten Zeitdifferenz. Die hohe zeitliche Auflösung des CoastDATIII Datensatzes ermöglicht eine maximale Abweichung von 30 Minuten zwischen Ereignis und Umgebungsbedingung. Beim ERA-Interim Datensatz beträgt die Abweichung dagegen bis zu 3 Stunden.

Unsicherheiten ergeben sich zudem aufgrund der Breitenabhängigkeit der Reanalysedaten. Die Distanz zwischen den Gitterpunkten in Ost-West Richtung ist 400 km nördlich des Mittelpunkts größer als 400 km südlich. Dafür wurden in dieser Arbeit zwei Verfahren angewendet, die es ermöglichen das Feld um den Mittelpunkt in einem Abstandsgitter zu betrachten.
Beide Verfahren verwenden das Radar-Online-Aneichung-Gitter (RADOLAN-Gitter) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) (Weigl et al., 2009). Das erste Verfahren bestimmt für jeden Git-



(a) Lage der Hagelereignisse (b) Zentrierung um den Mittelpunkt

Abbildung 3.2: Beispiel für die Lage verschiedener Hagelzüge in Deutschland und Frankreich (a). Die Hagelereignisse unterscheiden sich in der Länge der Zugbahn und dem maximalen Korndurchmesser (beispielhaft durch verschiedene Farben dargestellt). Die Mittelpunkte der einzelnen Zugbahnen werden im nächsten Schritt übereinandergelegt (b)

terpunkt den Abstand vom Mittelpunkt in einem kartesisches Koordinatensystem. Anschließend wird das Feld zwischen den Gitterpunkten interpoliert. Das zweite Verfahren geht von einem Abstandsgitter aus und sucht für jeden Gitterpunkt den nächstgelegenen Punkt aus dem Reanalysedatensatz. Der Mittelwert aus beiden Verfahren weist eine deutlich verbesserte Genauigkeit südlich des Mittelpunkts auf.

Die Zentrierung um den Mittelpunkt ermöglicht die statistische Untersuchung der dynamischen und thermodynamischen Proxys in der Umgebung der Hagelzüge. Die Parameterliste der Gewitterzüge lässt außerdem eine Unterteilung der Hagelzüge in verschiedene Klassen zu. Dadurch können am Mittelpunkt und dessen Umgebung der Mittelwert, Median und Perzentile der jeweiligen Klassen bestimmt werden.

3.4 Kategorische Verifikation

Die kategorische Verifikation ist eine Methode, um die Güte verschiedener Prädiktoren zu testen (Jolliffe und Stephenson, 2003). In der Meteorologie wird das Verfahren hauptsächlich für die Verifikation von Wettervorhersagen verwendet (Wilks, 2011). Es wurde aber auch von mehreren Autoren für die Validierung der Gewitter- und Hagelvorhersage verwendet (Manzato, 2003; Kunz, 2007; López et al., 2007).

Eine Kontingenztabelle nach Heidke (1926) dient zur Einordnung der Ereignisse und als Basis zur Berechnung unterschiedlicher Genauigkeit- und Qualitätsmaße (engl. skill scores). Dies ermöglicht die quantitative Abschätzung der Qualität unterschiedlicher Prädiktoren (Proxys) (Wilks, 2011).
Die 2×2-Tabelle unterscheidet beim Eintrittsfall eines Ereignisses und der korrekten und falschen Vorhersage desselben (Tab. 3.1). Dabei ist die Definition des Eintrittsfalls in der Regel einfach

(Gewitter oder Hagel Ja/Nein). In dieser Arbeit wird allerdings zwischen zwei Gruppen von Hagelereignissen unterschieden. Obwohl bei allen Ereignissen Hagel beobachtet wurde, werden die beiden Gruppen in Kapitel 6 als Ereignisse und Nicht-Ereignisse bezeichnet.
Für den Prädiktor (hier: dynamischer oder thermodynamischer Proxy) muss erst ein Schwellenwert definiert werden, um die Korrektheit der Vorhersage zu bestimmen. Dafür wird der Schwellenwert in konstanten Inkrementen sukzessive erhöht und die Gütemaße berechnet. Für eine gute Modellgüte wird ein großer Anteil der korrekten Prognosen a und d angestrebt. Gleichzeitig soll der Anteil der Fehlalarme b und der überraschenden Ereignisse c klein gehalten werden.

Tabelle 3.1: Kontingenztabelle

	Ereignis JA	Ereignis NEIN
Vorhersage JA	a	b
Vorhersage NEIN	c	d

Im Folgenden werden verschiedene Genauigkeits- und Qualitätsmaße zur Überprüfung der Modellgüte mittels der Kontingenztabelle vorgestellt, die im Rahmen dieser Arbeit verwendet werden.

Entdeckungswahrscheinlichkeit (engl. Probability of Detection, POD)
Die Wahrscheinlichkeit der richtigen Vorhersage eines aufgetretenen Ereignisses gibt die POD an:

$$POD = \frac{a}{a+c}. \tag{3.3}$$

Sie hat einen Wertebereich von [0,1], wobei eine POD von 1 einer perfekten Prognose entspricht.

Wahrscheinlichkeit der Falschdetektion (engl. Probability of False Detection, POFD)
Die POFD gibt die Wahrscheinlichkeit für eine falsche Detektion der Nicht-Ereignisse an:

$$POFD = \frac{b}{b+d}. \tag{3.4}$$

Sie reicht ebenfalls von 0 bis 1, wobei eine hohe POFD einer schlechten Modellgüte entspricht. Mit dem gewählten Schwellenwert zur Vorhersage der Ereignisse werden dann auch viele Nicht-Ereignisse korrekt vorhergesagt.

Fehlalarmrate (engl. False Alarm Rate, FAR)
Die Fehlalarmrate vergleicht die Ereignisse mit den Nicht-Ereignissen und berechnet sich aus dem Quotienten der Fehlalarmen b zu den korrekten Prognosen (a + b):

$$FAR = \frac{b}{a+b}. \tag{3.5}$$

Die Werte der FAR liegen zwischen 0 und 1. Für eine gute Modellgüte ist eine niedrige FAR anzustreben.

Trefferquote (engl. Hit Ratio, HR)

Die Trefferquote gibt das Verhältnis der korrekten Modellvorhersagen zu allen Beobachtungen an:

$$HR = \frac{a+d}{a+b+c+d}. \tag{3.6}$$

Der Wertebereich der HR liegt ebenfalls zwischen 0 und 1.

Heidke Skill Score (HSS)

Der Heidke Skill Score (HSS) ist ein Qualitätsmaß zur Überprüfung eines Modells und wird in der Meteorologie unter anderem zur Überprüfung der Wettervorhersage verwendet wird. Er basiert auf der HR, wobei die Prognosen in Referenz zu Zufallsprognosen gesetzt werden:

$$HSS = \frac{a+d-R}{a+b+c+d} \tag{3.7}$$

mit

$$R = \frac{(a+b)\cdot(a+c)\cdot(c+d)\cdot(b+d)}{a+b+c+d}. \tag{3.8}$$

Werte nahe 1 deuten auf eine perfekte Prognose hin, während negative Werte eine schlechte Modellprognose suggerieren. Liegen die Werte um 0, so handelt es sich um eine Zufallsprognose.

Da der HSS im Bereich des Maximums in der Regel eine Art von Plateau erreicht, verknüpften Mohr und Kunz (2013) zur Bestimmung des idealen Schwellenwerts den HSS mit der FAR. In dieser Arbeit liegt der Fokus auf der richtigen Vorhersage der Ereignisse, weshalb die Kombination aus HSS und POD verwendet wird:

$$\zeta_{Schwellenwert} = max\{HSS(\zeta) \pm 0.04\} \cap max\{POD\}. \tag{3.9}$$

True Skill Score (TSS)

Ein weiteres Qualitätsmaß für die Modellgüte ist die True Skill Statistik (TSS). Sie berechnet sich aus der Differenz der POD und der POFD:

$$TSS = POD - POFD = \frac{a\cdot d - b\cdot c}{(a+c)\cdot(b+d)}. \tag{3.10}$$

Liegen die Werte für den TSS um 0, entspricht die Wahrscheinlichkeit der falschen Detektion der Nicht-Ereignissen genau der Wahrscheinlichkeit der korrekten Vorhersage von Ereignissen. Für eine gute Modellgüte wird eine große Differenz zwischen POD und POFD angestrebt.

3.5 Logistische Regression

Die Logistische Regression ist ein statistisches Verfahren zur Bestimmung der Wahrscheinlichkeit p des Eintritts eines Ereignisses in Abhängigkeit von einer oder mehrerer unabhängiger Variablen x_j (Hosmer und Lemeshow, 2000; Backhaus et al., 2016). Mit dem statistischen Verfahren wird den Einfluss der x_j auf eine abhängige Variable y untersucht.

Die abhängige Variable wird in dieser Arbeit als binäre Aussage definiert (großer Hagel JA/NEIN). Für p gilt dann nach Backhaus et al. (2016):

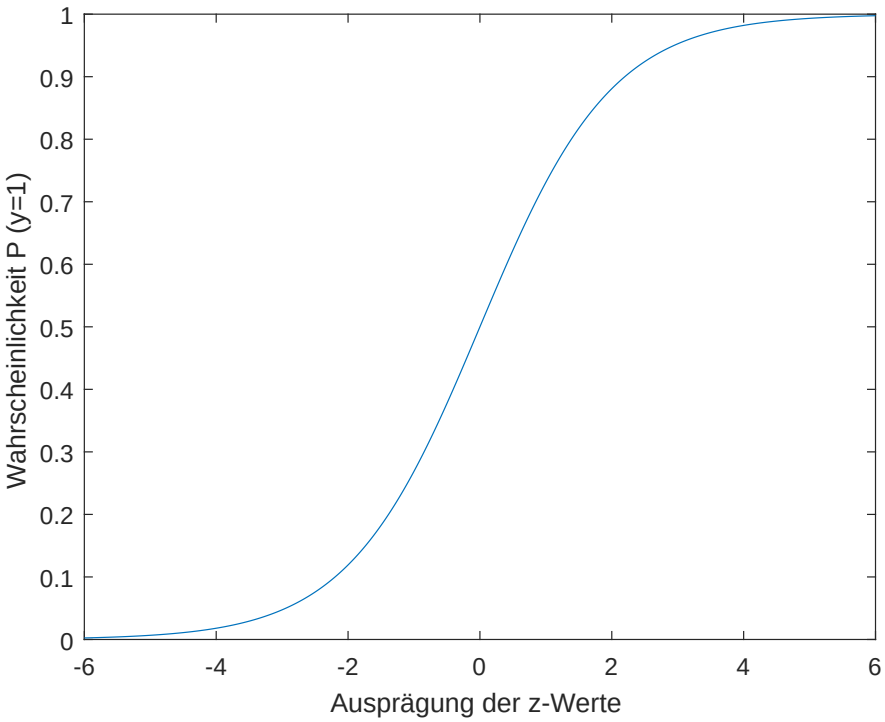


Abbildung 3.3: Wahrscheinlichkeit für den Eintritt eines Ereignisses in Abhängigkeit von der agrregierten Einflussstärke.

$$p(y=1) = 1 - p(y=0). \tag{3.11}$$

Um den Einfluss der Variablen x_j auf das Zustandekommen des Ereignisses y = 1 zu bestimmen, werden sie in der aggregierte Einflussstärke z linear miteinander kombiniert:

$$z = \beta_0 + \sum_{j=1}^{J} \beta_j \cdot x_j. \tag{3.12}$$

Mit (3.12) lässt sich die Wahrscheinlichkeit p mit der logistischen Funktion bestimmen:

$$p = \frac{e^z}{1+e^z}. \tag{3.13}$$

Die logistische Funktion p verläuft s-förmig im Wertebereich zwischen [0 1] (Abb. 3.3) und lässt sich interpretieren als eine kumulative Wahrscheinlichkeitsverteilung.
Für die Zuordnung von p zu y bedarf es eines Trennwerts, der meist bei p = 0,5 liegt. Die Wahl des Trennwertes hängt vom Modell ab und lässt sich mittels der verschiedenen Qualitätsmaße festlegen. In dieser Arbeit wird p = 0,4 verwendet. Dadurch steigt die Wahrscheinlichkeit der korrekten Vorhersage der Ereignisse, wobei die falsche Detektion einiger Nicht-Ereignisse in Kauf genommen wird.

Die logistische Regression fand bereits in verschiedenen Arbeiten in Verbindung mit Hagel Anwendung. So verwendet Billet et al. (1997) die logistische Regression zur Vorhersage der Wahrscheinlichkeit für Hagelkörner mit einem Durchmesser größer 1,9 cm. In der Studie von Mohr

et al. (2015) wird die logistische Regression auf Reanalysedatensätze angewendet und ermöglicht darüber hinaus die Abschätzung zukünftiger Hagelwahrscheinlichkeiten.

Überprüfung der Modellgüte

Die Güte des logistischen Modells wird in dieser Arbeit durch verschiedene Verfahren überprüft. Die Qualitätsmaße aus Kap. 3.4 sind ein Maß für die Vorhersagegüte des logistischen Modells. Andere Gütemaße beurteilen die Signifikanz des Modells (Likelihood-Verhältnis Test) und den Einfluss der einzelnen unabhängigen Variablen (Effekt-Koeffizient).

Likelihood-Verhältnis Test (LVT)

Der Likelihood-Verhältnis Test untersucht die Signifikanz des Regressionsmodell. Zum Test der Signifikanz wird zunächst die logarithmierte Likelihood LL berechnet. Sie basiert auf dem Maximum-Likelihood Verfahren, welches bei der logistischen Regression zur Bestimmung der β_j verwendet wird. Für die LL gilt nach Backhaus et al. (2016):

$$LL = \sum_{j=1}^{J} \ln[p(x_j)] \cdot y_j + \ln[1 - p(x_k)] \cdot (1 - y_j). \tag{3.14}$$

Da der Logarithmus einer Wahrscheinlichkeit neagtiv ist, kann LL nur negative Werte annehemen. Das (-2)-fache von LL wird auch als Devianz bezeichnet. Ist die Devianz klein, liegt eine gute Modellanpassung vor.

Der klassische Likelihood-Verhältnis Test vergleicht im nächsten Schritt die Devianz des Modells mit der Devianz des Nullmodells:

$$LVT = -2\,\frac{LL_0}{LL_V} = +2\,(LL_V - LL_0), \tag{3.15}$$

wobei LL_v die logarithmierte Likelihood des Modells und LL_0 die des Nullmodells ist. Dabei wird für das Nullmodell angenommen, dass die unabhängigen Variablen keinen Einfluss auf das Modell ($\beta_j = 0$) haben. Einzig der konstante Term β_0 fließt in die Berechnung ein.
Ist die Differenz zwischen den Modellen eindeutig von Null verschieden, kann nach Wahl des Signifikanzniveaus auf eine Signifikanz des Modells geschlossen werden.

Effekt-Koeffizient

Der Effekt-Koeffizient (EK) gibt den Einfluss der Regressionskoeffizienten β_j auf das Gesamtmodell an. Dieser lässt sich aufgrund des nicht-linearen Zusammenhangs zwischen den β_j und p nicht direkt bestimmen.
Zur Berechnung des EK wird zunächst das Verhältnis von p zur Gegenwahrscheinlichkeit $1 - p$ betrachtet (Chance/Gewinnquote, engl. Odds):

$$odds = \frac{p}{1 - p}. \tag{3.16}$$

Die Erhöhung einer unabhängigen Variablen x um eine Einheit hat die Veränderung der Odds zur Folge. Der Odds-Ratio (OR) gibt den Quotienten der Odds vor und nach der Erhöhung an.

$$OR = \frac{odds(x+1)}{odds(x)} = e^{\beta}. \tag{3.17}$$

Der Anstieg der Odds ist demnach gegeben durch den Faktor e^{β}, welcher als Effekt-Koeffizient bezeichnet wird. Der EK gibt an, wie stark sich die Chance der richtigen Vorhersage eines Ereignisses durch die Erhöhung der Variablen x_j um eine Einheit erhöht.
Der EK hängt vom Wertebereich der unabhängigen Variablen β_j ab. Daher wird der standardisierte Effektkoeffizient verwendet, welcher den Regressionskoeffizienten mit der Standardabweichung σ der Variablen multipliziert (Long, 1987):

$$EK = e^{\beta_j \cdot \sigma(x_j)}. \tag{3.18}$$

Bei einem negativen Regressionskoeffizienten wird der Kehrwert des Effekt-Koeffizienten verwendet. Dies ermöglicht einen Vergleich mit den positiven Regressionskoeffizienten.

4 Eigenschaften der Gewitter- und Hagelzüge

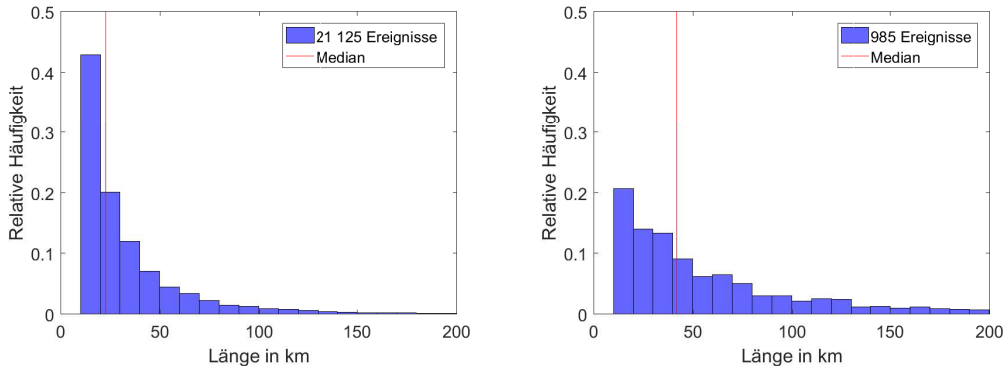
In diesem Kapitel werden die Gewitter- und Hagelzügen zunächst bezüglich der Länge, Breite und Zugbahnrichtung miteinander verglichen. Anschließend wird die Abweichung der Richtung der Hagelzügen vom Wind in der mittleren Troposphäre betrachtet.

4.1 Vergleich verschiedener Parameter

Die Länge der Zugbahn wird als Distanz vom Beginn der Klassifikation als schwerer Gewitterzug bis zum Ende bezeichnet (Fluck, 2017). Bei der Auswertung muss beachtet werden, dass alle Hagelzüge eine Teilmenge der Menge der Gewitterzüge sind. Die verschiedenen Längen sind in Abbildung 4.1 in Klassen mit jeweils 10 km Abstand unterteilt. Der Median ist als rote Linie in beide Grafiken eingezeichnet und entspricht dem Ereignis, welches die Stichprobe nach der Länge sortiert in zwei Hälften teilt.

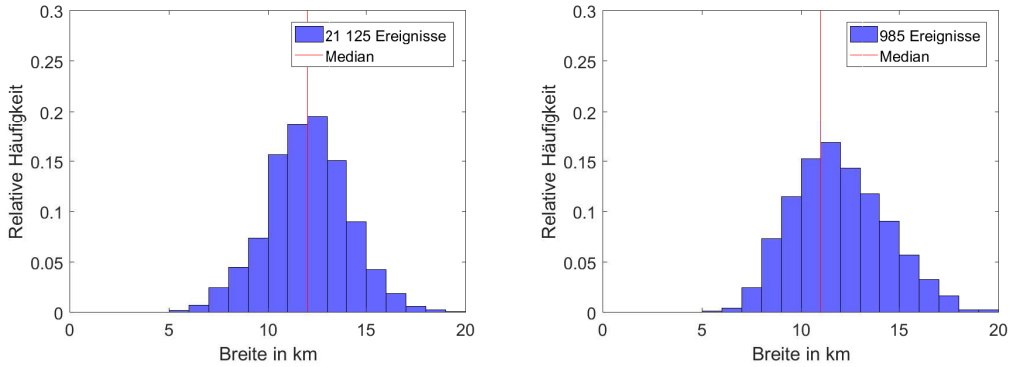
Insgesamt haben die Hagelzüge eine erheblich größere Länge als die Gewitterzüge. Bei letzteren weist der Median eine Länge von 22,9 km auf. Bei den Hagelzügen entspricht das mittlere Ereignis mit 41,9 km dem 1,8-fachen der Länge der Gewitterzüge. Auch bei der relativen Häufigkeit der Ereignisse mit Längen größer als 50 km zeigt sich eine Dominanz der Hagelzüge: 42,8% der Hagelzüge sind länger als 50 km, während es bei den Gewitterzügen lediglich 17,7% sind. Hier konzentriert sich die Mehrzahl der Ereignisse auf kürzere Zugbahnen. Eine Länge von 10 bis 30 km weisen 63,1% der Gewitterzüge auf, eine Länge bis 50 km haben insgesamt 82,3% der Züge. Bei den Hagelzüge sind es lediglich 34,7 und 57,2%. Der Anteil besonders langer Zugbahnen (> 100 km) liegt bei den Hagelzügen bei 18,8%, bei den Gewitterzügen bei 4,8%.

Die Stichproben wurden auch in tageszeitliche und saisonale Kategorien unterteilt. Dabei zeigen die Gewitterzüge bezüglich der Länge keine großen Abweichungen in der tageszeitlichen Unterteilung im Vergleich zur Gesamtstichprobe (nicht gezeigt). In den ersten sechs Stunden des Tages treten zu wenige Hagelereignisse auf, sodass diese eine große Streuung zeigen. Die meisten Ereignisse werden in Übereinstimmung mit anderen Beobachtungen (Punge und Kunz, 2016) am Nachmittag beobachtet. Die Grafiken für die Nachmittags- und Abendstunden zeigen große Ähnlichkeiten zu der Grafik mit allen Hagelzügen. Im April haben über 55 % der Gewitterzüge eine Zugbahnlänge von 10 bis 20 km. Der Median liegt mit 18 km unter dem der anderen Monate. Im August treten verhältnismäßig mehr Gewitterzüge mit längeren Zugbahnen auf. Auch bei den Hagelzügen weicht der April von den anderen Monaten ab. Der Median liegt lediglich bei 19 km, alle andere Monate weisen einen Median zwischen 40 und 50 km auf.



(a) Gewitterzüge (b) Hagelzüge

Abbildung 4.1: Realtive Häufigkeit der Zugbahnlänge der Gewitter- und Hagelzüge. Die Unterteilung erfolgt in 10 km Schritten. Der Median der Stichprobe ist als rote Linie eingezeichnet.

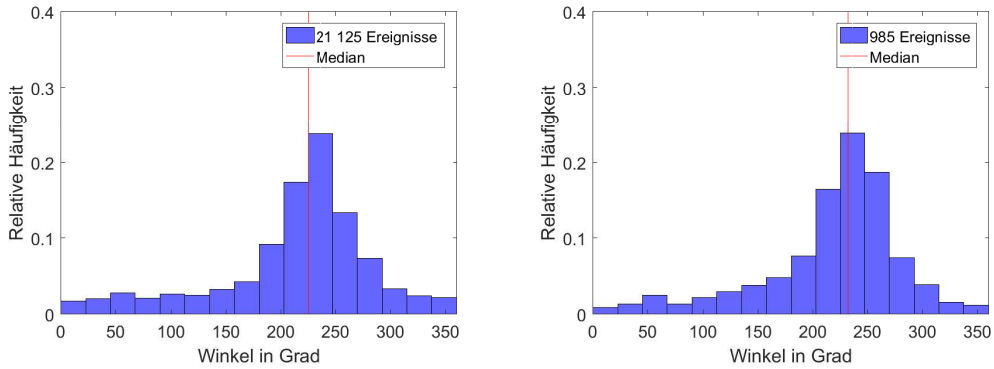


(a) Gewitterzüge (b) Hagelzüge

Abbildung 4.2: Wie Abb. 4.1., aber für die Breite der Gewitter- und Hagelzüge.

Ursachen für diese Differenzen liegen wahrscheinlich in dem höheren Anteil von Multi- und Superzellen an den Hagelzügen. Sie haben eine größere Lebensdauer und weisen eine längere Zugbahn auf als Einzelzellen.

Bei der Breite der Gewitter- und Hagelereignisse zeigt sich eine wesentlich geringere Abweichung (Abb. 4.2). Der Median liegt in beiden Fällen mit 12 km bzw. 11 km in einem ähnlichen Bereich. Unterschiede gibt es aber in der Verteilung um das Maximum und den Randbereichen. Bei den Gewitterzügen weisen 69,0% der Ereignisse eine Breite zwischen 10 und 14 km auf, bei den Hagelzügen sind es nur 57,6%. Dafür treten breitere Zugbahnen von 14 bis 19 km mit 19,8% vermehrt bei Hagelzügen auf (15,9% bei den Gewitterzügen). Allerdings sind Hagelzüge nicht generell breiter, da Ereignisse mit 8 - 10 km Breite wiederum ebenfalls deutlich häufiger bei Hagelzügen auftreten (21,2% zu 14,3%).
Die geringen Unterschiede zeigen, dass sich die Breite von Hagelgewittern nicht grundlegend von anderen Gewittern unterscheiden. Da Hagel häufig mit relativ breiten Multizellen auftritt, ist die Wahrscheinlichkeit für breite Zugbahnen erhöht. Gleichzeitig weisen Superzellen keine größere Breite als Einzelzellen auf, wodurch der größere Anteil von weniger Breiten Zugbahnen erklärt werden kann.



(a) Gewitterzüge (b) Hagelzüge

Abbildung 4.3: Wie Abb. 4.1, aber für die Winkel der Gewitter- und Hagelzüge.

Bezüglich der Abhängigkeit der Breite von Gewitter- und Hagelzügen von der Tageszeit, lassen sich keine signifikanten Unterschiede zu der Gesamtstichprobe finden (nicht gezeigt). Der April weist bei Hagelzügen kein Ereignis mit einer Breite von 15 km oder größer auf. Die restlichen Monate des Sommerhalbjahrs zeigen wieder nur geringe Unterschiede untereinander und zwischen Gewitter- und Hagelzügen.

Bei jedem Gewitterzug wird am Mittelpunkt der Zugbahn die Richtung bestimmt. Zieht ein Gewitter beispielsweise von West nach Ost, wird in die Parameterliste ein Winkel von 270° eingetragen. Es handelt sich damit, ebenso wie bei der Windrichtung, um die Richtung aus der das Ereignis kommt.

Die beiden Stichproben zeigen ähnliche Verteilungen bezüglich ihrer Richtung (Abb. 4.3). Die meisten Ereignisse ziehen aus südlichen bis westlichen Richtungen (66,7% der Hagelzüge und 63,7% der Gewitterzüge). Der Anteil der Hagelzüge aus westlichen bis nördlichen Richtungen beträgt 13,9%, und aus nördlichen bis östlichen Richtungen kommen lediglich 5,8%. Bei den Gewitterzügen ist der Anteil aus diesen beiden Kategorien mit 15,3% und 8,6% unwesentlich größer. Demzufolge liegen auch die beiden Mediane mit 225° für die Gewitterzüge und 231,8° für die Hagelzüge in einem ähnlichen Bereich.

Die tageszeitliche Unterteilung zeigt für den Winkel der Zugbahnen ähnliche Resultate wie für die gesamte Stichprobe mit einem eindeutigen Maximum der Zugbahnen aus Südwesten (nicht gezeigt). Über 55% der Hagelereignisse im August weisen einen Winkel zwischen 230° und 270° auf. In keinem anderen Monat ist der Anteil aus diesen Richtungen derart groß. Auch bei den Gewitterzügen liegen 47% der Ereignisse im August zwischen 230° und 270°. Die Zugrichtung der Gewitter- und Hagelzüge wird in großem Maß von den großräumigen Strömungsmuster bestimmt. Bei den vorwiegend südwestlichen Zugrichtungen kommt es häufig zur Advektion von feuchtwarmer Luftmassen, die die Wahrscheinlichkeit für die Entstehung von Gewittern begünstigen (Kapsch et al., 2012).

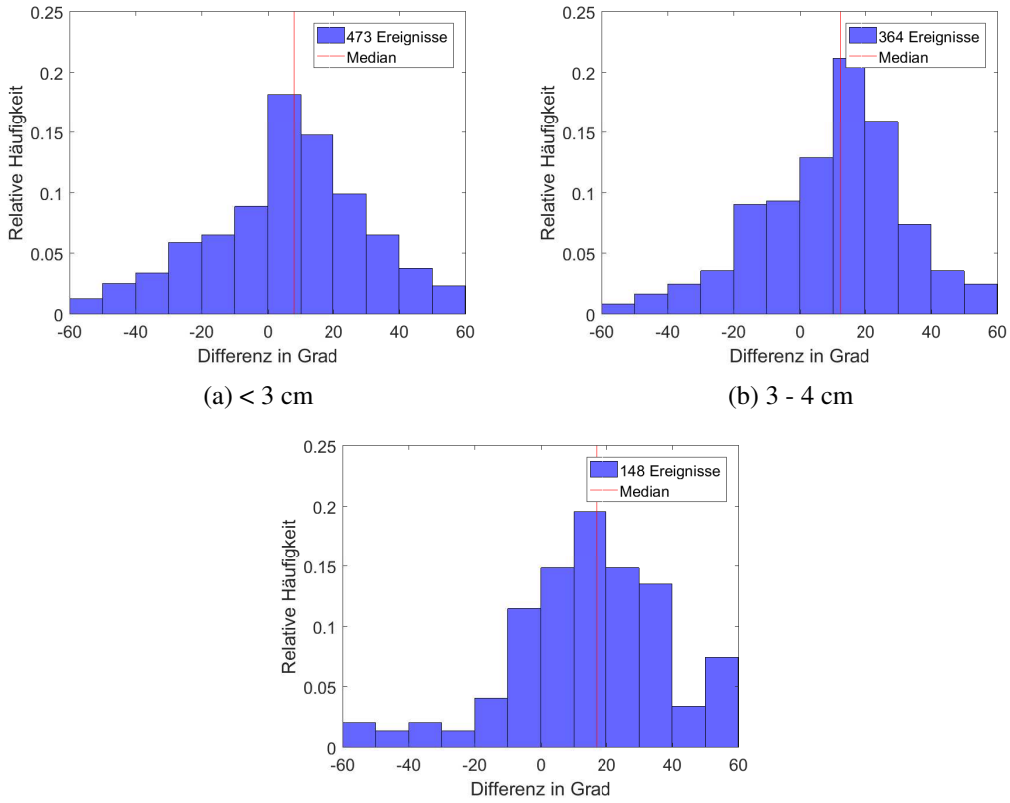
4.2 Vergleich der Zugrichtung der Hagelzüge mit Wind in mittlerer Troposphäre

Die Beschreibung der Organisationsform verschiedener Gewittersysteme in Kapitel. 2.3 zeigt die unterschiedliche Art der Verlagerungsrichtung von Einzel-, Multi- und Superzellen. In der Regel verlagern sich die Gewitterwolken mit dem Horizontalwind in der mittleren und oberen Troposphäre. Bei Multizellen erfolgt die Zellneubildung entlang der Böenfront stromab des Gewittersystems, wodurch es zu einer Abweichung der Verlagerungsrichtung kommen kann. Bei Superzellen spielen die dynamischen Prozesse innerhalb der rotierenden Wolke eine große Rolle bei der Verlagerung. Dadurch wird bei Superzellen mit einer zyklonalen Rotation in der Regel eine Abweichung nach rechts in der Zugbahn im Vergleich zum Wind in der mittleren Troposphäre oder auch den Zugbahnen gleichzeitig auftretender Einzelzellen beobachtet (Kunz et al., 2017).

Nach Markowski und Richardson (2010) tritt Hagel mit einer Korngröße von über 4 cm fast ausschließlich in Verbindung mit Superzellen auf. Bei Multizellen kann Hagel einen Durchmesser von 1 - 4 cm aufweisen und bei Einzelzellen, in denen es nur sehr selten zu Hagel kommt, liegt der beobachtete Hagel bei maximal 2 cm.
Aus diesem Grund werden die 985 Hagelzüge aus den Jahren 2005 - 2014 nach dem maximal beobachteten Hagelkorndurchmesser in drei Klassen unterteilt. Die Ereignisse mit Korngrößen kleiner als 3 cm umfassen 473 Hagelzüge, die zwischen 3 und 4 cm 364 Ereignisse und Hagelkörner mit über 4 cm Durchmesser gab es bei 148 Hagelzügen.
Für jedes Ereignis wird am Mittelpunkt des Hagelzugs die Differenz aus der Zugrichtung des Gewitters zur Windrichtung in mittlerer und oberer Troposphäre berechnet. Dazu wird der nächstgelegene Gitterpunkt im ERA-Interim Datensatz mit der geringsten Zeitdifferenz zum jeweiligen Hagelzug verwendet. Da nach vertikaler Ausdehnung der Gewitterwolke die Verlagerung mit dem Horizontalwind in unterschiedlichen Höhen erfolgt, wird die Differenz der Zugrichtung zum Einen mit der Windrichtung in 500 hPa (Abb. 4.4), und zum Anderen mit dem Mittel aus 300 und 500 hPa (Abb. 4.5) berechnet. Die Differenz ist jeweils als relative Häufigkeit dargestellt, die Unterteilung in Klassen erfolgte in zehn Grad Schritten. Wie bereits in Kap. 4.1 ist auch in diesen Grafiken der Median als rote Linie eingezeichnet.

Zunächst ist zu erkennen, dass die Auswahl des Horizontalwindes (500 hPa oder Mittel aus 500 hPa und 300 hPa) zwar keinen großen aber doch bemerkbaren Einfluss auf die Ergebnisse hat. Sowohl die Verteilung als auch die Lage des Medians sind für gleiche Hagelkorngrößen ähnlich. So weist die Kategorie mit 3 - 4 cm großem Hagel bei 500 hPa Horizontalwind ein Median von 12,3° auf, bei der Mittelung aus 300 und 500 hPa sind es 12,86°. Kleine Unterschiede gibt es beispielsweise bei der Lage des Maximums bei Ereignissen mit Hagel größer als 4 cm. So liegt das Maximum dieser Klasse bei Berücksichtigung des 500 hPa Winds mit 19,6% zwischen 10 und 20°. Wird der mittlere Wind zwischen 500 und 300 hPa verwendet, liegt das relative Maximum von 18,9% bei größeren Differenzen von 20 bis 30°.

Deutlich größere Unterschiede treten aber zwischen den verschiedenen Hagelkorngrößen auf. Im Folgenden beziehen sich die Aussagen auf den Vergleich der Zugrichtung zu dem Mittel aus 500



(a) < 3 cm

(b) 3 - 4 cm

(c) > 4 cm

Abbildung 4.4: Differenz zwischen der Zugbahn der Hagelzüge und dem Horizontalwind in 500 hPa für verschiedene Hagelkorndurchmesser (< 3 cm,a; 3 - 4 cm,b; > 4 cm,c) nach den Daten der ESWD. Positive Werte entsprechen einer Ablenkung nach rechts bezogen auf den Wind in 500 hPa.

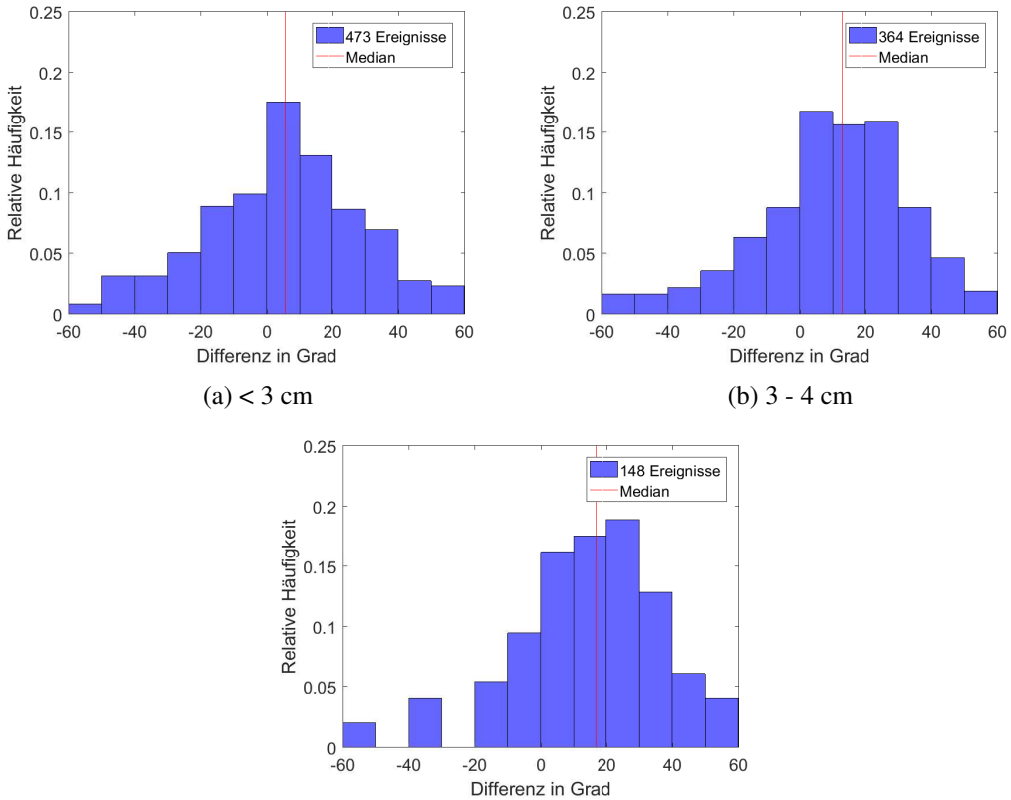
und 300 hPa Wind. Sämtliche Aussagen treffen aber auch auf die ausschließliche Verwendung des 500 hPa Wind zu.

Für Hagelereignisse kleiner 3 cm ist eine Ähnlichkeit zu einer Normalverteilung am ehesten ersichtlich. Der Median liegt bei einer Differenz von 5,59° vor. 51,5% aller Ereignisse weisen eine Abweichung der Richtung zwischen 0 und 60° Differenz auf und 31,2% liegen zwischen -60 und 0°. Lediglich 12,1% der Hagelzüge in der Klasse weisen eine Abweichung von 30 bis 60° vom mittleren Wind auf.

In den anderen beiden Größenklassen ist die relative Häufigkeit für diese große Abweichung aber wesentlich höher. Bei den Ereignissen mit 3 - 4 cm Hagel haben 63,8% eine Abweichung zwischen 0 und 60°, 15,4% verlagern sich mit einer Differenz zwischen 30 und 60°. Der Median liegt bei 12,9°.

Die große Hagelkörner weisen dagegen einen größeren Median von 16,8° auf, wobei hier 75,6% der Hagelzüge eine eine Abweichung zwischen 0 und 60° haben. Annähernd jeder vierte Hagelzug (22,9%) zieht mit einer Abweichung von 30 bis 60°.

Es lässt sich festhalten, dass Hagel mit Korngrößen von über 4 cm hauptsächlich bei Gewittern auftritt, die sich mit einer Abweichung von 0 bis 60° gegenüber dem mittleren Windes verlagern.



(a) < 3 cm

(b) 3 - 4 cm

(c) > 4 cm

Abbildung 4.5: Wie Abb. 4.4, aber mit der Differenz zwischen Zugbahn und dem Mittel aus 500 hPa und 300 hPa Wind

Betrachtet man die Zugrichtung der Gewitter, verlagern sich sich demnach meist mit einer Ablenkung nach rechts gegenüber dem mittleren Wind. Die Ergebnisse bestätigen die These, wonach Hagelkörner dieser Größe fast ausschließlich in Verbindung mit Superzellen auftreten, die sich bei zyklonaler Windscherung nach rechts gegenüber der mittleren Strömung verlagern. Die annähernd Normalverteilung bei Hagelkörner unter 3 cm Größe deutet auf den größeren Anteil von Multizellen oder MCS bei diesen Ereignissen hin.

5 Meteorologische Umgebungsbedingungen bei Hagelereignissen

In diesem Kapitel werden die meteorologischen Umgebungsbedingungen während der Hagelzüge untersucht. Dazu wurden sie nach dem maximal aufgetretenen Hagelkorndurchmesser und ihrer Länge in verschiedene Klassen unterteilt. Anschließend wird für verschiedene dynamischen und thermodynamischen Hagelproxys aus ERA-Interim Reanalysen (siehe Kap. 2.4) der Mittelwert, Median und verschiedene Perzentile betrachtet. Die Proxys werden darüber hinaus für frontale und nicht-frontalen Hagelzüge untersucht. Im letzten Abschnitt wird untersucht, welchen Einfluss eine höhere Auflösung der Reanalysen auf die Ergebnisse hat.

5.1 Hagelzuglänge und Korndurchmesser

Die Hagelzüge wurden zunächst analog zu Kapitel 4.1 nach dem maximalen Korndurchmesser der ESWD-Daten in drei Klassen unterteilt. Zusätzlich erfolgte eine Separierung der Ereignisse anhand der Länge der Zugbahnen. Die Hagelzüge mit einer Länge kleiner als 50 km umfassen 564 Ereignisse (57,3%), zwischen 50 und 100 km sind es 235 (23,8%) und auf Zugbahnen mit einer Länge von über 100 km entfallen 186 Ereignisse (18,9%). Die Kombination beider Unterteilungen ergibt insgesamt neun Größen- und Längenklassen. In den folgenden Kapiteln sind diese von a) - i) nummeriert. Dabei umfassen die Klassen a) - c) die Ereignisse mit Hagel von kleiner 3 cm mit aufsteigender Zugbahnlänge. Dasselbe gilt für d) - f) für Durchmesser von 3 - 4 cm und für g) - i) für Hagel größer als 4 cm. In Tabelle 5.1 ist die Anzahl der Ereignisse in den jeweiligen Klassen eingetragen. Die Unterteilung in Größen- und Längenklassen erfolgte anhand der schadensrelevanz der Hagelereignisse. Diese steigt von Klasse a) bis h) stetig an. Die Grenze für großen Hagel wurde bei 4 cm gezogen, um eine ausreichend große Stichprobe für die Klassen g) bis i) zu erhalten.

Bei der Beschreibung der neun Klassen wird im Folgenden bei den Klassen a) - c) von kleinem Hagel, bei d) - e) von mittelgroßem Hagel und bei den Klassen f) - i) von großem Hagel gesprochen. Darüber hinaus werden alle Klassen mit einer Zugbahn unter 50 km als kurze Hagelzüge bezeichnet (a, d und g), alle zwischen 50 und 100 km als mittlere (b, e und h) und alle mit Längen von über 100 km als lange Hagelzüge bezeichnet.

Tabelle 5.1: Anzahl der Hagelzüge pro Klasse nach Unterteilung in Größen- und Längenklassen.

	< 3 cm	3 - 4 cm	> 4 cm
< 50 km	311	190	63
50 - 100 km	98	102	35
> 100 km	64	72	50

5.1.1 Thermodynamische Variablen

Zunächst werden in diesem Abschnitt die thermodynamischen Konvektionsindizes LI, KO-Index, Lapse Rate, niederschlagsfähiges Wasser und die Null-Grad-Höhe betrachtet. Alle Größen entstammen den ERA-Interim Reanalysen nach dem Verfahren aus Kapitel 3.3.

Lifted Index

Das Ensemble für den Lifted Index weist für alle 985 Hagelzüge am Mittelpunkt einen Wert von -3,8 K im Mittel auf (Abb. 5.1). Das betragsmäßige Maximum von -4,0 K befindet sich ca. 140 km südöstlich des Mittelpunkts. Im gesamten Bereich südlich und östlich des Mittelpunkts liegt der Mittelwert unter -2,4 K.

Zwei Drittel der Hagelzüge weisen eine Zugbahn aus südlichen bis westlichen Richtungen auf (Kap. 4.1). Dabei ist über Mittel- und Westeuropa bodennah eine südliche Strömung vorherrschend, wodurch potentiell instabile Luftmassen vom Mittelmeerraum nach Norden transportiert werden. Die größte Labilität ist dabei östlich des Gebiets mit den stärksten Hebungsantrieben vorherrschend. Daher liegt das Maximum des LI im Mittel südöstlich des Mittelpunkts der Hagelzüge. Während sich die Werte nach Osten und Süden nur unwesentlich ändern, liegt nach Westen, Nordwesten und Norden ein starker Gradient vor. Vom Mittelpunkt nach Nordwesten nimmt der Lifted Index über eine Distanz von 250 km auf Werte um 0 K zu.

Für die neun Größen- und Längenklassen ergibt sich eine sehr ähnliche Verteilung mit einem Maximum im Süden bzw. Südosten des Mittelpunkts und einer deutlichen Abnahme des LI nach Nordwesten (Abb. 5.2).

Kleine Unterschiede finden sich zwischen den unterschiedlichen Hagelkorngrößen und in der Lage des Mittelpunkts abhängig von den Zugbahnlängen. Die Mittelwerte am Mittelpunkt weisen für kleinen Hagel Werte zwischen -3,1 und -3,7 K auf. Mittelgroßer Hagelt tritt bei einem Lifted Index von -3,7 bis -4,0 K auf und großer Hagel wird im Mittel bei einem LI von -4,1 bis -5,0 K verzeichnet. Damit ist eine Abnahme des Lifted Index (also größere Instabilität) von kleinem zu großem Hagel zu beobachten. Die größten Werte für den Mittelwert treten auch nach Unterteilung in die neun Klassen im Süden bzw. Südosten des Mittelpunkts auf. Die Abstand schwankt dabei zwischen 50 und 150 km. In den Schaubildern a) - f) ist zudem eine Abhängigkeit der Lage des Mittelpunkts von der Zugbahnlänge erkennbar. Für kurze Hagelzüge befindet sich das Maximum nur ca. 50 km östlich des Mittelpunkts, der ähnlich große Werte aufweist. Bei Zugbahnen von über 100 km Länge liegt der Mittelpunkt bereits im Gradientbereich, sodass sich die Werte von denen des Maximums deutlicher unterschieden. Bei großem Hagel kann diese Beobachtung nicht mehr

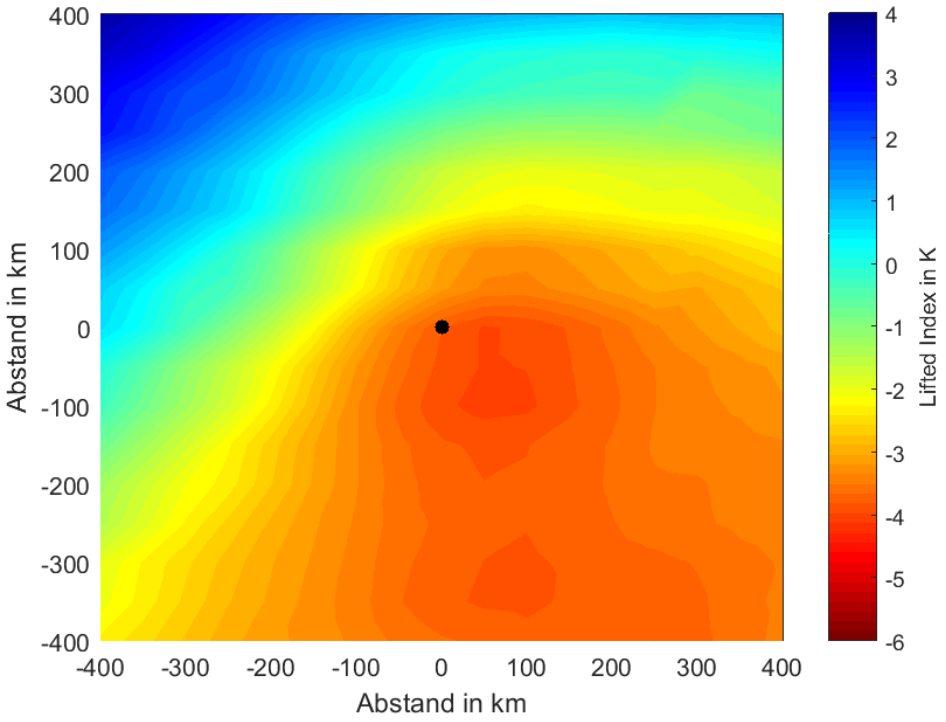


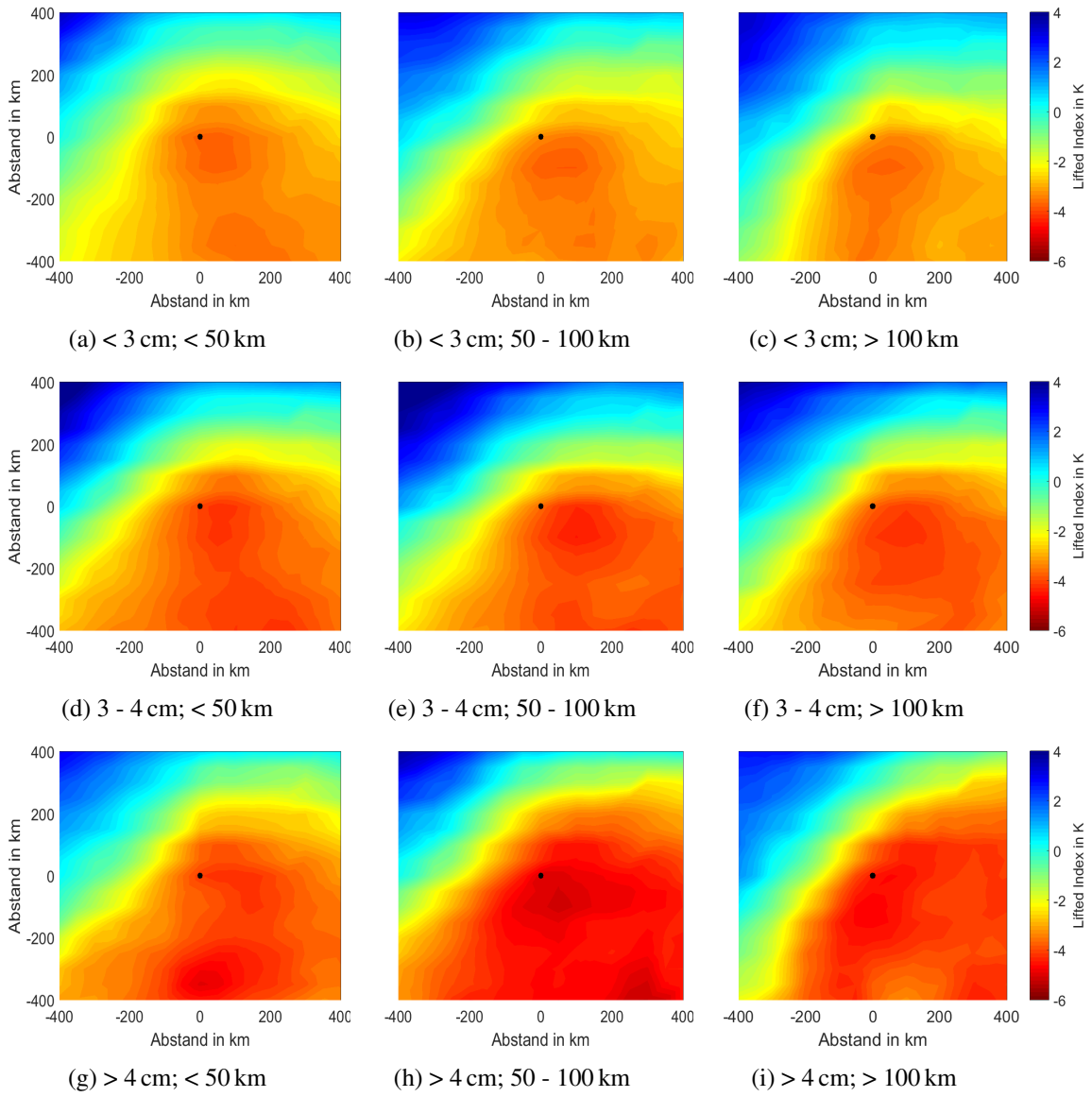
Abbildung 5.1: Mittelwert des Lifted Index (LI) aus allen 985 Hagelzügen am Mittelpunkt der Hagelzüge (schwarz) und in deren Umgebung.

gemacht werden. Hier umfassen bei den Klassen h) und i) die Bereiche mit einem mittleren LI $\leq$ -4 K den gesamten Osten und Süden und reichen bis 100 km nördlich des Mittelpunkts.

Die Verteilung der Werte des LI für die verschiedenen Größen- und Längenklassen zeigen die Boxplots in Abbildung 5.3. Dabei wird für jedes Ereignis in der Umgebung des Mittelpunkts der mittlere LI berechnet. In die Mittelung geht der Mittelpunkt und die umliegenden 8 Gitterpunkte ein. Die nächstgelegenen Gitterpunkte weisen dabei einen Abstand von ca. 50 km zum Mittelpunkt auf, die äußeren Punkte liegen 75 km entfernt. Die Mittelung wurde durchgeführt, um einen repräsentativen Wert für die gesamte Umgebung eines Hagelzugs zu erhalten.

Der Median der Stichprobe nimmt für zunehmende Hagelkorngrößen ab. Bei kleinem Hagel liegt er zwischen -3,1 und -3,6 K und für großen Hagel zwischen -4,2 und -4,9 K. Außer bei den Klassen g) - i) zeigt sich darüber hinaus eine leichte Zunahme des LI mit zunehmender Zugbahnlänge: bei kleinem Hagel von -3,7 auf -3,1 K und bei mittelgroßem Hagel von -3,8 auf -3,5 K. Die Mehrzahl der Ereignisse liegt bei allen Klassen zwischen -2 und -5 K. Einzig Klasse h) weist eine nach unten verschobene Box auf (Interquartilabstand: -3,3 bis -6,6 K). Eine eindeutige Schiefe der Verteilung ist nur bei Klasse i) erkennbar. Hier liegt der Median bei -4,9 und 25% der Ereignisse weisen einen LI zwischen -4,9 und -5,8 K auf.

Die Betrachtung des 90. Perzentil der Stichprobe, zeigt eine ähnliche Verteilung für die ersten fünf Klassen (a - e) mit Werten von -5 K am Mittelpunkt und Maxima von ca. -8 K im Südosten. Für mittelgroßen Hagel und lange Zugbahnen wird ein LI von -7 K am Ort des Hagelzugs verzeichnet.



(a) < 3 cm; < 50 km (b) < 3 cm; 50 - 100 km (c) < 3 cm; > 100 km

(d) 3 - 4 cm; < 50 km (e) 3 - 4 cm; 50 - 100 km (f) 3 - 4 cm; > 100 km

(g) > 4 cm; < 50 km (h) > 4 cm; 50 - 100 km (i) > 4 cm; > 100 km

Abbildung 5.2: Wie Abb. 5.1, aber nach Unterteilung in verschiedene Größen- und Längenklassen.

Diese Abnahme setzt sich für die restlichen Klassen fort, sodass bei den Klasssen h) und i) Werte um -8 bis -9 K für das 90. Perzentil verzeichnet werden (nicht gezeigt).

Die Ähnlichkeit der mittleren Felder für die neun Größen- und Längenklassen und die Werte am Mittelpunkt der Hagelzüge verdeutlichen die geringe Abhängigkeit der Größe der Hagelkörner und der Zugbahnlänge vom Lifted Index. Die leichte Abnahme des Mittelwerts für die Klassen h) und i) deutet auf einen größere Labilität bei der Mehrzahl der Hagelzüge dieser Klassen hin. Die Anzahl der Ereignisse mit niedrigen Werten für den LI ist zwar in den Klassen h) und i) erhöht, allerdings weisen fast alle neun Klassen Werte zwischen 2 und -8 K auf. Niedrige Werte für den LI können somit sowohl bei kleinem Hagel und kurzen Zugbahnen als auch bei großem Hagel und langen Zugbahnen auftreten. Eine eindeutige Unterscheidung ist mit dem LI nicht möglich. Die Lage des Maximums im Osten und Südosten deutet darauf hin, dass die Hagelzüge oftmals nicht im Bereich mit der größten Instabilität auftreten. Stattdessen begünstigen andere Einflüs-

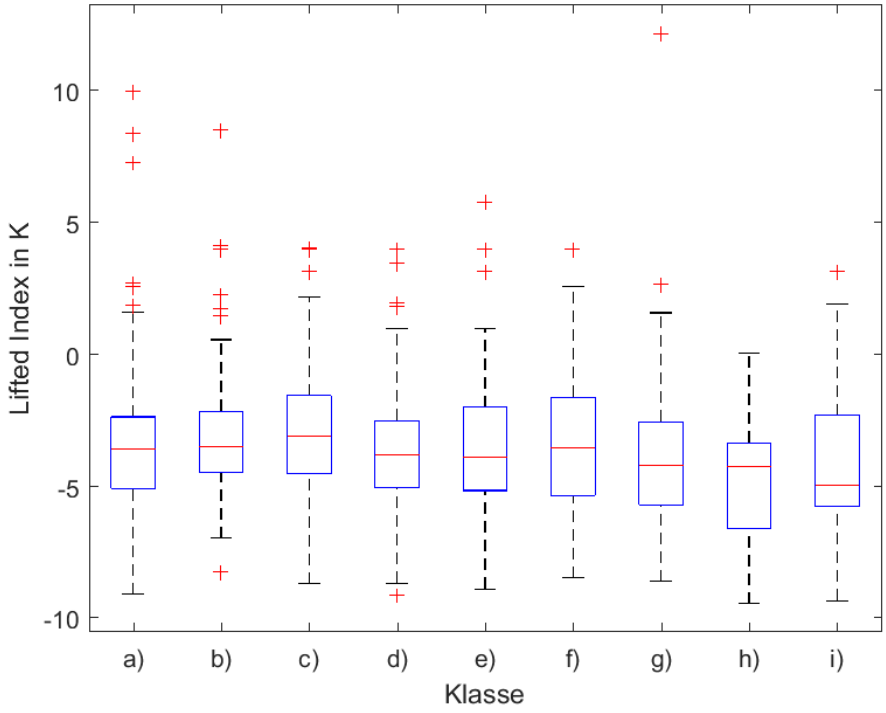


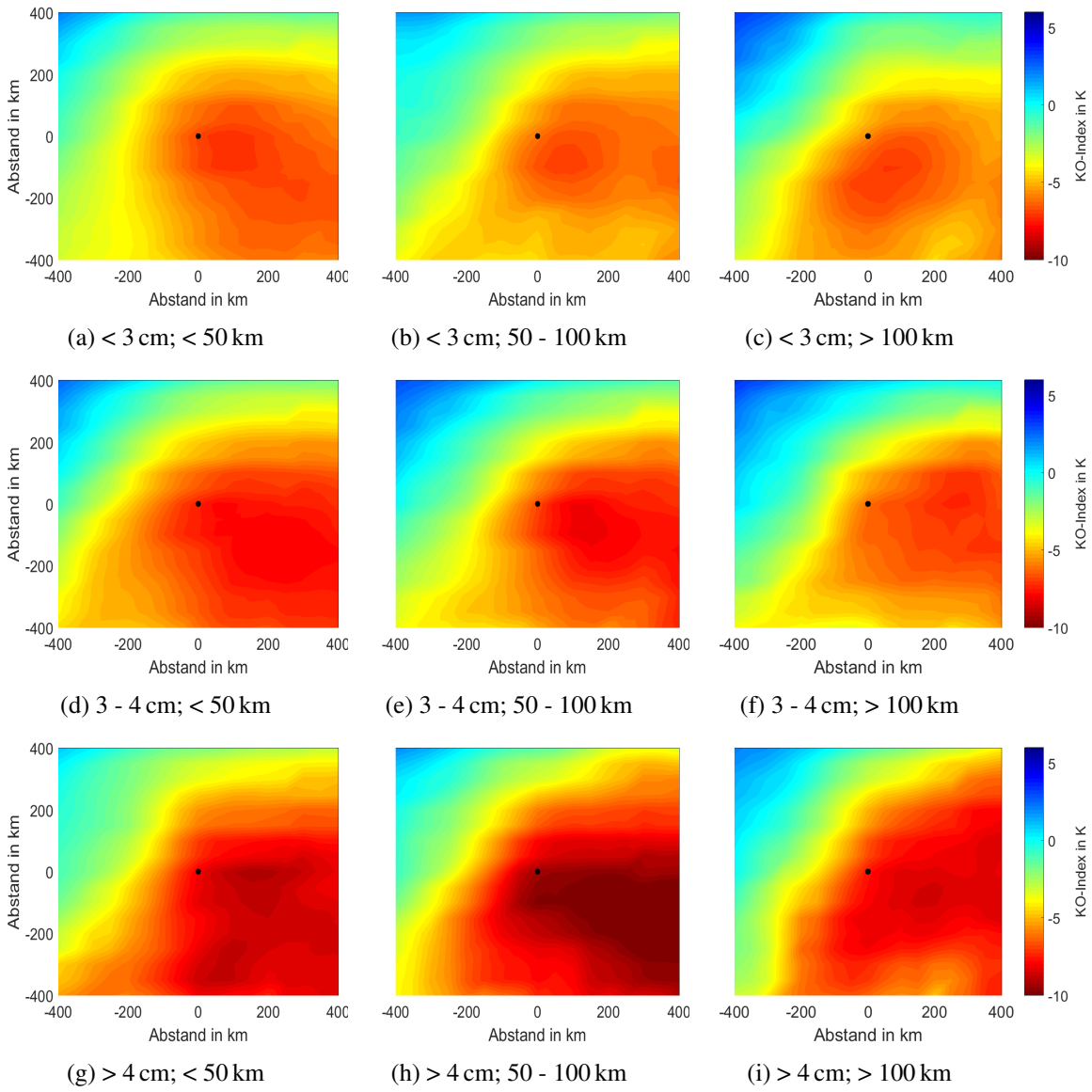
Abbildung 5.3: Boxplots für den LI nach Unterteilung in Klassen a) - i). Zwischen dem oberen Quartil (q3, oberes Ende der blauen Boxen) und dem unteren Quartil (q1, unteres Ende der blauen Boxen) ist der Median als rote Linie dargestellt. Ausreißer sind als rote + dargestellt und liegen außerhalb der Länge der Antennen (q3 + 1,5 x (q3 – q1) bzw. q1 - 1,5 x (q3 – q1), schwarz gestrichelt). Der Abstand zwischen q3 und q1 wird auch als Interquartilabstand (IQA) bezeichnet.

se (Hebungsantriebe, dynamische Prozesse) das Entstehen von Gewittern mit Hagel westlich der höchsten Intsbilität.

KO-Index

Der KO-Index ist, genauso wie der Lifted Index, als Maß für die potentielle Instabilität eine geeignete Größe, um die Wahrscheinlichkeit für die Ausbildung von hochreichender Konvektion abzuschätzen. Die Unterteilung in die Längen- und Größenklassen resultiert auch in einer vergleibaren Lage der Maxima und Minima (Abb. 5.4).

Die größten Werte des KO-Index treten im Mittel bei allen Klassen südöstlich bzw. östlich des Mittelpunkts auf. Vom Mittelpunkt nach Nordwesten und Westen nehmen die Werte schnell ab. Im äußersten Nordwesten ist eine potentielle Instabilität bei Werten von über 0 K nicht mehr vorhanden. Bei allen Längenklassen nimmt der Mittelwert im Bereich der Hagelzüge von kleinem zu großem Hagel ab (betragsmäßig zu). Bei Hagel mit kleinen Korngrößen nimmt er am Mittelpunkt von -6,8 auf -8,1 K ab, bei großem Hagel wird eine Abnahme von -5,7 auf -7,6 K verzeichnet. Sowohl am Mittelpunkt als auch beim Maximum werden bei kurzen und mittleren Zugbahnen größere Werte als bei langen Zugbahnen erreicht. So weist großer Hagel im Mittel ein absolutes Maximum von -9,2 K bei kurzen Zugbahnen und von -8,6 K bei langen Zugbahnen auf. Mittlere Zugbahnen haben hier das betragsmäßig größte Maximum mit -10,7 K im Mittel. Bei kleinem



(a) < 3 cm; < 50 km (b) < 3 cm; 50 - 100 km (c) < 3 cm; > 100 km

(d) 3 - 4 cm; < 50 km (e) 3 - 4 cm; 50 - 100 km (f) 3 - 4 cm; > 100 km

(g) > 4 cm; < 50 km (h) > 4 cm; 50 - 100 km (i) > 4 cm; > 100 km

Abbildung 5.4: Wie Abb. 5.2, aber für den KO-Index.

und mittelgroßem Hagel weisen die kurzen Zugbahnen jeweils sogar das betragsmäßig größte Maximum und den größten Wert am Mittelpunkt auf. Die Zunahme des KO-Index (betragsmäßige Abnahme) hin zu langen Zugbahnen liegt zwischen 1,1 und 1,3 K. Auch wenn es bei der exakten Lage der Maxima Unterschiede gibt, befinden sich diese meist südöstlich des Mittelpunkts und weisen eine Entfernung von ca. 140 - 250 km auf. Bei kurzen Hagelzügen ist die Distanz zwischen Maximum und Mittelpunkt geringer als bei mittleren und langen. Dadurch weist die Differenz zwischen den Werten am Mittelpunkt und am Maximum ebenfalls kleinere Werte auf. Bei mittleren und langen Zugbahnen befindet sich der Mittelpunkt bereits im Bereich des größten Gradienten.

Die Betrachtung der Lage der einzelnen Ereignisse zeigt ebenfalls ein ähnliches Bild wie beim LI (Abb. 5.5). Zwischen den Klassen liegen in der Umgebung nur geringe Unterschiede vor, typische Werte für potentielle Instabilität zwischen -2 und -10 K werden bei allen Stichproben erreicht. Der

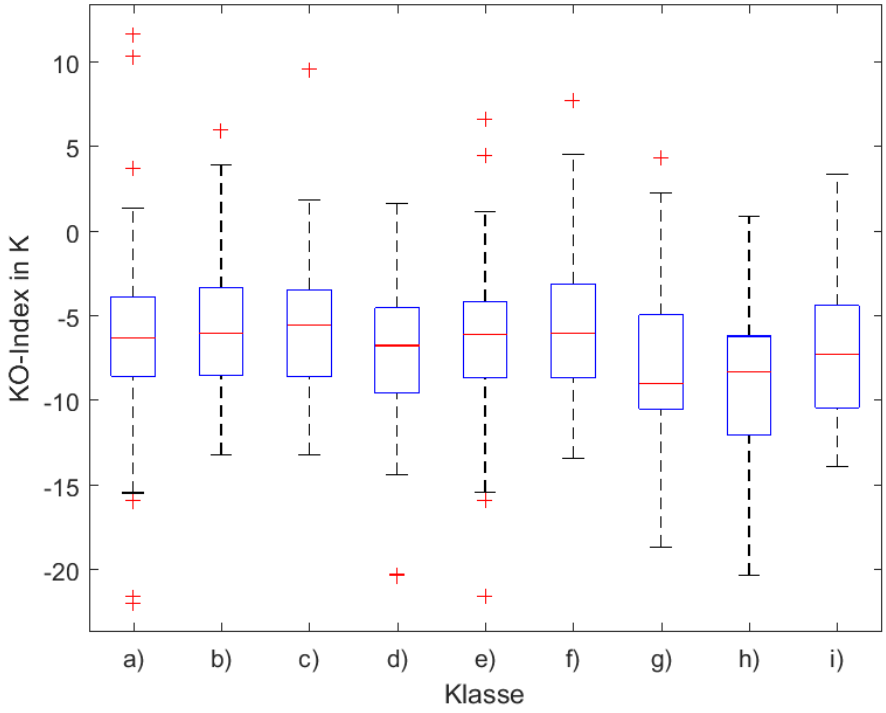


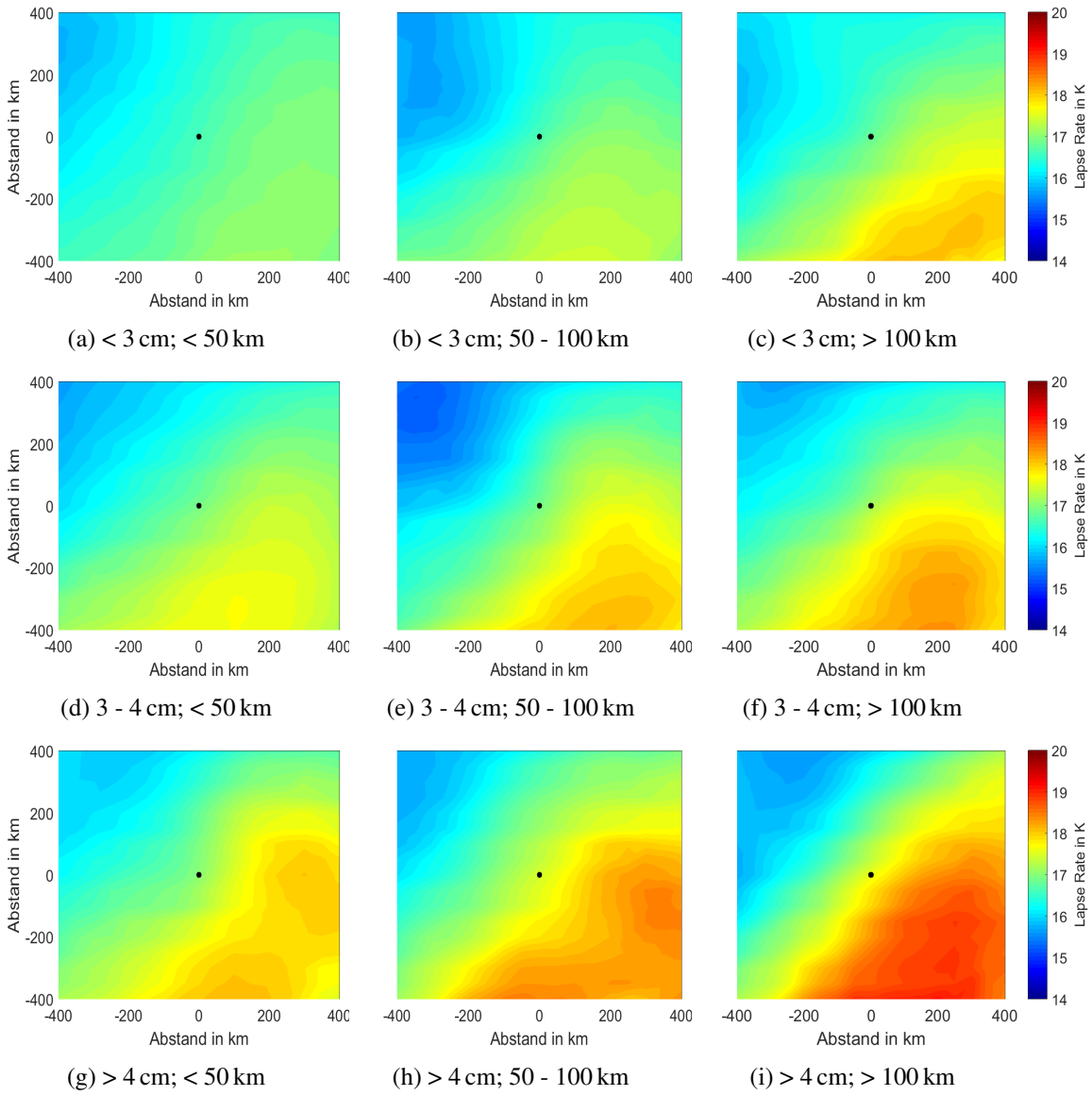
Abbildung 5.5: Wie Abb. 5.3, aber für den KO-Index.

Median nimmt von kurzen zu langen Zugbahnen zu: bei kleinem Hagel von -6,3 auf -5,5 K und bei großem Hagel von -9 auf -7,3 K. Damit zeigt sich auch hier direkt die Abhängigkeit innerhalb der einzelnen Längenklassen von der maximalen Hagelkorngröße. Bei langen Zugbahnen ist eine Abnahme von -5,5 bei kleinem Hagel auf -7,3 K bei großem Hagel zu beobachten. Die Lage des 25. und 75. Perzentils ist bei kleinem Hagel sehr ähnlich und liegt zwischen -3,5 und -8,5 K. Bei mittelgroßem Hagel ist sowohl beim Median als auch bei der Lage der Perzentile eine Verschiebung zu größeren Werten und damit weniger instabilen Bedingungen zu erkennen. Die größten Auffälligkeiten bezüglich der Perzentile zeigen die Ereignisse mit großem Hagel. Bei kurzen Zugbahnen haben 25% der Ereignisse einen KO-Index zwischen -9 und -10,5 K. Das 25. Perzentil der Hagelzüge mit mittleren Zugbanlängen ist im Vergleich zu den kurzen und langen Zugbahnen zu kleineren Werten hin verschoben. In dieser Klasse weisen 50% der Ereignisse einen KO-Index zwischen -6,2 und -12 K auf.

Lapse Rate

Der Mittelwert der Lapse Rate zwischen 700 und 500 hPa zeigt eine leichte Zunahme im Bereich des Mittelpunkts und beim Maximum von kleinem zu großen Hagel und von kurzen zu langen Hagelzugbahnen (Abb. 5.6). Am Mittelpunkt ist bei kleinem und mittelgroßem Hagel die Längenabhängigkeit nicht vorhanden. Die Werte liegen zwischen 16,6 und 16,8 K für kleinen und zwischen 16,9 und 17,2 K bei mittelgroßem Hagel. Eine Zunahme von 0,6 K am Mittelpunkt wird bei großem Hagel beobachtet (17,0 auf 17,6 K).

Die größte Temperaturabnahme zwischen 700 und 500 hPa tritt im Mittel südlich bis südöstlich des Mittelpunkts auf. Diese Lage entspricht ungefähr der Lage des betragsmäßigen Maximums



(a) < 3 cm; < 50 km (b) < 3 cm; 50 - 100 km (c) < 3 cm; > 100 km

(d) 3 - 4 cm; < 50 km (e) 3 - 4 cm; 50 - 100 km (f) 3 - 4 cm; > 100 km

(g) > 4 cm; < 50 km (h) > 4 cm; 50 - 100 km (i) > 4 cm; > 100 km

Abbildung 5.6: Wie Abb. 5.2, aber für die Lapse Rate zwischen 700 und 500 hPa.

bei der Untersuchung des LI und KO-Index. Allerdings befindet sich der Mittelpunkt bei der Lapse Rate stets im Gradientbereich. In 700 hPa wird die wärmste Luft bei den meisten Ereignissen östlich des Mittelpunkts advehiert, wodurch sich hier eine größere Lapse Rate ergibt. In 500 ist die Temperatur im Warmsektor vordeseitig eines Höhentrogs dagegen meist sehr einheitlich. Dies resultiert in einer geringeren Lapse Rate am Mittelpunkt der Hagelzüge.

Beim Maximum ist eine deutlichere Zunahme von kurzen zu langen Zugbahnen als am Mittelpunkt erkennbar. Das Maximum verzeichnet bei großem Hagel einen Anstieg von 1 K von 18,1 auf 19,1 K. Der Anstieg der mittleren Lapse Rate von kleinem zu großem Hagel liegt zwischen 0,6 bei kurzen Zugbahnen und 0,8 K bei langen Zugbahnen. Nur geringe Unterschiede in den Mittelwerten der Lapse Rate treten in der Klasse a) auf, wobei die Werte zwischen 16 und 17 K liegen. Alle anderen Klassen weisen einen größeren Gradienten auf, wobei sich der Mittelpunkt der Hagelzüge

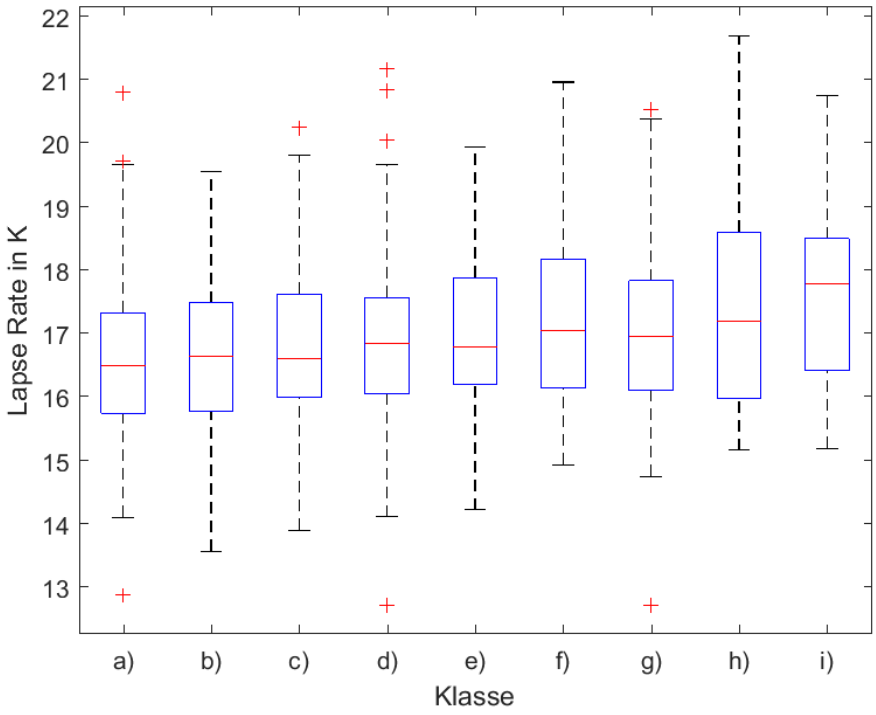


Abbildung 5.7: Wie Abb. 5.3, aber für die Lapse Rate zwischen 700 hPa und 500 hPa.

stets im Gradientbereich zwischen Minimum im Nordwesten und Maximum im Südosten befindet.

50% der Ereignisse aus allen Klassen liegen zwischen 15,7 und 18,6 K (Abb. 5.7). Dabei weisen die Klassen a) und b) die kleinsten Werte der Lapse Rate für das 25. Perzentil mit 15,7 bzw. 15,8 K auf. Für die Klassen h) und i) befindet sich das 75. Perzentil bei 18,6 und 18,5 K. Wie bereits beim Mittelwert ist eine Zunahme des Anteils von Hagelzügen mit größerer Lapse Rate von kleinem zu großem Hagel erkennbar. Für kleinen Hagel liegt der Median mit Werten von 16,5 bis 16,6 K auf dem gleichen Niveau, die Quantile sind aber für die längeren Zugbahnen leicht nach oben verschoben (16,0 und 17,6 K bei Klasse c); 15,7 und 17,3 K bei Klasse a)). Bei der Klasse f) ist der IQA = 2,1 K und damit um 0,4 bzw. 0,6 K größer als bei den Klassen d) und e). Die stärkste Zunahme des Medians wird für großen Hagel beobachtet (17,0 auf 17,8 K). In der Klasse i) befinden sich 25% der Ereignisse im Bereich einer Lapse Rate von 17,8 bis 18,5 K.

Die Lapse Rate nimmt wie zu erwarten von kleinem zu großem Hagel sowohl am Mittelpunkt als auch beim Maximum zu. Es ist somit ein Zusammenhang zwischen der Hagelgröße und der Abnahme der Temperatur in der mittleren Troposphäre erkennbar. Dennoch treten auch bei kleinem Hagel teilweise vertikale Temperaturgradienten zwischen 700 und 500 hPa von über 18 K am Mittelpunkt auf. Der Anteil ist allerdings bei großem Hagel und langen Zugbahnen größer.

Niederschlagsfähiges Wasser

Für alle neun Klassen befindet sich das Maximum zwischen 100 und 112 km westlich bis nordöstlich des Mittelpunkts (Abb. 5.8). Die größten Werte treten hier aber im Gegensatz zu den bisher untersuchten thermodynamischen Proxys in der Nähe des Mittelpunkts der Hagelzüge auf. Die

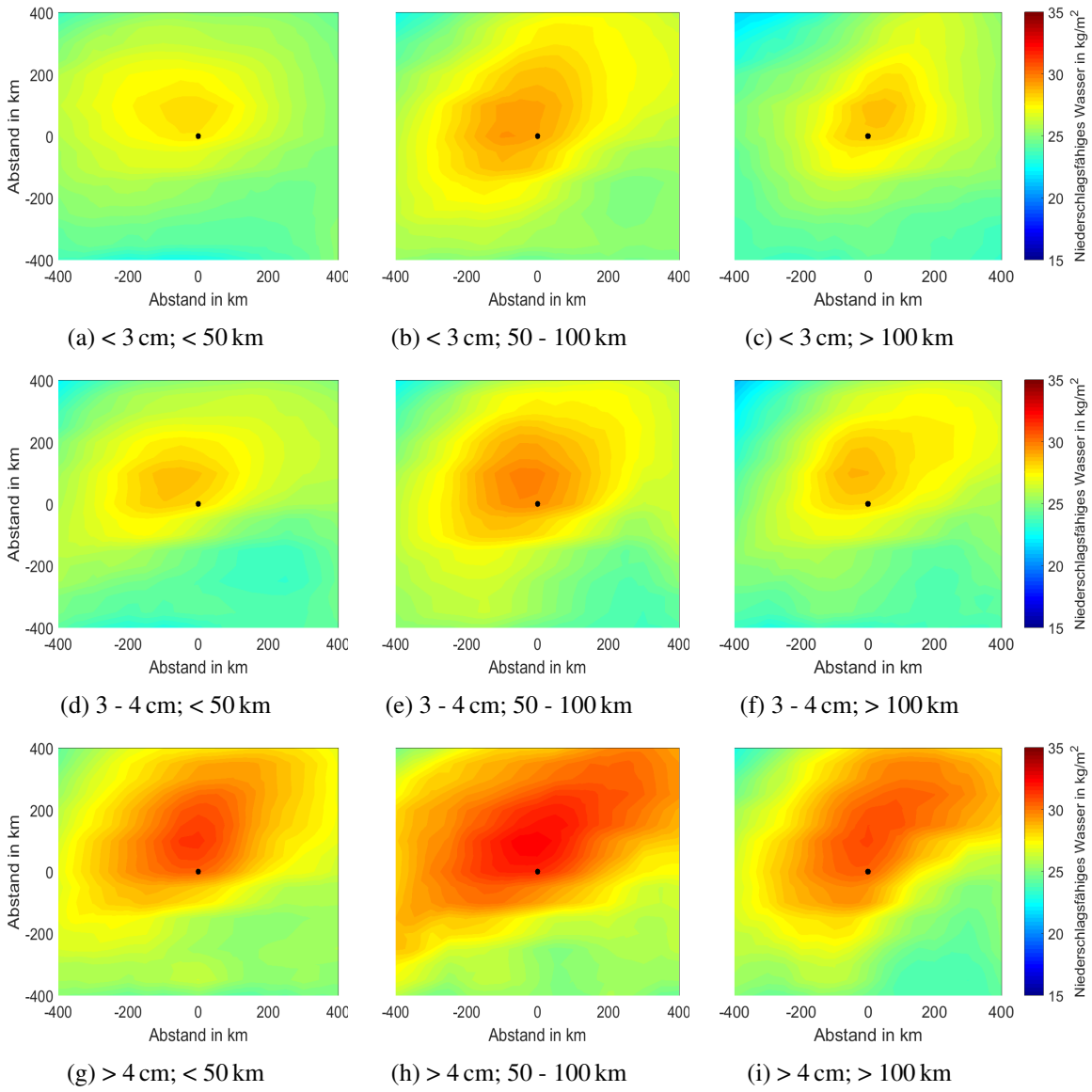


Abbildung 5.8: Wie Abb. 5.2, aber für das niederschlagsfähige Wasser.

Werte am Mittelpunkt liegen für kleinen Hagel 0,3 $\mathrm{kg\,m^{-2}}$ unterhalb des Maximums. Bei mittelgroßem Hagel beträgt die größte Abweichung 0,7 und bei großem Hagel 0,9 $\mathrm{kg\,m^{-2}}$.

Für die Interpretation der geringen Werte im Süden und Osten des Mittelpunkts muss beachtet werden, dass die meiste Feuchtigkeit in den unteren Schichten vorhanden ist und das niederschlagsfähige Wasser daher im Alpenraum wesentlich geringere Werte aufweist. Die Alpen befinden sich bei den meisten Hagelzüge aus Deutschland und Frankreich im Süden bzw. Osten des Mittelpunkts. Die kleine Differenz zwischen Maxima und Mittelpunkt zeigt dennoch, dass Hagel bevorzugt im Bereich mit den größten Mengen des niederschlagsfähigen Wassers auftritt. Hier sind für den Wachstumsprozess (Bereifung) der Hagelkörner mehr unterkühlte Tropfen vorhanden, wodurch größere maximale Durchmesser erreicht werden können.

Der Mittelwert des niederschlagsfähigen Wassers nimmt vor allem von kleinem zu großem Hagel bei allen drei Längenklassen zu. Bei kurzen Zugbahnen nimmt der Wert am Mittelpunkt um 2,7

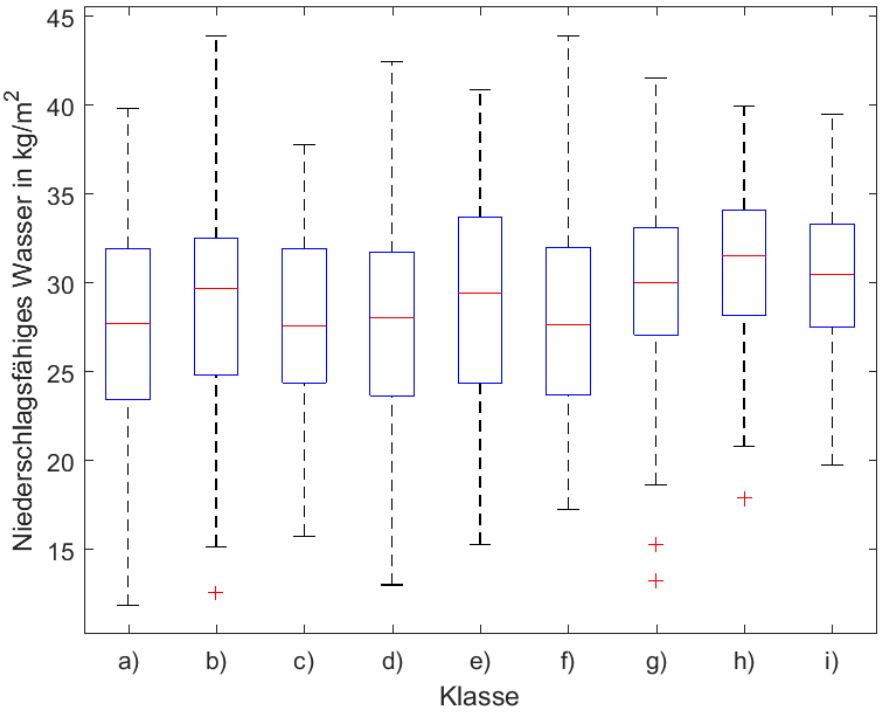


Abbildung 5.9: Wie Abb. 5.3, aber für das niederschlagsfähige Wasser.

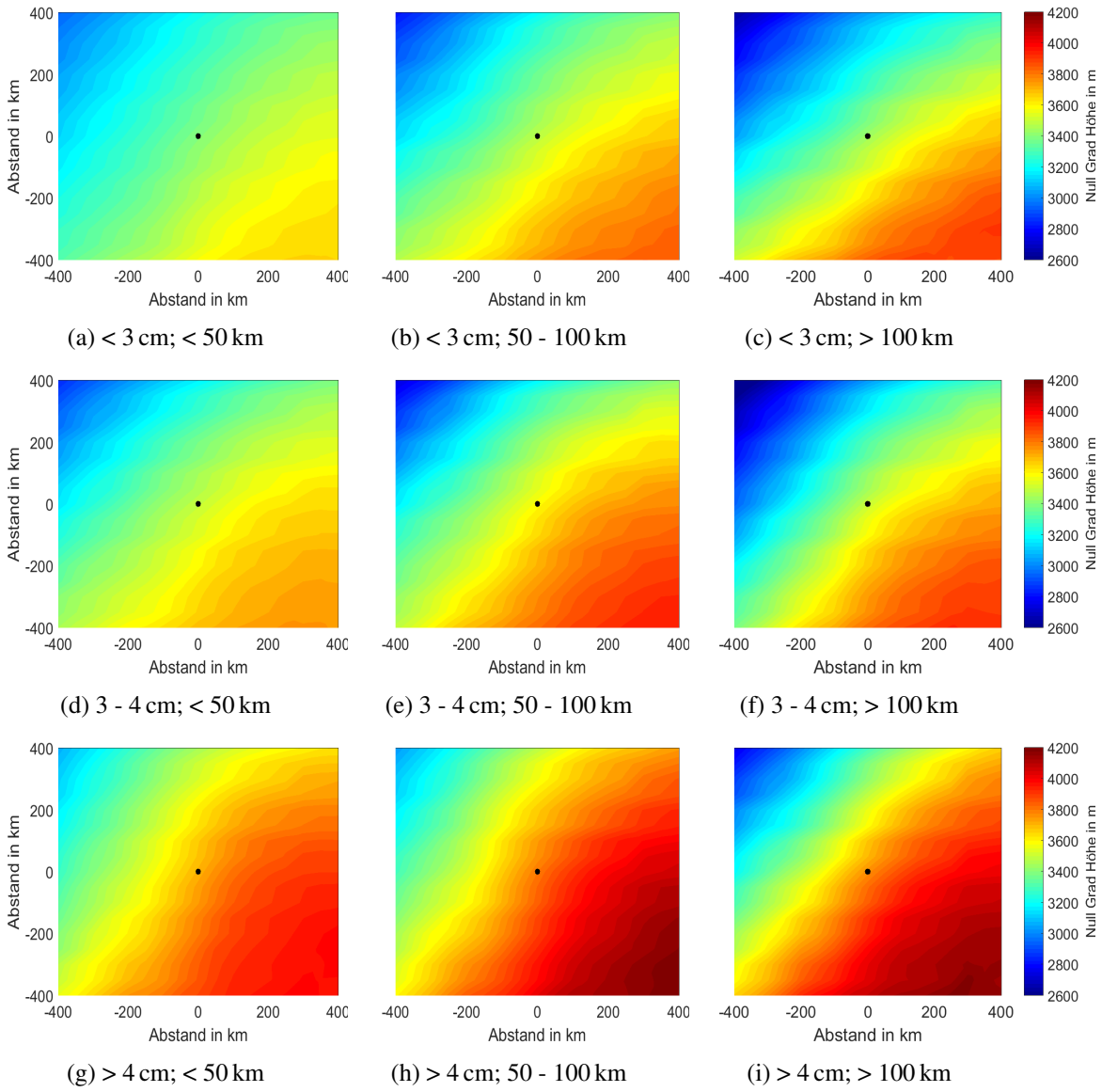
von 27,8 auf 30,5 kg m^{-2} zu. Bei großem Hagel verläuft der Anstieg von 28,4 auf 30,5 kg m^{-2}. Eine Zunahme des niederschlagsfähigen Wassers in der Umgebung der Hagelzüge ist mit ansteigender Zugbahnlänge dagegen nicht ersichtlich. Die langen Zugbahnen weisen praktisch denselben Wert am Mittelpunkt auf, wie die kurzen Zugbahnen. Für die Klassen mit mittlerer Zugbahnlänge haben alle Größenklassen die größten Mittelwerte. Sie sind am Mittelpunkt zwischen 0,7 und 1,5 kg m^{-2} höher als bei langen Zugbahnen.

Die Boxplots zeigen für den Median ebenfalls die größten Werte für die Hagelzüge mit mittlere Zugbahnlängen (Abb. 5.9). Von den langen Zugbahnen weist der Median eine positive Abweichung von 1,1 bis 1,8 kg m^{-2} auf. Bei kleinem und mittelgroßem Hagel befinden sich die mittleren 50% der Stichprobe für kurze und lange Hagelzüge in einem sehr ähnlichen Bereich zwischen 23,4 und 32 kg m^{-2}. Für großen Hagel liegt dieser Bereich bei kurzen und langen Zugbahnen zwischen 27,1 und 33,3 kg m^{-2}, bei mittleren Zugbahnen gar zwischen 28,2 und 34,1 kg m^{-2}.

Da die Menge an niederschlagsfähigem Wasser nur für den maximalen Hagelkorndurchmesser entscheidend ist, zeigt sich keine Abhängigkeit von der Zugbahnlänge. Grundsätzlich gilt: bei großem Hagel ist im Mittel in der Umgebung auch mehr niederschlagsfähiges Wasser vorhanden als bei kleinem Hagel.

Null-Grad-Höhe

Die Höhe der Null-Grad-Grenze variiert für alle Hagelzüge am Mittelpunkt im Mittel zwischen 3400 und 3700 m (Abb. 5.10). Für alle Größen- und Längenklassen befindet sich das Maximum im äußersten Südosten der Grafik. Von dort nimmt die Höhe der Null-Grad-Grenze nach Nordwesten hin stetig ab. Die Höhe am Mittelpunkt der Hagelzüge variiert im Mittel in Abhängigkeit



(a) < 3 cm; < 50 km (b) < 3 cm; 50 - 100 km (c) < 3 cm; > 100 km

(d) 3 - 4 cm; < 50 km (e) 3 - 4 cm; 50 - 100 km (f) 3 - 4 cm; > 100 km

(g) > 4 cm; < 50 km (h) > 4 cm; 50 - 100 km (i) > 4 cm; > 100 km

Abbildung 5.10: Wie Abb. 5.2, aber für die Null-Grad-Höhe.

vom maximalen Durchmesser. Es liegt hier allerdings kein direkter Zusammenhang zur Zugbahnlänge vor. Im Mittel befindet sich die Null-Grad-Grenze bei großem Hagel ca. 300 m höher als bei kleinem Hagel. Die Werte am Mittelpunkt sind für mittlere Zugbahnen jeweils am größten. Diese Auffälligkeit wurde auch bereits für das niederschlagsfähige Wasser beobachtet. Da die Werte nur unwesentlich größer sind als für die anderen Klassen, gestaltet sich die Interpretation dieser Ergebnisse als schwierig.

Die Differenz zwischen dem Maximum südöstlich des Mittelpunkts und dem Minimum im Nordwesten zeigt dagegen eine Längenabhängigkeit für alle drei Korngrößenklassen. Bei kleinem Hagel und kurzen Zugbahnen liegt die Differenz bei 706 m, bei langen Zugbahnen sind es 1271 m. Die Größenklassen d) - f) zeigen eine Zunahme der Differenz von 645 auf 968 m. Hagel über 4 cm bei kurzen Zugbahnen weist einen Differenz von 648 m innerhalb der Grafik auf, bei langen Zugbahnen sind es 1012 m. Die Zunahme der Differenz der Null-Grad-Höhe bei langen Zugbahnen, resultiert vermutlich aus dem häufigeren Zusammenhang langer Zugbahnen mit Kaltfronten. Im

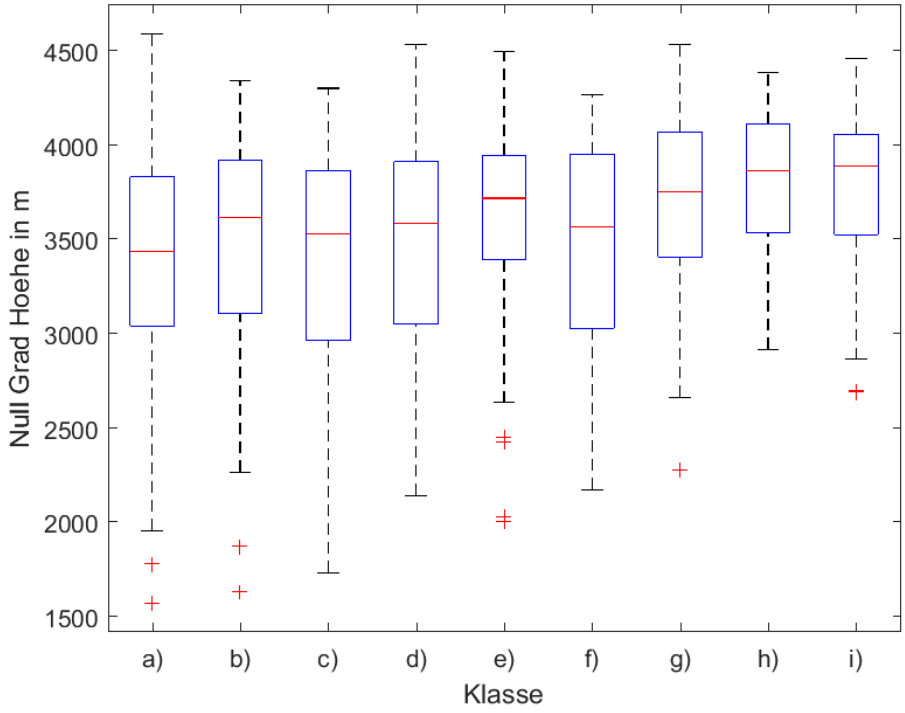


Abbildung 5.11: Wie Abb. 5.3, aber für die Null-Grad-Höhe.

Nordwesten des Hagelzugs ist die Null-Grad-Höhe rückseitig der Kaltfront bereits deutlich tiefer. Östlich der Kaltfront werden in der Regel im Sommer warme Luftmassen aus Südeuropa nach Frankreich oder Deutschland advehiert, wodurch sich die Null-Grad-Höhe weiter oben befindet.

Bei der Betrachtung der Werte im Bereich des Mittelpunkts zeigen die Klassen e) und g) - i) wesentlich größere Werte als die anderen Klassen (Abb. 5.11). Für die drei genannten Stichproben befindet sich das 25. Perzentil bei 3391 - 3539 m, bei den anderen liegt es zwischen 2965 und 3108 m. Darüber hinaus treten bei den Stichproben e) und g) - i) fast keine Ereignisse mit Werten unterhalb von 2700 auf. Die mittleren 50% der Stichprobe nehmen hier einen deutlich geringeren Bereich ein. Während die Stichproben e) und g) - i) einen IQA zwischen 532 und 664 m aufweisen, kommen die restlichen Klassen auf eine breitere Verteilung mit einem Abstand zwischen 690 und 931 m. Die Zunahme des Medians ist wie bereits für den Mittelwert beschrieben von kleinem zu großem Hagel ersichtlich. Zwischen Klasse a) und i) wächst der Median von 3437 auf 3888 m an. Während die meisten Hagelzüge Null-Grad-Höhen zwischen 3000 und 4000 m aufweisen, werden Höhen von über 4500 m nur bei einzelnen Ereignissen beobachtet. Dagegen treten Ereignisse mit Null-Grad-Grenzen zwischen 2000 m und 3000 m gerade bei kleinem Hagel häufiger auf.
Die höher gelegenen Null-Grad-Grenzen für große und teilweise auch für mittelgroße Hagelkörner stehen in direktem Zusammenhang mit wärmeren Luftmassen in den unteren Schichten der Troposphäre, wodurch die Luft hier auch mehr Feuchtigkeit aufnehmen kann. Die Lage der Maxima im Südosten zeigt, dass sich die wärmsten Luftmassen im Mittel südöstlich des Mittelpunkts befinden. Dies bestätigt auch die Untersuchung der während der Hagelzüge vorherrschenden bodennahen Lufttemperaturen (nicht gezeigt).

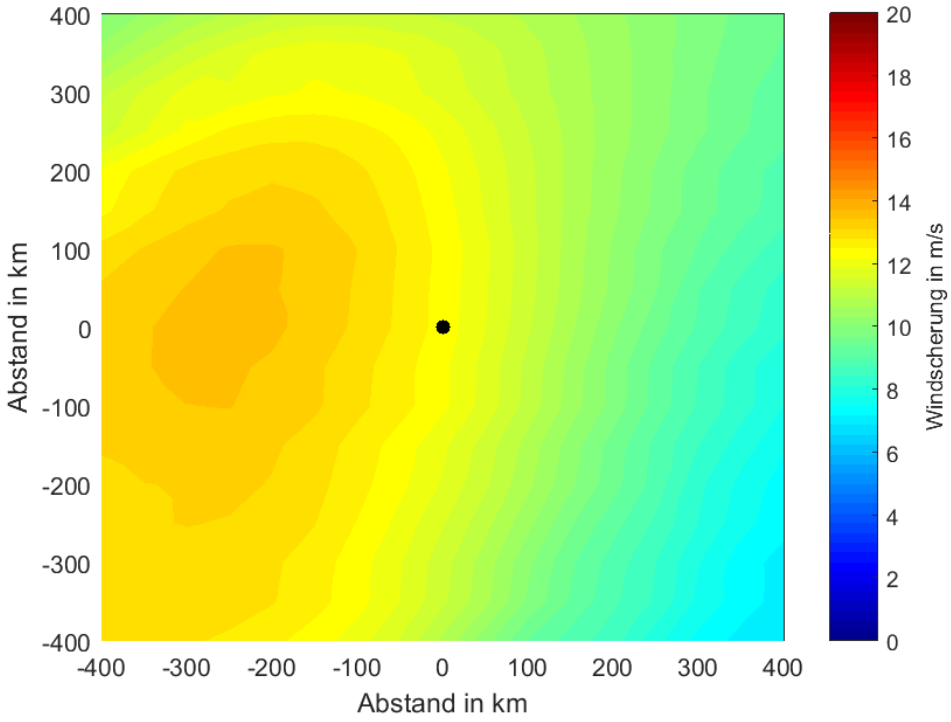


Abbildung 5.12: Wie Abb. 5.1, aber für die vertikale Windscherung zwischen 500 hPa und 10 m.

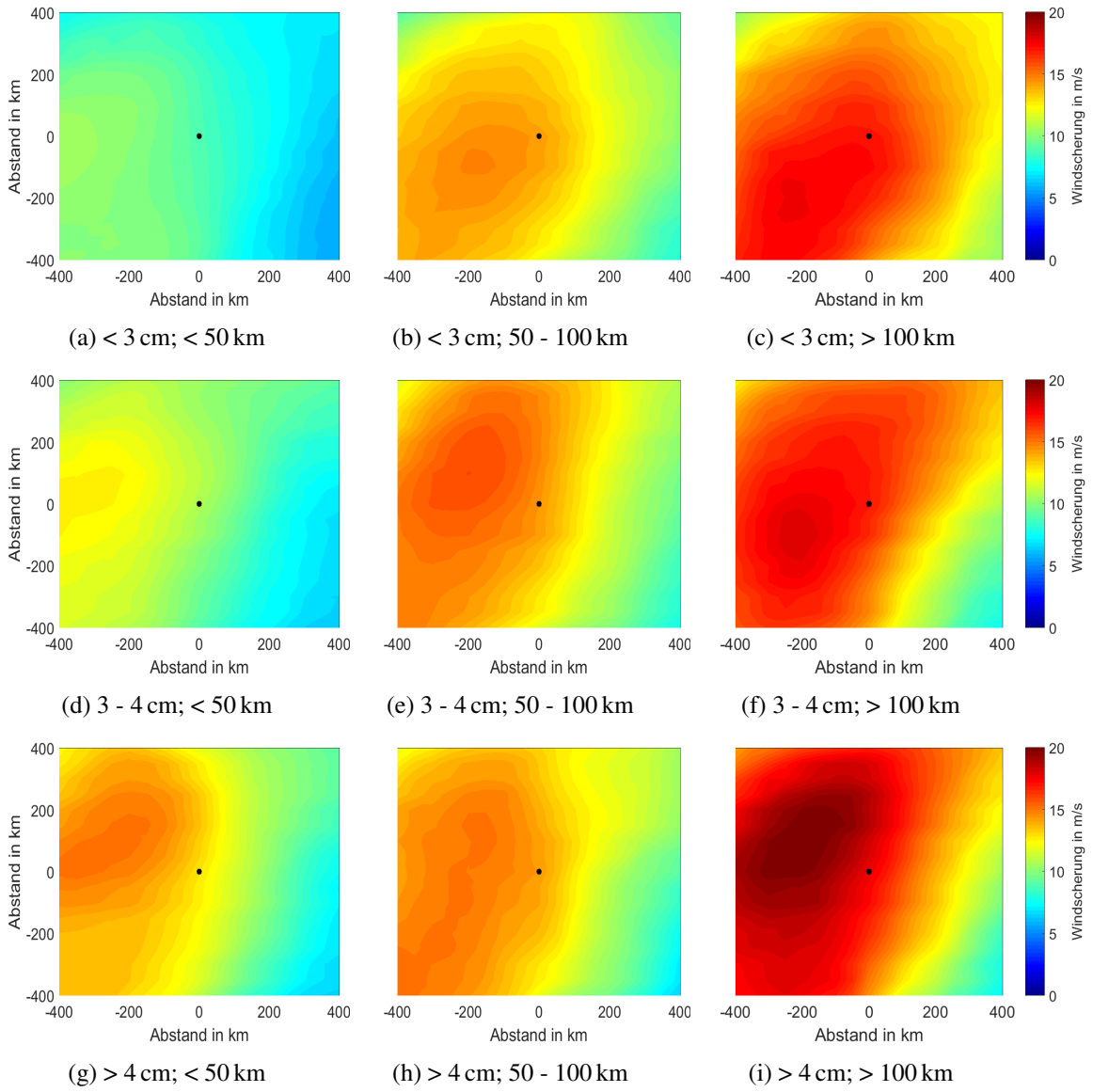
5.1.2 Dynamische Variablen

In diesem Abschnitt werden die dynamischen Proxys Windscherung und Sturm-relative Helizität in der Umgebung der Hagelzüge betrachtet.

Vertikale Windscherung

Bei dem Mittel aus den 985 Hagelzügen tritt die stärkste vertikale Windscherung westlich der Hagelereignisse auf (Abb. 5.12). Der Mittelpunkt weist als durchschnittlichen Wert eine Windscherung von 12,5 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ auf. Nach Kapitel 2.3 liegt dieser Wert im unteren Bereich für die Entstehung von Multizellen. Superzellen werden allerdings in der Regel erst ab einer Windscherung von ca. 18 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ beobachtet. Das ca. 250 km westlich des Mittelpunkts der Hagelzüge gelegene Maximum der Windscherung liegt bei 13,5 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. Es ist zudem ein ausgeprägter Gradient der Windscherung von Westen nach Osten ersichtlich. Im Südosten des Hagelzugs nimmt die Scherung auf Werte um 6 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ ab.

Nach der Unterteilung in die neun Größen- und Längenklassen ergeben sich aber große Unterschiede (Abb. 5.13). Dabei ist eine deutliche Zunahme der vertikalen Windscherung von kleinem zu großem Hagel und von kurzen zu langen Zugbahnen erkennbar. Vor allem bei kleinem Hagel hängt die Windscherung sehr stark von der Zugbahnlänge ab. Am Mittelpunkt liegt der Mittelwert für kurze Zugbahnen bei 8,9 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ und damit im Bereich der Scherung bei Einzelzellen bzw. am unteren Ende der Skala für Multizellen. Für mittlere Zugbahnen bei kleinem Hagel wird bereits ein Mittelwert von 14,3 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ erreicht und lange Zugbahnen zeigen bei kleinem Hagel am Mittelpunkt der Hagelzüge im Schnitt eine vertikale Windscherung von 17,1 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. Damit nimmt der



(a) < 3 cm; < 50 km (b) < 3 cm; 50 - 100 km (c) < 3 cm; > 100 km

(d) 3 - 4 cm; < 50 km (e) 3 - 4 cm; 50 - 100 km (f) 3 - 4 cm; > 100 km

(g) > 4 cm; < 50 km (h) > 4 cm; 50 - 100 km (i) > 4 cm; > 100 km

Abbildung 5.13: Wie Abb. 5.2, aber für die vertikale Windscherung zwischen 500 hPa und 10 m.

Wert für die kleinen Hagelkörner um 92,1% von Klasse a) nach c) zu. Sowohl bei Klasse b) als auch bei c) befindet sich das Maximum der vertikalen Windscherung südwestlich des Mittelpunkts (ca. 180 und 290 km entfernt). Werte von über 16 $m\,s^{-1}$ zeigt die Klasse mit langen Zugbahnen und kleinem Hagel in einem großen Gebiet südlich und westlich des Mittelpunkts. Eine Zunahme des Horizontalwinds von 10 $m\,s^{-1}$ wird bei Klasse a) westlich des Mittelpunkts ohne eindeutiges Maximum beobachtet.

Die Zunahme der Windscherung am Mittelpunkt ist auch für die beiden anderen Hagelkornklassen erkennbar. Bei mittelgroßem Hagel liegt die Zunahme bei 57,4% (von 10,8 auf 17,0 $m\,s^{-1}$). Bei großem Hagel nimmt die Windscherung von 12,8 auf 17,7 $m\,s^{-1}$ und damit um 38,3% zu. Der Anstieg der vertikalen Windscherung ist somit bei kleinem Hagel größer, der größte Wert im Mittel wird dagegen mit 17,7 $m\,s^{-1}$ bei großem Hagel und langen Zugbahnen erreicht. Hier befindet sich im Gegensatz zu kleinem und mittelgroßem Hagel (Klasse c und f) das Maximum der

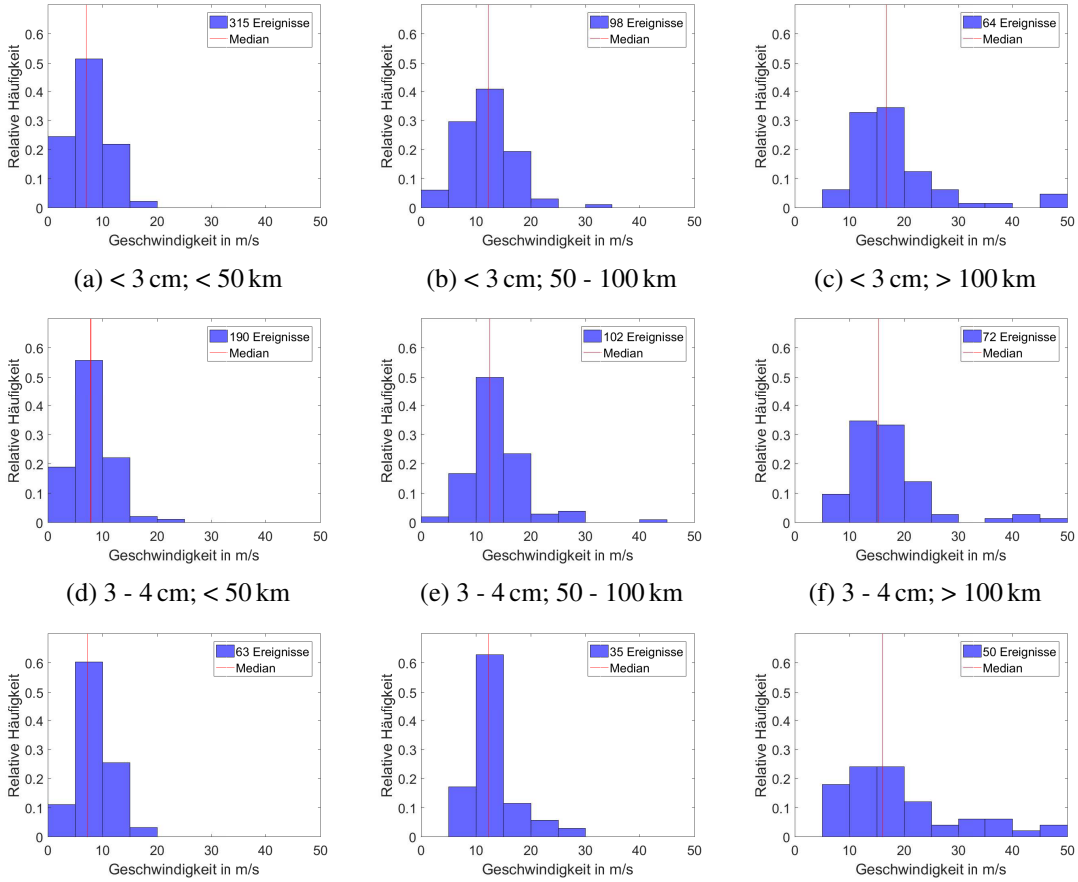
Windscherung 220 km nordwestlich des Mittelpunkts mit Werten von 20,1 $m\,s^{-1}$. Mit Werten von über 17 $m\,s^{-1}$ weist Klasse i) im Mittel ideale Bedingungen für die Entstehung von Superzellen auf.

Eine Zunahme der vertikalen Windscherung wird aber auch bereits bei kurzen Zugbahnen von kleinem zu großem Hagel beobachtet. Von 8,9 auf 12,8 $m\,s^{-1}$ und damit um 43,8% nimmt dabei der Wert am Mittelpunkt zu. Das in der Klasse g) im Nordwesten liegende Maximum von 15,1 $m\,s^{-1}$ ist sogar um 52% größer als das Maximum der Klasse a).

Das Maximum der vertikalen Windscherung befindet sich für alle 9 Klassen westlich des Mittelpunkts und schwankt je nach Klasse zwischen südwestlichem Teil und nordwestlichem Teil der Grafik. Für große Hagelkörner weicht das mittlere Maximum stärker vom Mittelwert am Mittelpunkt ab als für kleinen und mittelgroßen Hagel. So befindet sich der Mittelpunkt für die Klassen g) - i) im Gradientbereich zwischen Maximum im Westen bzw. Nordwesten und Werten um 7 $m\,s^{-1}$ im Südosten. Für die Klassen g) und i) beträgt die Abweichung jeweils 2,4 $m\,s^{-1}$. Für mittelgroßen Hagel liegt die sie zwischen 1,0 und 1,9 $m\,s^{-1}$ und für kleinen Hagel bei 0,5 bis 1,1 $m\,s^{-1}$.

Da die Windstärke in der mittleren Troposphäre einen direkten Einfluss auf die Zugbahnlänge hat, wird nachfolgend der Zusammenhang zwischen Länge und Geschwindigkeit der Hagelzüge betrachtet (Abb. 5.14). Der Median nimmt für alle drei Korngrößen ähnlich stark von ca. 7 $m\,s^{-1}$ bei kurzen Zugbahnen zu ca. 16 $m\,s^{-1}$ bei langen Zugbahnen zu. Von kleinem zu großem Hagel gibt es keinen großen Unterschied bezüglich des Medians bei den verschiedenen Zugbahnlängen. Bei kurzen Zugbahnen weisen 51,4% der Ereignisse mit kleinem und 60,3% der Hagelzüge mit großem Hagel, eine Verlagerungsgeschwindigkeit zwischen 5 und 10 $m\,s^{-1}$ auf. Für großen Hagel und mittlere Zugbahnen ist der Anteil der Geschwindigkeiten von 10 - 20 $m\,s^{-1}$ mit 28,6% gegenüber den Klassen a) und d) mit jeweils 24,2% leicht erhöht.

Unterschiede in der Verteilung der Geschwindigkeiten finden sich vermehrt bei mittleren Zugbahnlängen. Bei kleinem Hagel haben 35,7% der Hagelzüge eine Geschwindigkeit von 1 - 10 $m\,s^{-1}$. Für mittleren und großen Hagel sinkt der Anteil auf ca. 18%. Stattdessen verlagern sich die Mehrzahl der Hagelzüge mit einer Geschwindigkeit zwischen 10 und 15 $m\,s^{-1}$ (50,0% der Klasse e) und 62,9% der Klasse h)). Anders als bei kurzen Zugbahnen weisen Ereignisse bei mittleren Längen auch Geschwindigkeiten von über 20 $m\,s^{-1}$ auf (9,6% der Ereignisse in Klasse h).
Der Anteil dieser Hagelzüge ist bei den langen Zugbahnen nochmals erhöht. Bei kleinem Hagel sind 16,5% der Ereignisse mit Verlagerungsgeschwindigkeiten von mehr als 20 $m\,s^{-1}$ verbunden, bei großem Hagel sind es 34,0%. Dafür gibt es in dieser Klasse mit einem Anteil von 18,0% eine große Menge von Hagelzügen, die sich mit einer Geschwindigkeit zwischen 5 und 10 $m\,s^{-1}$ verlagern. Bei kleinem Hagel entfallen auf diesen Bereich lediglich 6,3%. Die Ereignisse aus Klasse i) haben sehr unterschiedliche Verlagerungsgeschwindigkeiten, die von 5 bis zu 50 $m\,s^{-1}$ reichen. Es zeigt sich damit insgesamt eine eindeutige Abhängigkeit der Verlagerungsgeschwindigkeit von der Zugbahnlänge.



(a) < 3 cm; < 50 km (b) < 3 cm; 50 - 100 km (c) < 3 cm; > 100 km

(d) 3 - 4 cm; < 50 km (e) 3 - 4 cm; 50 - 100 km (f) 3 - 4 cm; > 100 km

(g) > 4 cm; < 50 km (h) > 4 cm; 50 - 100 km (i) > 4 cm; > 100 km

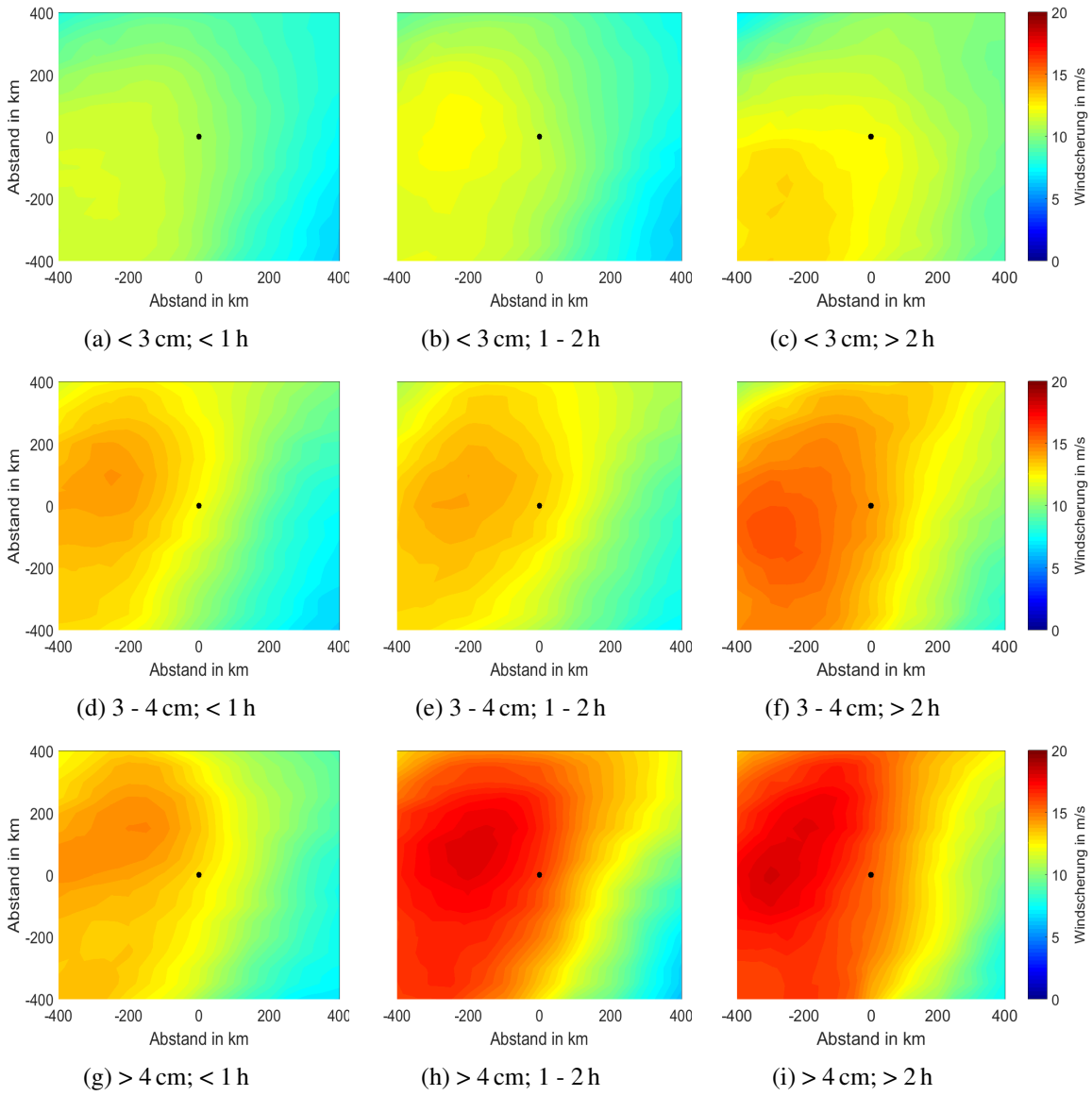
Abbildung 5.14: Geschwindigkeit der Hagelzüge nach Unterteilung in Größen- und Längenklassen. Der Median der Stichprobe ist in rot eingeszeichnet, die Unterteilung erfolgt in Schritten von $10\,\mathrm{m\,s^{-1}}$.

Tabelle 5.2: Anzahl der Hagelzüge pro Klasse nach Unterteilung in Größen- und Zeitklassen.

	< 3 cm	3 - 4 cm	> 4 cm
< 1 h	249	164	52
1 - 2 h	146	132	50
> 2 h	78	68	46

Daher werden die Hagelzüge auch nach der Zeitdauer der Ereignisse unterteilt. Die Stichprobe wurde dazu separiert in Ereignisse mit einer Zeitdauer von unter 1 Stunde (fortan: kurze Zeitdauer), Hagelzüge mit einer Dauer von 1 - 2 h (mittlere Zeitdauer) und in lange andauernde Gewitter mit einer Zeitspanne von über 2 Stunden (lange Zeitdauer). Die Anzahl der Ereignisse bei unveränderter Größenklassen zeigt Tabelle 5.2. Wie bereits für die Längenklassen, entfällt die Mehrzahl der Ereignisse auf kleinen Hagel und kurze Zeitdauern (25,3%).

Die Zunahme der vertikalen Windscherung von kleinem zu großem Hagel und kurzen zu langen Zugbahnen ist auch für die Unterteilung in Zeitklassen deutlich erkennbar (Abb. 5.15). So weist



(a) < 3 cm; < 1 h (b) < 3 cm; 1 - 2 h (c) < 3 cm; > 2 h

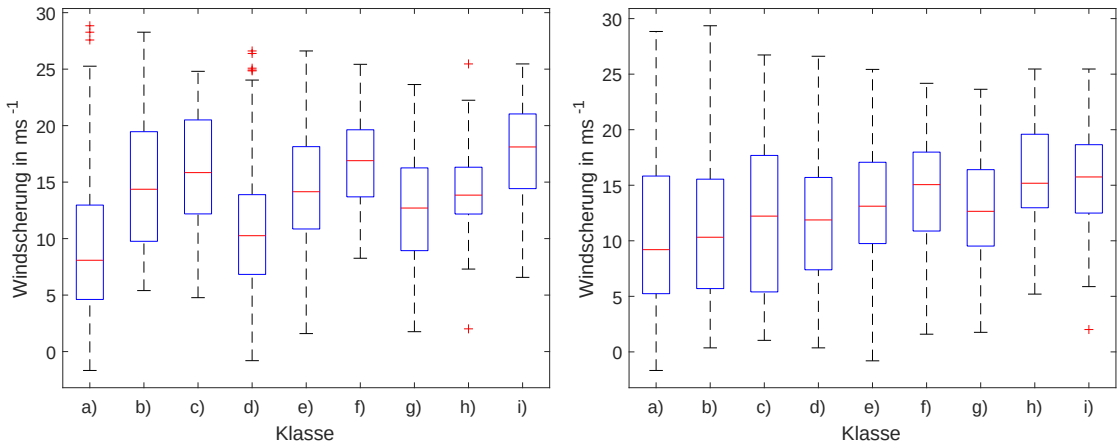
(d) 3 - 4 cm; < 1 h (e) 3 - 4 cm; 1 - 2 h (f) 3 - 4 cm; > 2 h

(g) > 4 cm; < 1 h (h) > 4 cm; 1 - 2 h (i) > 4 cm; > 2 h

Abbildung 5.15: Wie Abb. 5.13, aber nach Unterteilung in Größen- und Zeitklassen.

die Grafik für kleinen Hagel und kurze Zeitdauern unwesentlich größere Werte auf wie die Klasse a) der Längenklassen. Am Mittelpunkt liegt die Windscherung bei 10,7 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ und damit 2 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ über der Windscherung der vergleichbaren Längenklasse. Kleinere Werte werden für die Klasse i) mit 15,5 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ am Mittelpunkt verzeichnet (17,7 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ bei vergleichbarer Längenklasse). Die Maxima liegen bei allen neun Klassen weiterhin in westlicher Richtung 200 bis 330 km vom Mittelpunkt entfernt.

Die Zunahme der vertikalen Windscherung von kurzen auf lange Zeitdauern liegt im Falle von kleinem Hagel am Mittelpunkt lediglich bei 14,0%. Die Unterteilung in Längenklassen hat dagegen einen Anstieg der Windscherung von 92,0% zur Folge. Während bei kleinem Hagel nur noch geringe Unterschiede zwischen den unterschiedlichen Zeitdauern auftreten, liegt die Zunahme der vertikalen Windscherung mittlerer und langer Zeitdauern von kleinem zu großem Hagel bei 27,0%. Bei den Längenklassen liegt der Zuwachs nur bei 3,5%.



(a) Längenunterscheidung (b) Zeitunterscheidung

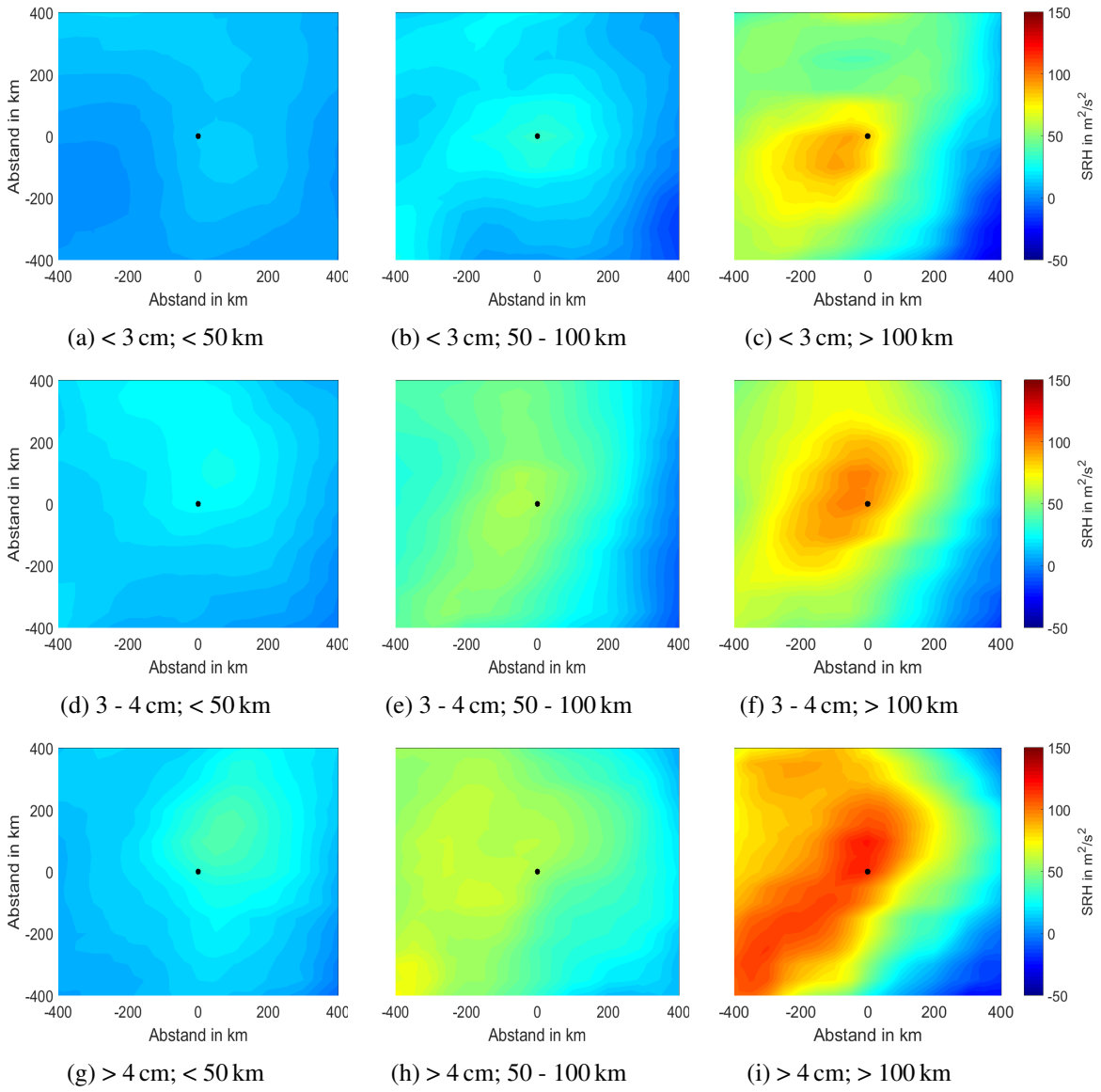
Abbildung 5.16: Wie Abb. 5.3, aber für die vertikalen Windscherung nach Unterscheidung in Größen-, Längen- (links) und Zeitklassen (rechts).

Da gerade Hagelzüge mit großer Zugbahnlänge ein hohes Schadenspotential aufweisen, wird in den folgenden Kapiteln weiterhin die Unterteilung in Größen- und Längenklassen vorgenommen. Die Unterteilung in Zeitklassen zeigt vor allem für die vertikale Windscherung interessante Unterschiede. Für die anderen betrachteten Konvektionsindizes und Proxys ergeben sich dagegen nur geringe Änderungen (nicht gezeigt).

Die Verteilung der Windscherung nach Größen-, Längen- und Zeitunterscheidung zeigt Abbildung 5.16). Bei den Längenklassen ist sowohl bei der Zunahme des Korndurchmessers als auch bei der Längenzunahme ein Anwachsen des Medians der vertikalen Windscherung zu beobachten. Die Werte des Medians entsprechen dabei annähernd den Werten des Mittelwerts am Mittelpunkt aus den bisherigen Grafiken. Auch bei der Zeitunterscheidung ist ein Anwachsen des Medians ersichtlich. Dies ist allerdings, vor allem für kleinen Hagel, wesentlich geringer als bei der Längenunterscheidung. Unterschiede zeigen sich auch in der Lage der meisten Werte der Stichproben. Bei der Längenunterscheidung liegen für kurze Zugbahnen und kleinen Hagel 50% der Werte zwischen 4,6 und 13,0 $\mathrm{m\,s^{-1}}$, bei großem Hagel zwischen 8,9 und 16,3 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. Für lange Zugbahnen liegt die Hälfte der Werte im Gebiet um den Mittelpunkt zwischen 12,2 und 20,5 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ für kleinen und zwischen 14,4 und 21,0 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ für großen Hagel. Nach der Zeitunterscheidung umfassen 50% der Stichprobe der Klasse c) einen sehr großen Bereich von 5,4 bis 17,7 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. Für kleinen Hagel liegen die Werte der Windscherung in einem ähnlichen Bereich, eine Verschiebung der Ereignisse zu größeren Werten wird bei mittlerem und großen Hagel beobachtet.

Sturm-relative Helizität (SRH)

Die SRH zeigt eine ähnlich große Abhängigkeit von der Zugbahnlänge der Hagelzüge wie die vertikale Windscherung (Abb. 5.13). Für kleinen, mittelgroßen und großen Hagel nehmen sowohl die Werte am Mittelpunkt als auch das absolute Maximum der Mittelwerte deutlich von kurzen zu langen Zugbahnen zu. Bei kleinem Hagel und langen Zugbahnen wird am Mittelpunkt eine SRH von 84,4 $\mathrm{m^2\,s^{-2}}$ gemessen. Dies entspricht mehr als dem Sechsfachen des Werts bei kleinem Hagel und kurzen Zugbahnen. Bei mittlerem und großem Hagel ist jeweils ein Anstieg um das Vierfache zu beobachten. Ein Mittelwert von 116,1 $\mathrm{m^2\,s^{-2}}$ weist Klasse i) auf. Die Maxima befinden sich bei



(a) < 3 cm; < 50 km (b) < 3 cm; 50 - 100 km (c) < 3 cm; > 100 km

(d) 3 - 4 cm; < 50 km (e) 3 - 4 cm; 50 - 100 km (f) 3 - 4 cm; > 100 km

(g) > 4 cm; < 50 km (h) > 4 cm; 50 - 100 km (i) > 4 cm; > 100 km

Abbildung 5.17: Wie Abb. 5.2, aber für die Sturm-relative Helizität.

allen neun Klassen näher am Mittelpunkt als bei der vertikalen Windscherung. Darüber hinaus ist die Differenz zwischen den Werten am Mittelpunkt und dem Maximum der SRH geringer.

Es ist demnach wahrscheinlich, dass lange Hagelzüge bevorzugt in direkter Umgebung der größten Werte der SRH auftreten. Die Lage relativ zum Mittelpunkt schwankt dagegen. Bei kleinem und mittelgroßem Hagel und langen Zugbahnen liegt das Maximum ca. 50 - 100 km südwestlich bzw. westlich vom Mittelpunkt. Bei großem Hagel und langen Zugbahnen erstrecken sich Werte von über $100\,\mathrm{m^2\,s^{-2}}$ für die SRH von einer Region 100 km nördlich des Mittelpunkts nach Südwesten. Eine Zunahme der SRH ist auch bei allen Längenklassen von kleinem zu großem Hagel zu beobachten. Die Zunahme liegt zwischen $17{,}5\,\mathrm{m^2\,s^{-2}}$ bei kurzen Zugbahnen und $31{,}7\,\mathrm{m^2\,s^{-2}}$ bei langen.

Die Wahrscheinlichkeit für die Entstehung von Superzellen ist ab Werten der SRH von über $200\,\mathrm{m^2\,s^{-2}}$ deutlich erhöht. Eine SRH von $100\,\mathrm{m^2\,s^{-2}}$ im Mittel bei Klasse i) lässt damit auf einen hohen Anteil von Superzellen bei diesen Klassen schließen. Der Vorteil der SRH gegenüber der

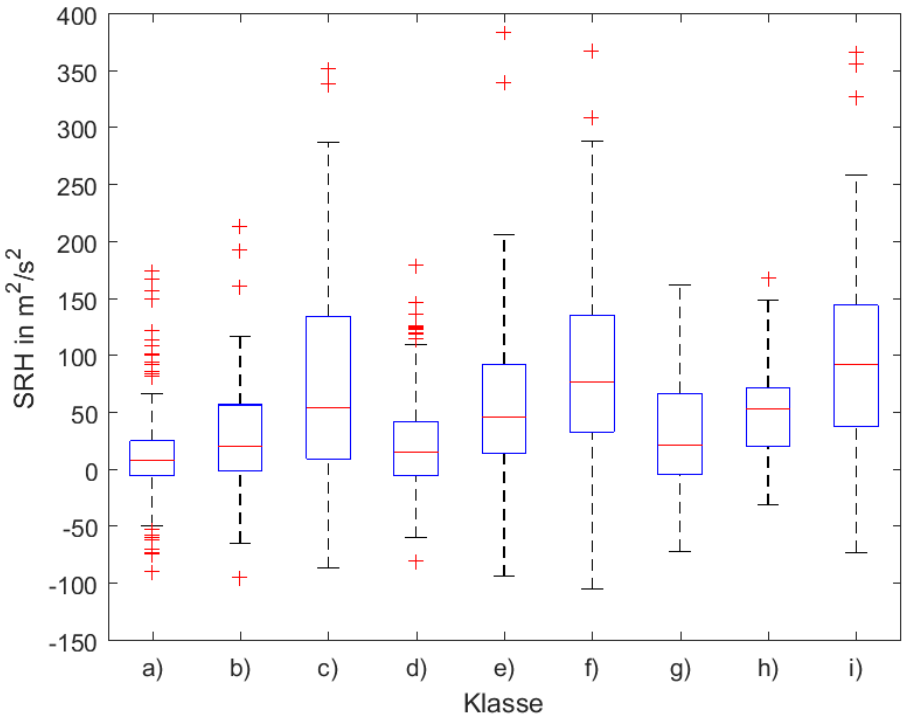


Abbildung 5.18: Wie Abb. 5.3, aber für die Sturm Relative Helizität

.

im vorherigen Kapitel betrachteten Windscherung liegt in der Berücksichtigung der Windrichtung. Für die Entstehung von Superzellen ist neben der großen absoluten vertikalen Windscherung auch eine Änderung der Windrichtung mit der Höhe wichtig.

Die SRH weist nicht nur beim Mittelwert wesentliche Unterschiede auf. Die Betrachtung der gesamten Stichprobe als Boxplots für die einzelnen Klassen zeigt die bisher deutlichste Abhängigkeit eines Proxys von der Hagelkorngröße und der Zugbahnlänge (Abb. 5.18). Bei der Hälfte der 311 Ereignisse mit kleinem Hagel und kurzen Zugbahnen liegt die SRH zwischen -4,9 und 25,6 $m^2 s^{-2}$. Auch bei mittelgroßem Hagel und kurzen Zugbahnen ist der IQA mit zwischen -5,0 und 42,4 $m^2 s^{-2}$ relativ gering im Vergleich zu den anderen Klassen. Die Mediane der Stichproben zeigen eine ähnliche Zunahme von kurzen zu langen Zugbahnen und kleinem zu großem Hagel wie der Mittelwert in Abbildung 5.17. Die Klassen c), f) und i) haben einen wesentlich größeren Median und die Mehrzahl der Werte der SRH nehmen einen Bereich zwischen 9 und 144 $m^2 s^{-2}$ ein.

Die Untersuchung der Klassen zeigt, dass die Sturm-relative Helizität eine geeignete Größe zur Unterscheidung von Hagelereignissen unterschiedlicher Korngröße und Zugbahnlänge ist. Werte oberhalb der Schwelle für die Entstehung von Superzellen treten bei kleinem Hagel und kurzen Zugbahnen quasi nicht auf, wogegen eine Vielzahl der Ereignisse mit großem Hagel und langen Zugbahnen eine SRH von über 100 $m^2 s^{-2}$ aufweisen. Damit bietet sich die Verwendung der SRH für die Unterscheidung von Hagelereignissen unterschiedlicher Intensität an. In Kapitel 6 werden dafür geeignete Schwellenwerte bestimmt.

5.2 Frontale und nicht-frontale Hagelzüge

Kaltfronten ziehen in Mittel- und Westeuropa meist nach Osten bzw. Südosten. In der Schweiz und Deutschland ist in Regionen mit geringer Anzahl von jährlichen Hagelereignissen der Anteil der frontalen Hagelgewitter größer als in Gebieten mit großer Hagelaktivität (Schemm et al., 2016; Baumstark, 2017). Baumstark (2017) fand, dass in der Umgebung von Fronten bessere Voraussetzungen für die Entstehung von großen Hagelkörnern vorliegt. So sind im Umfeld der Front in der Regel höhere Werte der vertikalen Windscherung vorhanden. Dennoch treten Hagelereignisse mit großem Hagel und langen Zugbahnen auch in Fällen ohne eine Front auf. Zur Unterscheidung der Umgebungsbedingungen bei frontalen und nicht-frontalen Ereignissen werden die Hagelzüge nach dem maximalen Hagelkorndurchmesser und der Zugbahnlänge jeweils in vier Klassen eingeteilt.

Da die Grenzen anders gewählt wurden als in Kapitel 5.1, müssen die Begrifflichkeiten auch anders interpretiert werden. So umfasst großer Hagel in diesem Abschnitt alle Hagelzüge mit Korngrößen von 3 cm und größer, während kleiner Hagel alle Ereignisse mit Hagel von unter 3 cm beschreibt. Bei der Zugbahnlänge erfolgt die Separierung bei 75 km (Tab. 5.3). Für eine feinere Unterscheidung ist die Stichprobe bei frontalen Ereignissen zu gering. Die auf die einzelnen Klassen entfallene Anzahl der Hagelzüge zeigen Tabelle 5.3 und Tabelle 5.4.

Tabelle 5.3: Anzahl der Ereignisse pro Klasse nach Unterteilung in Größen- und Längenkategorien bei frontalen Hagelzügen.

	< 3 cm	≥ 3 cm
< 75 km	59	73
≥ 75 km	32	82

Tabelle 5.4: Anzahl der Ereignisse pro Klasse nach Unterteilung in Größen- und Längenkategorien bei Hagelzügen ohne eine Front in unmittelbarer Nähe.

	< 3 cm	≥ 3 cm
< 75 km	324	259
≥ 75 km	58	98

Für frontale und nicht-frontale Hagelzüge werden im Folgenden die Windscherung, die SRH sowie verschiedener thermodynamischer Parameter (Lifted Index, niederschlagsfähiges Wasser, Null-Grad-Höhe) untersucht. Analog zum vorherigen Kapitel werden für die einzelnen Klassen Mittelwert, Median und Perzentile der Ereignisse berechnet.

Lifted Index

Für den LI resultiert die Unterscheidung in frontale und nicht-frontale Ereignisse in kleineren Werte am Mittelpunkt bei den Klassen der nicht-frontalen Hagelzüge im Vergleich zur jeweiligen frontalen Klasse (Abb. 5.19). Die kleineren Werte am Mittelpunkt stehen in direktem Zusammenhang zu der Lage des Maximums, welches sich ca. 100 km südöstlich befindet. Bei den frontalen Hagelzügen befindet sich das betragsmäßige Maximum dagegen meist ca. 250 - 400 km südlich des Mittelpunkts. Hier liegt zudem ein größerer Gradient vor, wodurch sich die Werte der Maxima wiederum kaum unterscheiden. Bei den nicht-frontalen Ereignissen treten die Hagelzüge bevorzugt in unmittelbarer Nähe der größten Instabilität auf. Sie ist der entscheidender Faktor zur Entstehung von Gewittern mit Hagel im nicht-frontalen Fall. Eine größere Labilität der Schichtung führt zu höheren Vertikalgeschwindigkeiten innerhalb der Wolke, wodurch die Hagelkörner länger im Aufwindbereich gehalten werden. Dagegen treten die Hagelzüge bei frontalen Ereignissen wesentlich weiter von der größten Instabilität entfernt auf. Für die Interpretation ist hier allerdings die zeitliche Ungenauigkeit der ERA-Interim Reanalysen zu beachten. Bei einer raschen Verlagerung der Front nach Osten ändert sich die Labilität der Schichtung innerhalb von kurzer Zeit.

Für die frontalen Hagelzüge weist der LI im Mittel keine Abhängigkeit von der Zugbahnlänge auf. Dagegen nimmt der LI von kleinem zu großem Hagel um 0,5 K bei kurzen Zugbahnen und um 1,0 K bei langen Zugbahnen ab. Nicht-frontale Ereignisse mit langen Zugbahnen und kleinem Hagel haben einen wesentlich größeren LI als alle anderen Klassen von -3,1 K am Mittelpunkt. Dies entspricht aber dennoch günstigen Umgebungsbedingungen für die Ausbildung von Gewittern mit Hagel. Die anderen Klassen der nicht-frontalen Hagelzüge im Mittel einen LI von -4 K am Mittelpunkt auf.

Niederschlagsfähiges Wasser

Das meiste niederschlagsfähige Wasser befindet sich sowohl bei frontalen als auch bei nicht-frontalen Hagelzügen in der Umgebung des Mittelpunkts und liegt maximal 100 km davon entfernt. Bei den Hagelzügen mit einer Front in unmittelbarer Nähe liegt das Maximum meist direkt nördlich des Mittelpunkts, bei Hagelzügen ohne Front befindet es sich im Nordwesten. Die Menge an niederschlagsfähigem Wasser zeigt sowohl bei frontalen als auch bei nicht-frontalen Ereignissen im Mittel eine Abhängigkeit vom maximalen Korndurchmesser, wobei vor allem für nicht-frontale Ereignisse die Zunahme relativ gering ist.

Eine Längenabhängigkeit wird bei beiden Kategorien nicht beobachtet. Die langen Zugbahnen verbunden mit großem Hagel bei frontalen Hagelzügen zeigen gar kleinere Werte als die kurzen Zugbahnen (30,6 $\mathrm{kg\,m^{-2}}$ im Vergleich zu 31,3 $\mathrm{kg\,m^{-2}}$).

Bei frontalen Hagelzügen ist im Mittel bei allen Klassen mehr niederschlagsfähiges Wasser vorhanden als bei nicht-frontalen. Der Unterschied liegt bei kleinem Hagel zwischen 0,9 und 1,6 $\mathrm{kg\,m^{-2}}$, bei großem Hagel reicht er von 2,0 bis 2,9 $\mathrm{kg\,m^{-2}}$.

Die Untersuchung des niederschlagsfähigen Wassers zeigt, dass bei frontalen Hagelzügen im Mittel bessere Bedingungen für das Hagelwachstum vorliegen. Die Ursache liegt wahrscheinlich in der Advektion feuchtwarmer Luftmassen aus dem Südwesten Europas. Gerade großer Hagel entsteht in Frontennähe im Mittel bei größeren Werten des niederschlagsfähigen Wassers.

Null-Grad-Höhe

Nach der Unterteilung nimmt die Null-Grad-Höhe bei allen Klassen vom Nordwesten der Hagelzüge bis in den Südosten zu (Abb. 5.21). Bei frontalen Ereignissen und bei langen Zugbahnen der nicht-frontalen Hagelzüge ist eine größere Differenz erkennbar. Die Klassen b) und f) weisen nicht nur das größte Minimum im Nordwesten, sondern auch das geringste Maximum im Südosten auf (3665 m bei b) und 3787 m bei f)).
Die Abhängigkeit der Null Grad Höhe vom maximalen Hagelkorndurchmesser zeigt sich sowohl bei nicht-frontalen als auch bei frontalen Hagelzügen am Mittelpunkt. So liegt der Anstieg der Höhe bei kurzen Zugbahnen bei 158 m, bei langen Zugbahnen sind es 172 m. Eine Längenabhängigkeit wird bei frontalen Ereignissen am Mittelpunkt nicht beobachtet. Beim Maximum ist dagegen ein stetiger Anstieg von 3907 auf 4122 m von kleinem und kurzen Zugbahnen zu großem Hagel und langen Zugbahnen zu beobachten.
Alle nicht-frontalen Klassen haben einen geringeren Mittelwert am Mittelpunkt und ein geringeres Maximum als die vergleichbaren frontalen Klassen. Der Unterschied liegt am Mittelpunkt bei 100 bis 200 m, das Maximum weist Unterschiede von 200 bis 300 m auf. Die geringste Differenz zweier identischer Klassen frontaler und nicht-frontaler Hagelzüge zeigen die Klassen g) und h). Der Unterschied am Mittelpunkt beläuft sich auf 91 m, beim Maximum sind es 156 m.
Eine höher liegende Null-Grad-Grenze resultiert meist aus wärmeren Luftmassen in den unteren Schichten. Die höher liegende Null-Grad-Grenze bei frontalen Hagelzügen zeigt, dass im Mittel wärmere Luft vorhanden ist als bei nicht-frontalen Ereignissen.

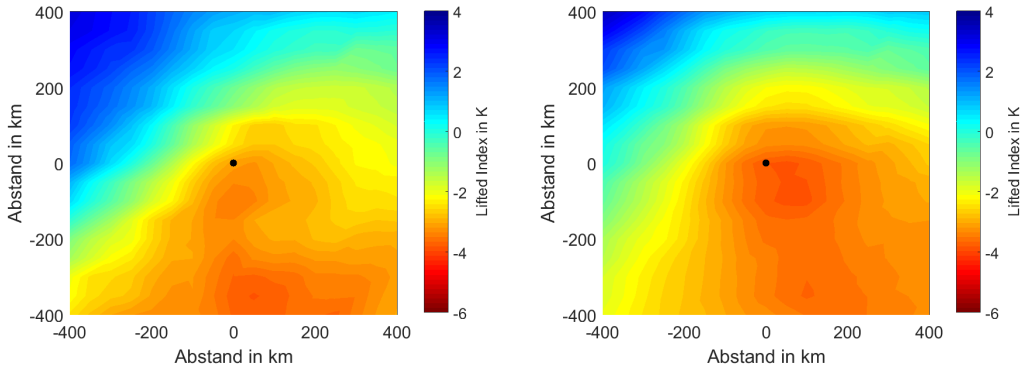
Vertikale Windscherung

Die vertikale Windscherung zeigt bei allen frontalen Hagelzügen am Mittelpunkt größere Werte als bei den vergleichbaren Klassen der nicht-frontalen Ereignisse (Abb. 5.22). Bei kurzen Zugbahnen ist diese Differenz größer als bei langen Zugbahnen. Der Mittelwert ist bei Klasse a) am Mittelpunkt um 4,7 $m\,s^{-1}$ größer als bei Klasse b). Die Differenz zwischen den Klassen e) und f) liegt bei 5,1 $m\,s^{-1}$. Bei langen Zugbahnen sind es lediglich 0,8 - 0,9 $m\,s^{-1}$.
Interessant ist die Lage des Maximums und die Unterschiede zu den Werten am Mittelpunkt bei nicht-frontalen Hagelzügen mit langen Zugbahnen. Die Klasse weist ein Maximum ca. 50 km östlich des Mittelpunkts auf, welches lediglich 0,2 $m\,s^{-1}$ über dem Wert am Mittelpunkt liegt. Auch bei Klasse h) ist die Differenz zwischen Maximum und Mittelpunkt mit 0,7 $m\,s^{-1}$ geringer als bei den anderen Klassen. Diese Lage des Maximums am Mittelpunkt ist bei den bisherigen Untersuchungen nicht aufgetreten. Damit nicht-frontale Hagelzüge eine lange Zugbahn aufweisen, ist die Lage des Gewitters im Bereich der größten vertikalen Windscherung notwendig. Anders ist das Verhalten bei frontalen Ereignissen. Hier befindet sich das Maximum ca. 230 km - 300 km westlich des Mittelpunkts, wobei bei großem Hagel ein Gradient von Nordwesten nach Südosten vorhanden ist.
Die Zunahme der vertikalen Windscherung von kurzen Zugbahnen zu langen Zugbahnen ist besonders bei nicht-frontalen Ereignissen ausgeprägt. So nimmt am Mittelpunkt im Mittel die Windscherung bei kleinem Hagel von 9,0 auf 16,7 $m\,s^{-1}$ zu. Bei großem Hagel ist der Anstieg von 10,9 auf 15,9 $m\,s^{-1}$ unwesentlich geringer. Während bei frontalen Ereignissen die kleinen Hagelkörner auch diesen Zusammenhang zeigen, ist der Wert am Mittelpunkt für großen Hagel bei kurzen und langen Zugbahnen annähernd identisch (16 bzw. 16,8 $m\,s^{-1}$).

Sturm-relative Helizität

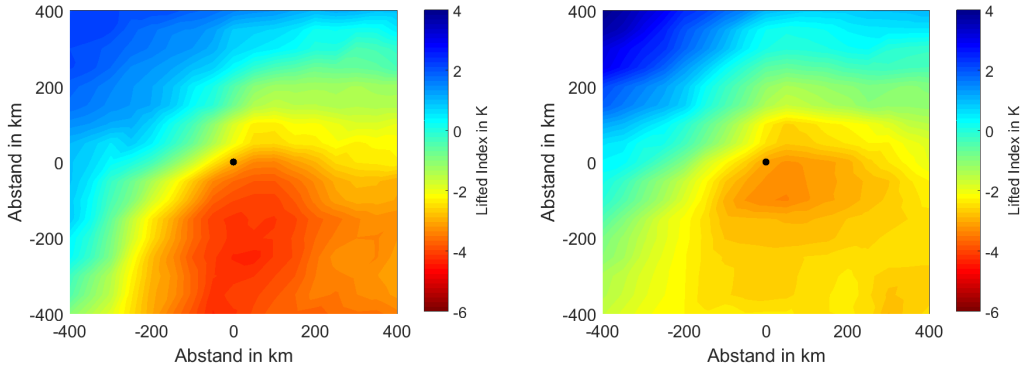
Die Grafiken für die Sturm Relative Helizität (SRH) zeigen eine Zunahme am Mittelpunkt von kurzen zu langen Zugbahnen (Abb. 5.23). Die stärkste Zunahme wird bei großem Hagel verbunden mit nicht-frontalen Hagelzügen beobachtet (33,2 auf 102,0 $m^2 s^{-2}$ am Mittelpunkt). Gleichzeitig weist Klasse h) einen größeren Wert am Mittelpunkt auf als die vergleichbare Klasse bei frontalen Hagelzügen. Großer Hagel und lange Zugbahnen gehen bei nicht-frontalen Ereignissen demnach im Mittel mit einer größeren SRH einher als im frontalen Fall. Daraus ist zu schließen, dass im nicht-frontalen Fall großer Hagel und lange Zugbahnen häufiger in Verbindung mit Superzellen auftreten als im frontalen Fall. Bei allen anderen Klassen ist der Unterschied zwischen frontalen und nicht-frontalen Ereignissen allerdings relativ gering.
Das Maximum der SRH befindet sich bei allen Klassen entweder direkt am Mittelpunkt oder in einer Entfernung von maximal 100 km davon. Für frontale und nicht-frontale Hagelzüge ist eine unmittelbare Nähe der Ereignisse zum Maximum der SRH gleichbedeutend.
Im Vergleich zur Windscherung ist mittels der SRH eine Unterscheidung zwischen den Zugbahnlängen im frontalen Fall möglich. Bei der Windscherung zeigten kurze und lange Zugbahnen hier ähnliche Werte am Mittelpunkt und für das Maximum.

Zusammengefasst zeigt die Unterscheidung in frontale und nicht-frontale Ereignisse, dass Hagelzüge in der Nähe von Fronten im Mittel mit größeren Werten für das niederschlagsfähige Wasser, einer höher gelegenen Null-Grad-Höhe und einer stärkeren vertikalen Windscherung einhergehen. Im nicht-frontalen Fall liegt am Mittelpunkt dagegen eine größere Instabilität vor. Die langen Hagelzüge treten hier im Bereich der größten vertikalen Windscherung auf und für großen Hagel und lange Zugbahnen finden sich am Mittelpunkt größere Werte der SRH als im frontalen Fall.



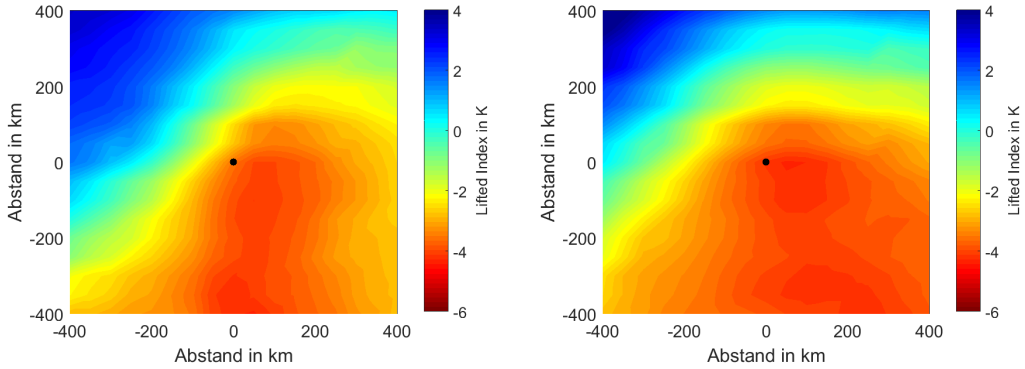
(a) Front: < 3 cm; < 75 km

(b) Ohne Front: < 3 cm; < 75 km



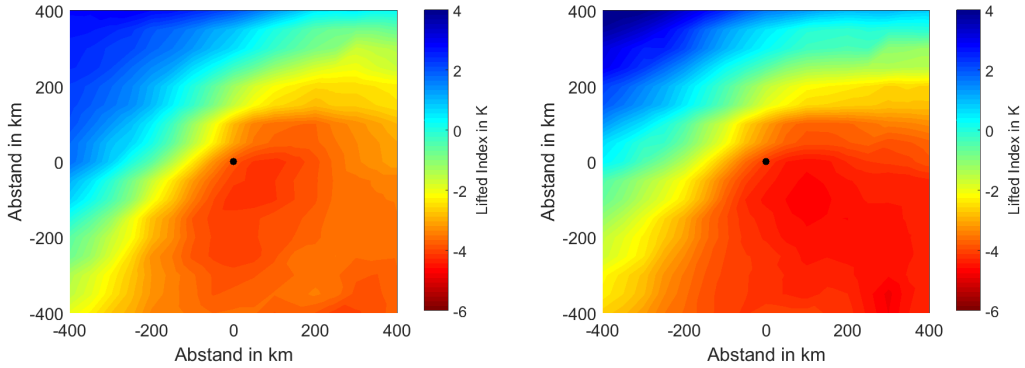
(c) Front:< 3 cm; ≥ 75 km

(d) Ohne Front: < 3 cm; ≥ 75 km



(e) Front: ≥ 3 cm; < 75 km

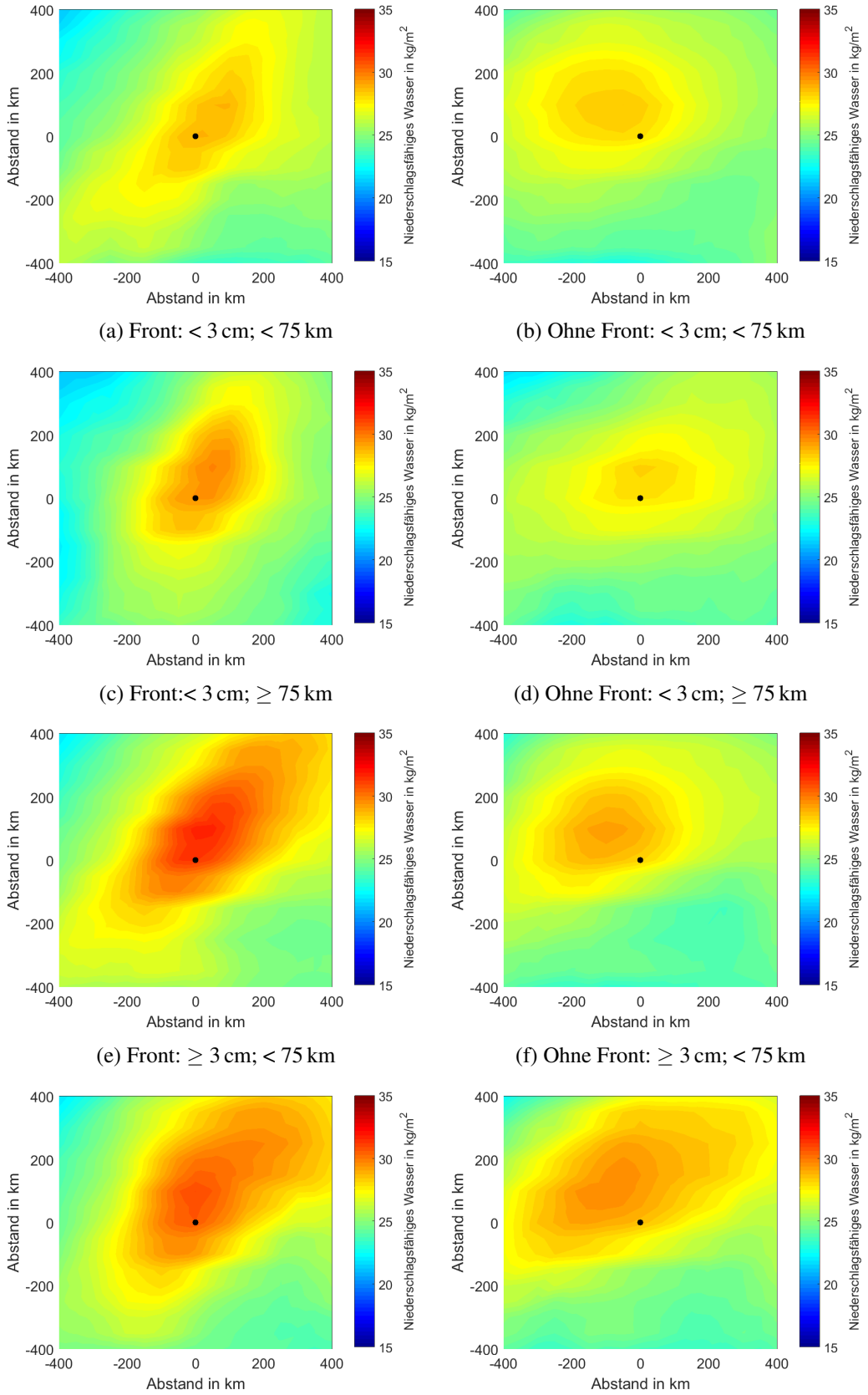
(f) Ohne Front: ≥ 3 cm; < 75 km



(g) Front: ≥ 3 cm; ≥ 75 km

(h) Ohne Front: ≥ 3 cm; ≥ 75 km

Abbildung 5.19: Wie Abb. 5.2, aber nach Unterteilung in frontale und nicht-frontale Hagelzüge mit veränderten Größen- und Längenklassen.



(a) Front: < 3 cm; < 75 km

(b) Ohne Front: < 3 cm; < 75 km

(c) Front:< 3 cm; ≥ 75 km

(d) Ohne Front: < 3 cm; ≥ 75 km

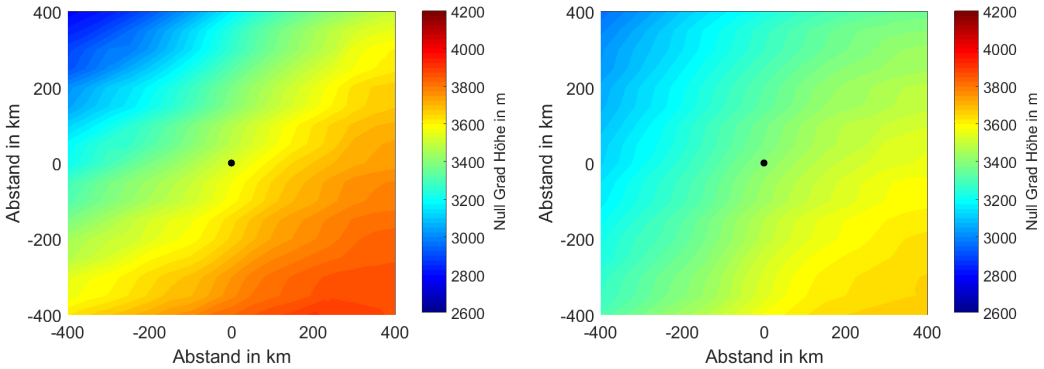
(e) Front: ≥ 3 cm; < 75 km

(f) Ohne Front: ≥ 3 cm; < 75 km

(g) Front: ≥ 3 cm; ≥ 75 km

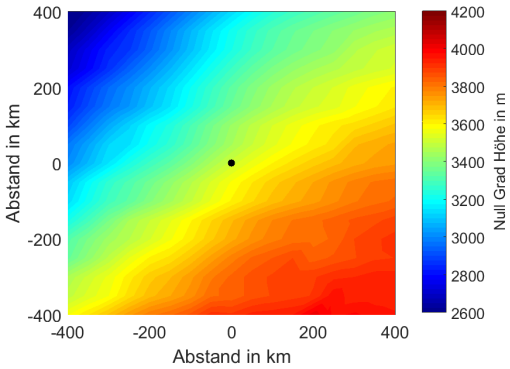
(h) Ohne Front: ≥ 3 cm; ≥ 75 km

Abbildung 5.20: Wie Abb. 5.19, aber für das niederschlagsfähige Wasser.

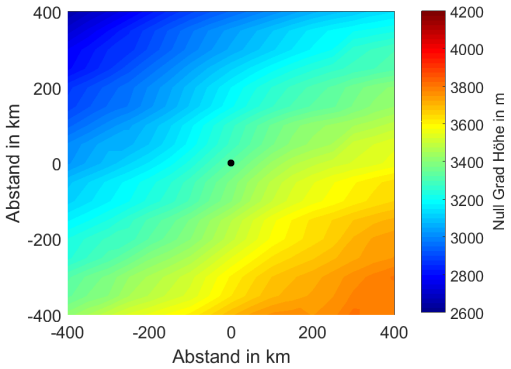


(a) Front: < 3 cm; < 75 km

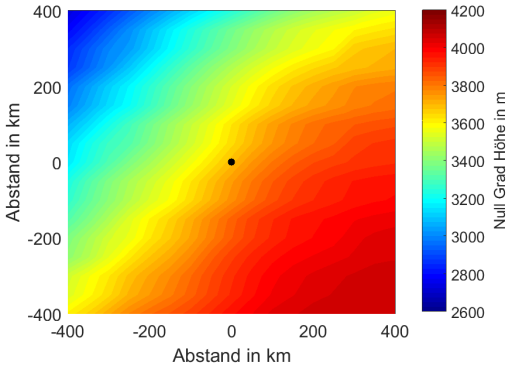
(b) Ohne Front: < 3 cm; < 75 km



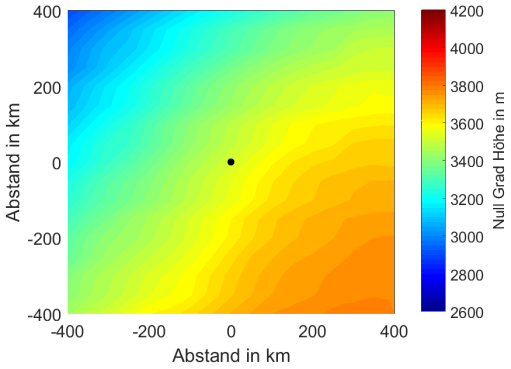
(c) Front:< 3 cm; $\geq$ 75 km



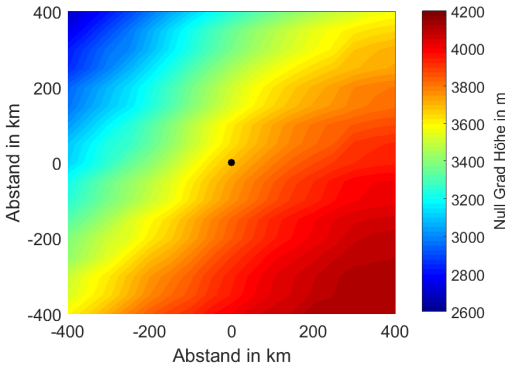
(d) Ohne Front: < 3 cm; $\geq$ 75 km



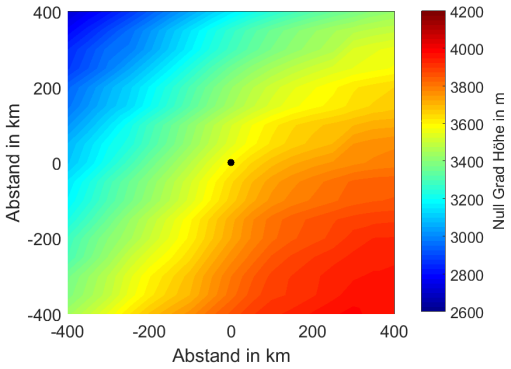
(e) Front: $\geq$ 3 cm; < 75 km



(f) Ohne Front: $\geq$ 3 cm; < 75 km

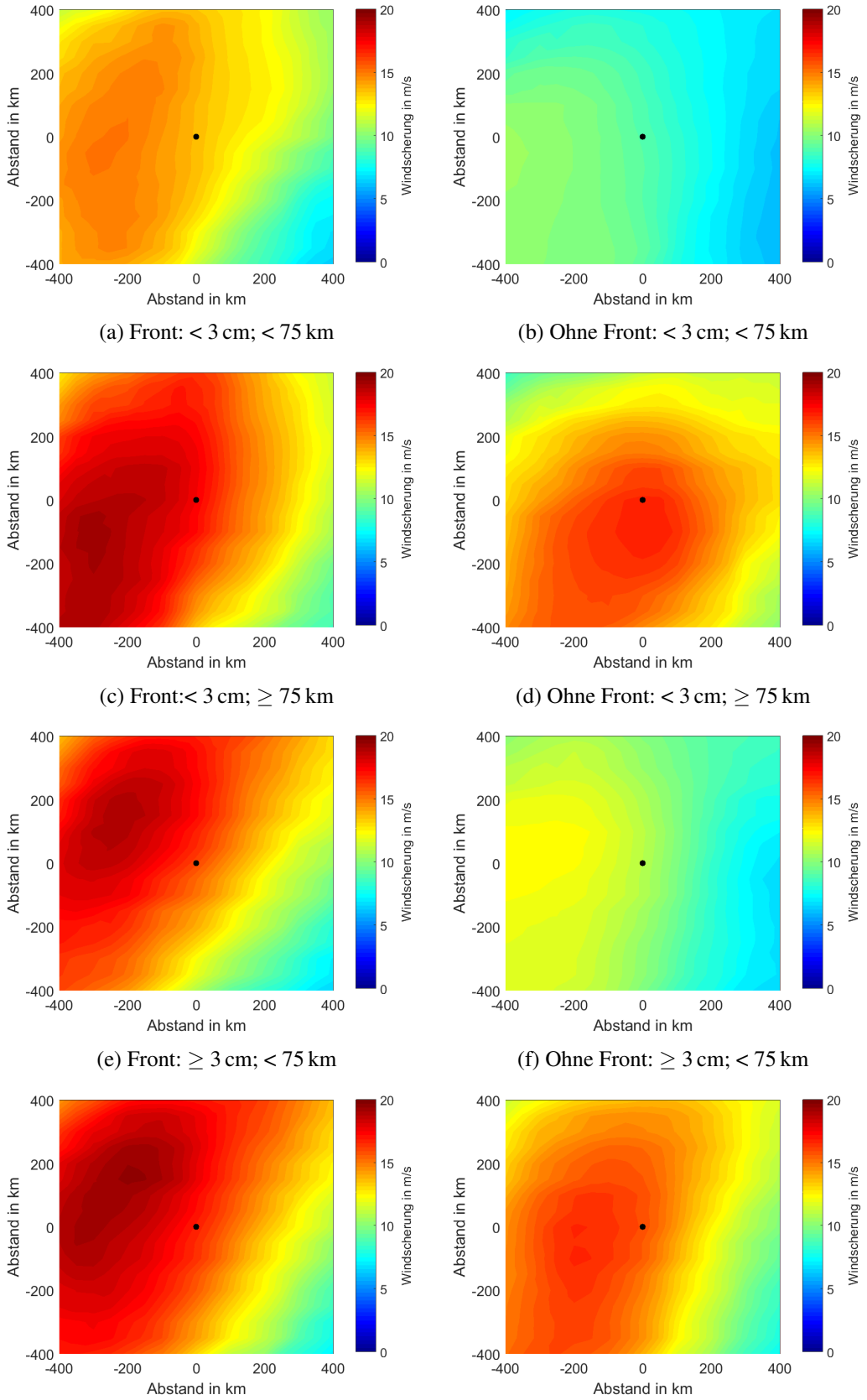


(g) Front: $\geq$ 3 cm; $\geq$ 75 km



(h) Ohne Front: $\geq$ 3 cm; $\geq$ 75 km

Abbildung 5.21: Wie Abb. 5.19, aber für die Null-Grad-Höhe.



(a) Front: < 3 cm; < 75 km

(b) Ohne Front: < 3 cm; < 75 km

(c) Front:< 3 cm; ≥ 75 km

(d) Ohne Front: < 3 cm; ≥ 75 km

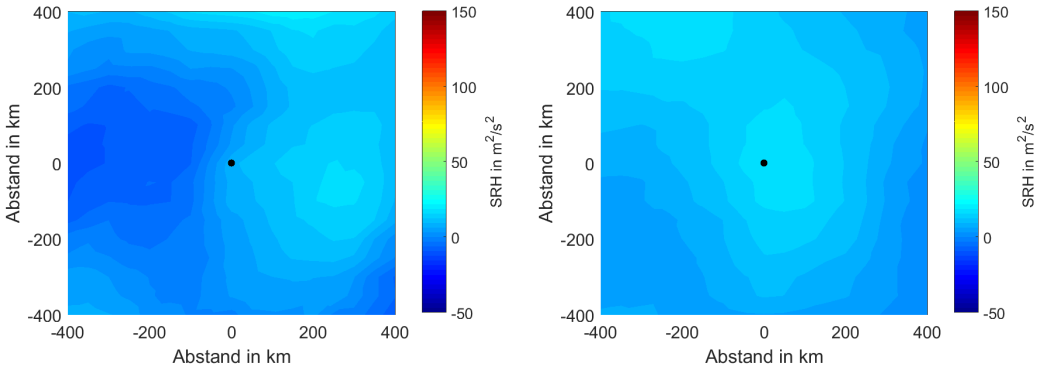
(e) Front: ≥ 3 cm; < 75 km

(f) Ohne Front: ≥ 3 cm; < 75 km

(g) Front: ≥ 3 cm; ≥ 75 km

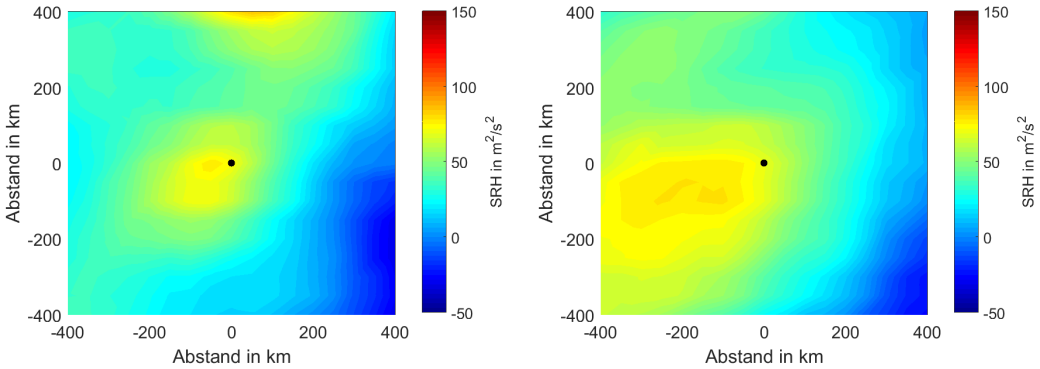
(h) Ohne Front: ≥ 3 cm; ≥ 75 km

Abbildung 5.22: Wie Abb. 5.19, aber für die vertikale Windscherung.



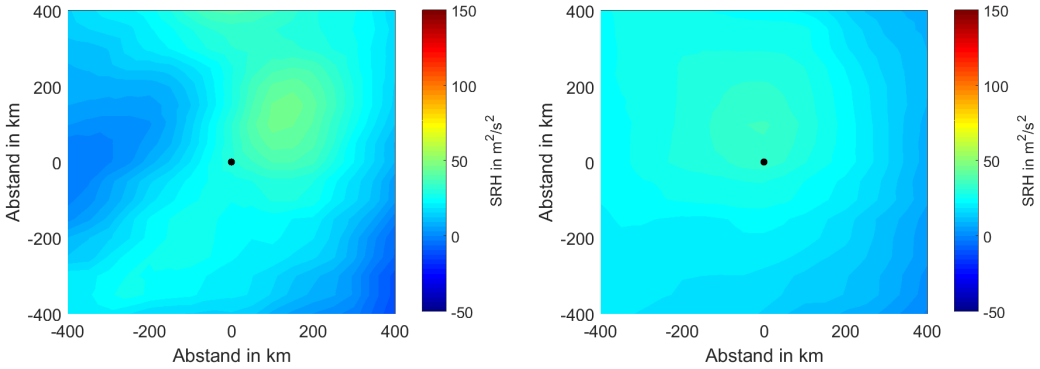
(a) Front: < 3 cm; < 75 km

(b) Ohne Front: < 3 cm; < 75 km



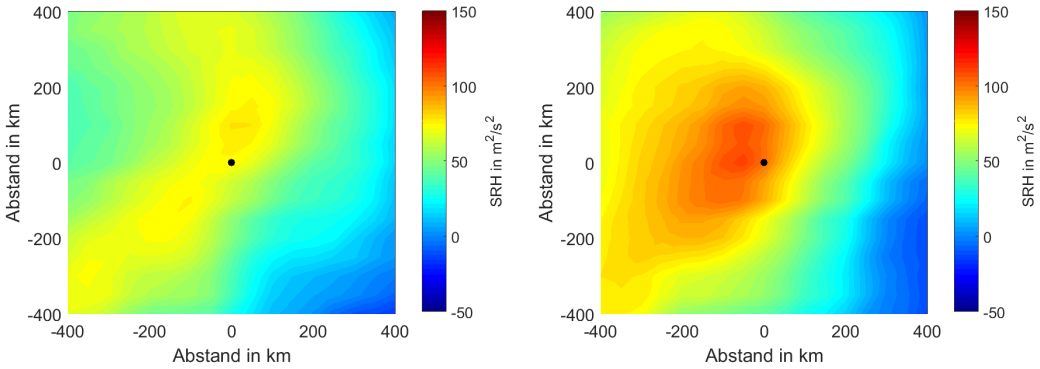
(c) Front:< 3 cm; ≥ 75 km

(d) Ohne Front: < 3 cm; ≥ 75 km



(e) Front: ≥ 3 cm; < 75 km

(f) Ohne Front: ≥ 3 cm; < 75 km



(g) Front: ≥ 3 cm; ≥ 75 km

(h) Ohne Front: ≥ 3 cm; ≥ 75 km

Abbildung 5.23: Wie Abb. 5.19, aber für die Sturm Relative Helizität.

5.3 Modellvergleich

Die bisherigen Untersuchungen wurden mit ERA-Interim Reanalysedaten durchgeführt. In diesem Abschnitt wird für die vertikale Windscherung, die Lapse Rate und das niederschlagsfähige Wasser ein Modellvergleich mit CoastDATIII vorgenommen. Damit soll untersucht werden, wie sich die höhere räumliche und zeitliche Auflösung der Modelle auf die Umgebungsbedingungen auswirkt. Insbesondere die höhere zeitliche Auflösung von einer Stunde ermöglicht die bessere Zuordnung der Ereignisse zu den tatsächlichen Umgebungsbedingungen.

Vertikale Windscherung

Für die vertikale Windscherung ist der Effekt der Auflösung der CoastDATIII Daten nicht stark ausgeprägt (Abb. 5.24). Die Werte am Mittelpunkt und die Maxima sind jeweils fast identisch. Darüber hinaus befinden sich die Maxima für beide Modelle in annähernd derselben Region westlich des Mittelpunkts. Einzelne Klassen weisen dennoch geringe Unterschiede auf: bei der Klasse c) weicht der Mittelwert am Mittelpunkt der Hagelzüge um 0,5 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ ab, und für die Klasse i) berechnet sich am Mittelpunkt mit den CoastDATIII Daten ein um 0,6 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ größerer Mittelwert und ein um 0,6 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ größeres Maximum im Nordwesten.

Der Vergleich zeigt, dass für die vertikale Windscherung im Umfeld von Hagelzügen offenbar die Auflösung eine sehr geringe Rolle spielt. Die zeitliche Veränderung der Windscherung im Umfeld der Hagelzüge ist geringer als die zeitliche Auflösung der ERA-Interim Daten.

Lapse Rate

Der Modellvergleich führt bei der Lapse Rate dagegen zu größeren Unterschieden (Abb. 5.25). Für alle ausgewählten Klassen liegen die Werte aus den CoastDATIII am Mittelpunkt zwischen 0,8 und 1,2 K oberhalb des anderen Modells, bei großem Hagel und langen Zugbahnen sind es sogar 1,6 K. Die höhere zeitliche Auflösung verursacht für die Lapse Rate folglich im Mittel um 1 K größere Werte. Dagegen ist die Längenabhängigkeit der Werte am Mittelpunkt für den CoastDATIII Datensatz gering. Für kleinen und mittelgroßen Hagel bleiben die Werte annähernd konstant, für großen Hagel ist eine leichte Abnahme der Lapse Rate am Mittelpunkt von 18,6 auf 18,2 K erkennbar. Eine Zunahme der Lapse Rate von kleinem zu großem Hagel ist, wie schon bei ERA-Interim, bei allen Längenklassen vorhanden (17,7 auf 18,6 K bei kurzen Zugbahnen und 17,7 auf 18,2 K bei langen Zugbahnen). Das Maximum des Mittelwerts der Lapse Rate zwischen 700 und 500 hPa liegt für alle Klassen südöstlich des Mittelpunkts in einer Entfernung zwischen 230 und 450 km. Dabei ist für das Maximum sowohl eine Zunahme der Werte von kleinem zu großem Hagel, als auch von kurzen zu langen Zugbahnen erkennbar. Die Klasse i) weist mit 19,9 K das größte Maximum auf.

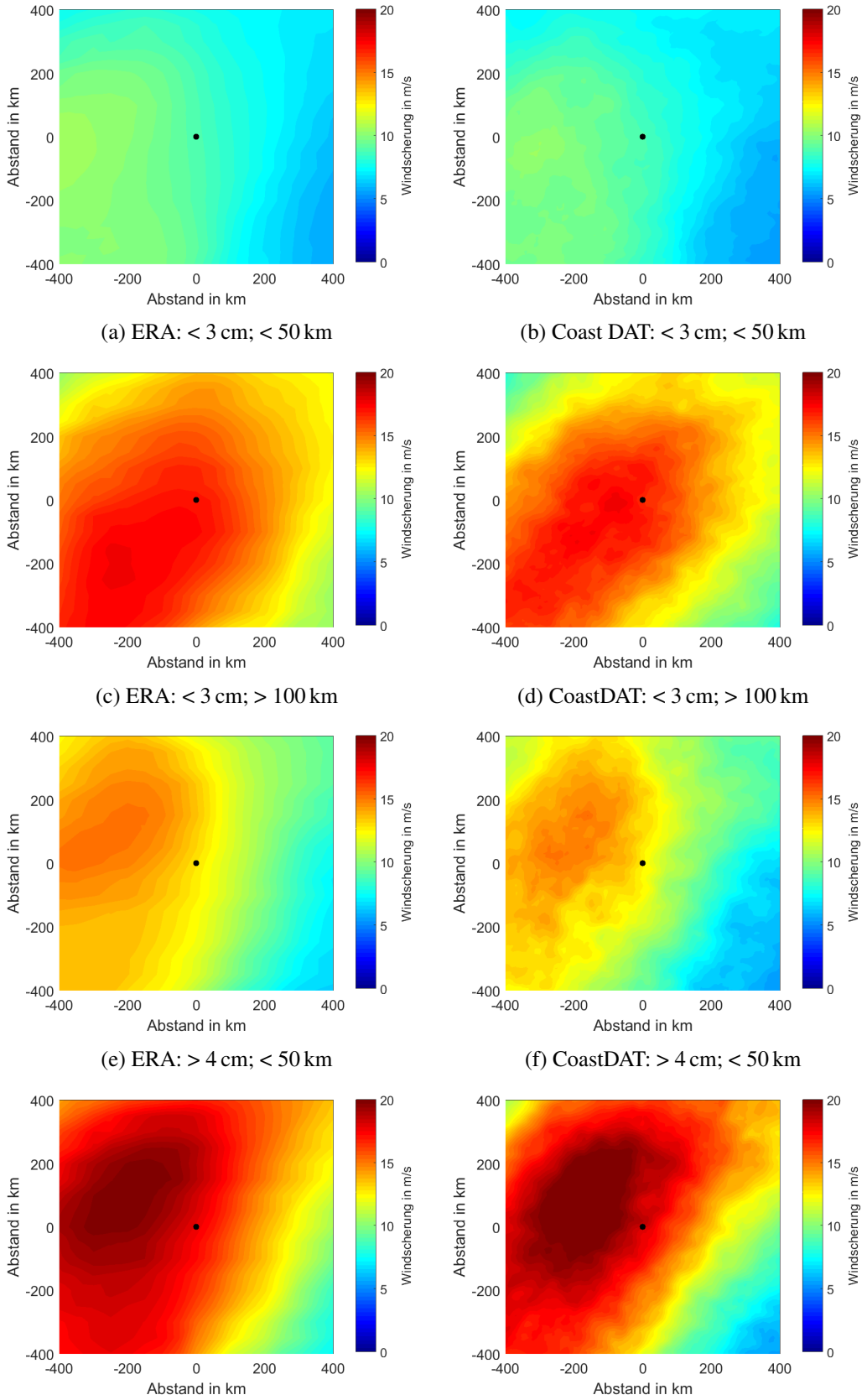
Die Betrachtung der Lapse Rate belegt, dass die zeitliche Auflösung des Modells bei thermodynamischen Variablen eine erhebliche Rolle spielt. Gerade in Verbindung mit Kaltfronten ändert sich die Schichtung der mittleren Troposphäre in kurzen Zeitabständen. Darüber hinaus wurde in vorherigen Kapiteln bereits der Zusammenhang zwischen nicht-frontalen Hagelzügen und einer großen Instabilität der Luftschichtung hervorgehoben. Zur Vorhersage von Hagelzügen ist eine genaue Kenntnis der Schichtung essenziell, weshalb es wichtig ist, die thermodynamischen Grö-

ßen mit einer hohen zeitlichen Auflösung zu betrachten.

Niederschlagsfähiges Wasser

Der Vergleich des niederschlagsfähigen Wassers zeigt ebenso größere Werte bei der Verwendung der CoastDATIII Daten (Abb. 5.26). Die Abweichungen liegt zwischen 2,3 und 2,8 $\mathrm{kg\,m^{-2}}$ bei kleinem und mittelgroßem Hagel und zwischen 2,7 bis 2,9 $\mathrm{kg\,m^{-2}}$ bei großem Hagel. Die Lage des Maximums befindet sich wie bereits bei den ERA-Interim Daten nordwestlich bis östlich des Mittelpunkts. Für zwei Klassen (b und e) liegt das Maximum direkt am Mittelpunkt, für die anderen Klassen zwischen 14 und 102 km davon entfernt. Die Daten zeigen eine Zunahme des niederschlagsfähigen Wassers hin zu größeren Hagelkörner. Der Anstieg ist bei kurzen Zugbahnen mit 3,1 $\mathrm{kg\,m^{-2}}$ marginal größer als bei den ERA-interim Daten. Bei langen Zugbahnen kann ein Anstieg von 2,1 $\mathrm{kg\,m^{-2}}$ am Mittelpunkt verzeichnet werden. Für die mittleren Hagelzuglängen wird erneut das das Maximum der jeweiligen Größenklasse verzeichnet. Im Mittel liegen die Werte für die Klasse h) am Mittelpunkt bei 35,4 $\mathrm{kg\,m^{-2}}$, das Maximum liegt 72 km nordwestlich bei 35,4 $\mathrm{kg\,m^{-2}}$.

Abweichungen von 2 - 3 $\mathrm{kg\,m^{-2}}$ zwischen den Modellen verdeutlichen wie schon bei der Lapse Rate doe Notwendigkeit einer hohen zeitlichen Auflösung der Daten für die Vorhersage schwerer konvektiver Ereignisse. Auch bei anderen thermodynamischen Parametern zeigt sich eine Zunahme der Instabilität bzw. des Wertes im Vergleich zu der Analyse mit ERA-Interim (nicht gezeigt).



(a) ERA: < 3 cm; < 50 km

(b) Coast DAT: < 3 cm; < 50 km

(c) ERA: < 3 cm; > 100 km

(d) CoastDAT: < 3 cm; > 100 km

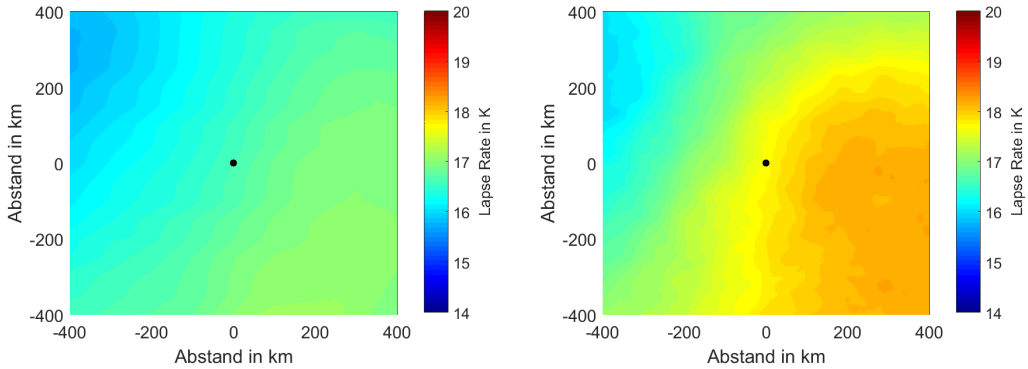
(e) ERA: > 4 cm; < 50 km

(f) CoastDAT: > 4 cm; < 50 km

(g) ERA: > 4 cm; > 100 km

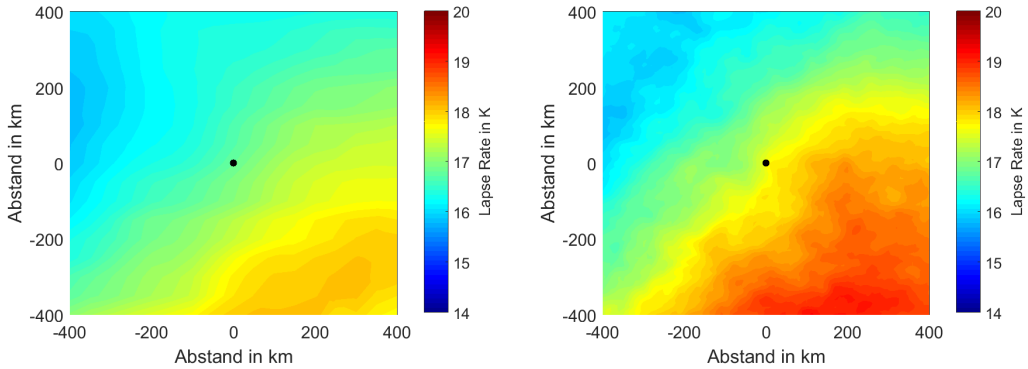
(h) CoastDAT: > 4 cm; > 100 km

Abbildung 5.24: Modellvergleich der vertikalen Windscherung zwischen ERA-Interim (links) und Coast-DATIII (rechts) für ausgewählte Größen- und Längenklassen.



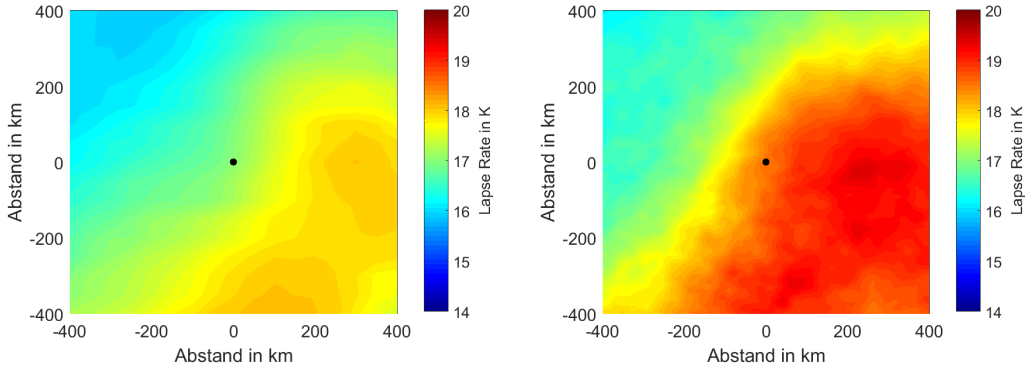
(a) ERA: < 3 cm; < 50 km

(b) CoastDAT: < 3 cm; < 50 km



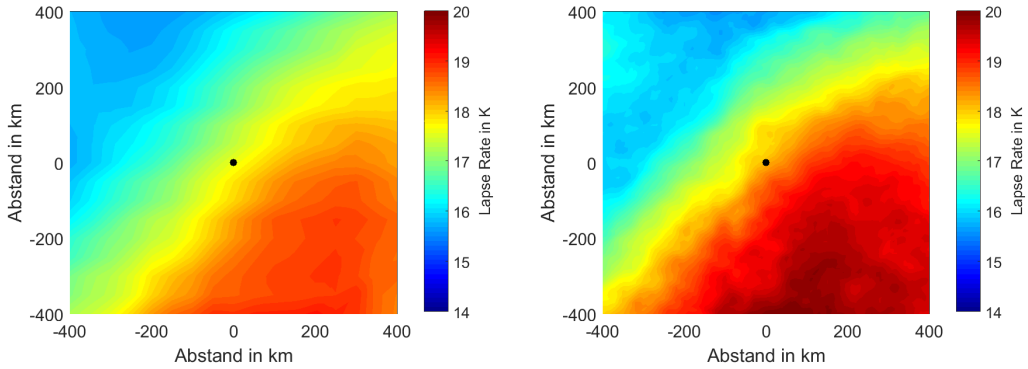
(c) ERA: < 3 cm; > 100 km

(d) CoastDAT: < 3 cm; > 100 km



(e) ERA: > 4 cm; < 50 km

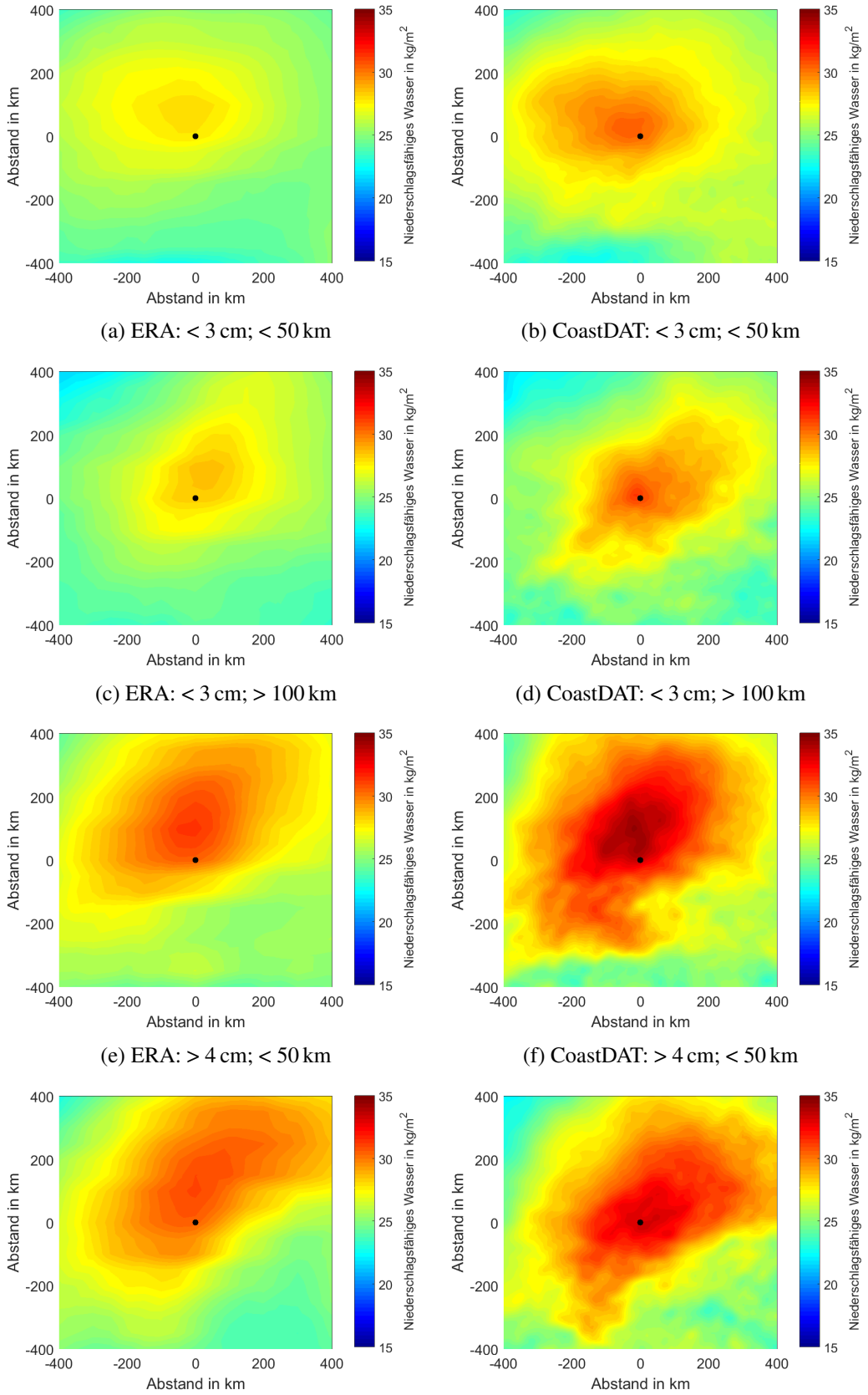
(f) CoastDAT: > 4 cm; < 50 km



(g) ERA: > 4 cm; > 100 km

(h) CoastDAT: > 4 cm; > 100 km

Abbildung 5.25: Wie Abb. 5.24, aber für die Lapse Rate.



(a) ERA: < 3 cm; < 50 km

(b) CoastDAT: < 3 cm; < 50 km

(c) ERA: < 3 cm; > 100 km

(d) CoastDAT: < 3 cm; > 100 km

(e) ERA: > 4 cm; < 50 km

(f) CoastDAT: > 4 cm; < 50 km

(g) ERA: > 4 cm; > 100 km

(h) CoastDAT: > 4 cm; > 100 km

Abbildung 5.26: Wie Abb. 5.24, aber für das niederschlagsfähige Wasser.

6 Statistische Analyse der Hagelzüge

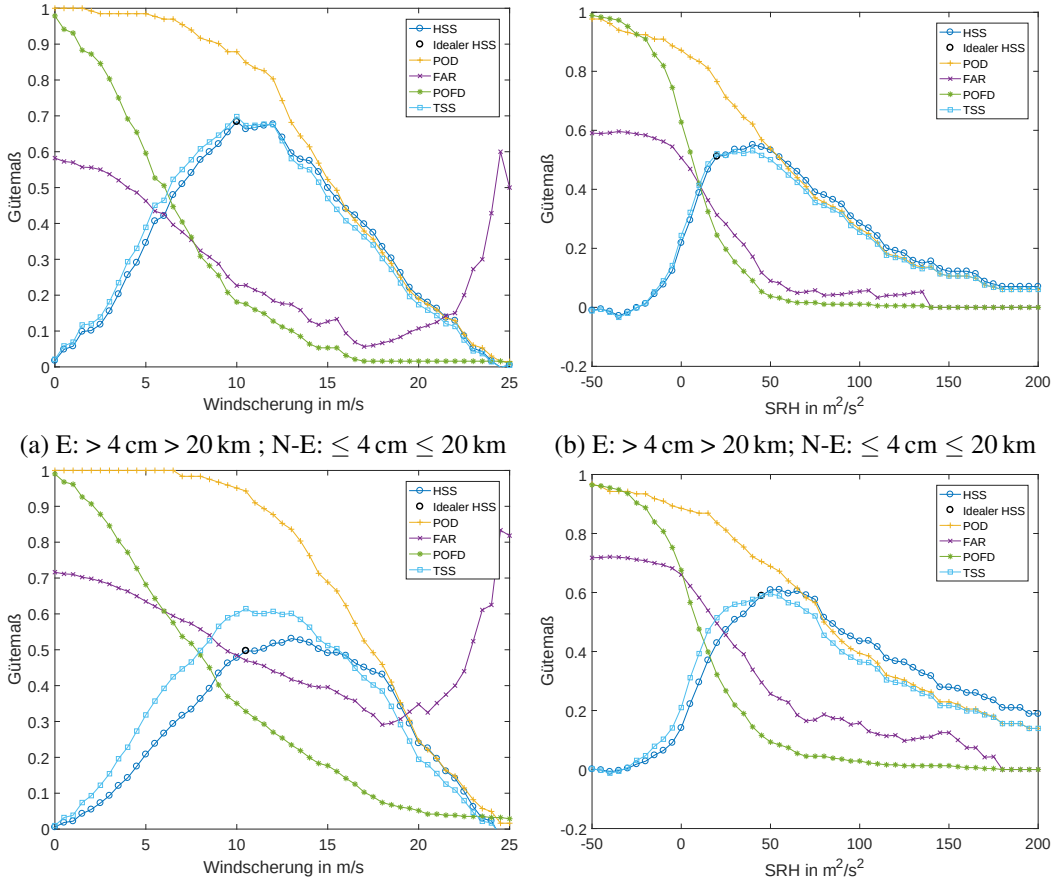
Die statistische Analyse der Umgebungsbedingungen in Kapitel 5 hat gezeigt, dass dynamische Größen wie Windscherung und Helizität zwischen dem maximalen Hagelkorndurchmesser und den Zugbahnlängen besser separieren als thermodynamische Größen. Das Ziel dieses Kapitels ist es nun die Proxys, hinsichtlich der Güte für die Unterscheidung von Hagelereignissen, statistisch zu untersuchen. Dazu werden zunächst die dynamischen Proxys für verschiedene Stichprobenumfänge auf ihre Robustheit überprüft. Mittels kategorischer Verifikation werden dabei Schwellenwerte für die dynamischen und später auch für die thermodynamsichen Variablen bestimmt. Die ideale Kombination verschiedener Proxys zur Unterscheidung von Hagelereignissen behandelt der abschließende Abschnitt.

6.1 Dynamische Proxys

Teile der Stichprobe der Hagelzüge werden zunächst in zwei Gruppen abhängig vom maximalen Korndurchmesser und der Zugbahnlänge unterteilt. Für die in diesem Abschnitt betrachteten dynamischen Größen werden die Qualitätsmaße (Kap. 3.4) zur Abschätzung der jeweiligen Vorhersagegüte der Proxys berechnet. Dabei wird, wie bereits in Kapitel. 5, für jeden Hagelzug das Mittel aus dem Gebiet um den Mittelpunkt verwendet ($3 \times 3 = 9$ Gitterpunkte).

Die Gruppe mit starkem Hagel wird in der Folge als Ereignisse bezeichnet, während die andere Gruppe als Nicht-Ereignisse beschrieben wird. Für alle variierenden Schwellenwerte sowohl der Ereignisse als auch der dynamischen Proxys werden die verschiedenen Güte- und Qualitätsmaße bestimmt. Liegt der Wert bei einem Ereignis oberhalb des Schwellenwerts, wird dies als korrekte Vorhersage interpretiert, im anderen Fall als Fehlvorhersage. Für die dynamischen Proxys wird die Stichprobe der Hagelzüge auf verschiedene Arten in die beiden Gruppen unterteilt und dabei die Robustheit der Schwellenwerte auf unterschiedliche Stichprobenumfänge untersucht.

Zur Definition der Ereignisse werden zunächst alle Hagelzüge mit großen Hagelkörnern betrachtet. Die Gruppe der Ereignisse umfasst dann alle Hagelzüge mit Korngrößen von über $D = 4\,\mathrm{cm}$ und Zugbahnlängen L von über 20 km, während die Nicht-Ereignisse Hagelkörner mit $D \leq 4\,\mathrm{cm}$ bei sehr kurzen Zugbahnen bis 20 km enthalten. Da die Hagelzüge mit Längen von über 20 km bei kleinem Hagel nicht betrachtet werden reduziert sich die Gesamtstichprobe auf 132 Hagelzüge in der Gruppe der Ereignisse und 188 Hagelzüge bei den Nicht-Ereignissen.
Für die vertikale Windscherung berechnet sich ein HSS von über 0,65 für Schwellenwerte zwischen 10 und $13\,\mathrm{m\,s^{-1}}$ (Abb. 6.1a). Die größte POD mit 0,88 ergibt sich dabei für einen Schwellenwert von $10\,\mathrm{m\,s^{-1}}$, der damit als idealer Wert zur Vorhersage der Ereignisse angesehen wird. Der ideale HSS ergibt sich aus der Kombination des HSS mit der POD (Kap. 3.4). 88% der Er-



(a) E: > 4 cm > 20 km ; N-E: ≤ 4 cm ≤ 20 km

(b) E: > 4 cm > 20 km; N-E: ≤ 4 cm ≤ 20 km

(c) E: > 2 cm > 100 km; N-E: ≤ 2 cm ≤ 50 km

(d) E: > 2 cm > 100 km; N-E: ≤ 2 cm ≤ 50 km

Abbildung 6.1: Qualitäts- und Gütemaße für variierende Schwellenwerte der Windscherung (a und c) und SRH (b und d). Dazu umfasst die Gruppe der Ereignisse (E) in a) und b) Hagel mit $D > 4\,\text{cm}$ bei $L > 20\,\text{km}$ und die der Nicht-Ereignisse (N-E) Hagel mit $D \leq 4\,\text{cm}$ und $L \leq 20\,\text{km}$. In c) und d) liegen die Schwellenwerte für Ereignisse bei $D > 2\,\text{cm}$ und $L > 100\,\text{km}$ und für Nicht-Ereignisse bei $D \leq 2\,\text{cm}$ und $L \leq 50\,\text{km}$.

eignisse werden mit der Windscherung als Proxy richtig vorhergesagt werden und nur 18% der Nicht-Ereignisse falsch.

Das Ergebnis der Verifikation für die Sturm-relative Helizität ergibt einen idealen Schwellenwert von $20\,\text{m}^2\,\text{s}^{-2}$ (Abb. 6.1b). Der HSS ist zwischen dem idealen Schwellenwert und einem Schwellenwert von $50\,\text{m}^2\,\text{s}^{-2}$ durchgehend größer als 0,5. Der ideale HSS liegt mit 0,51 allerdings deutlich unterhalb dem der vertikalen Windscherung (0,65). Die POFD ist hier mit 0,24 relativ groß und die POD mit 0,77 kleiner als bei der Windscherung.

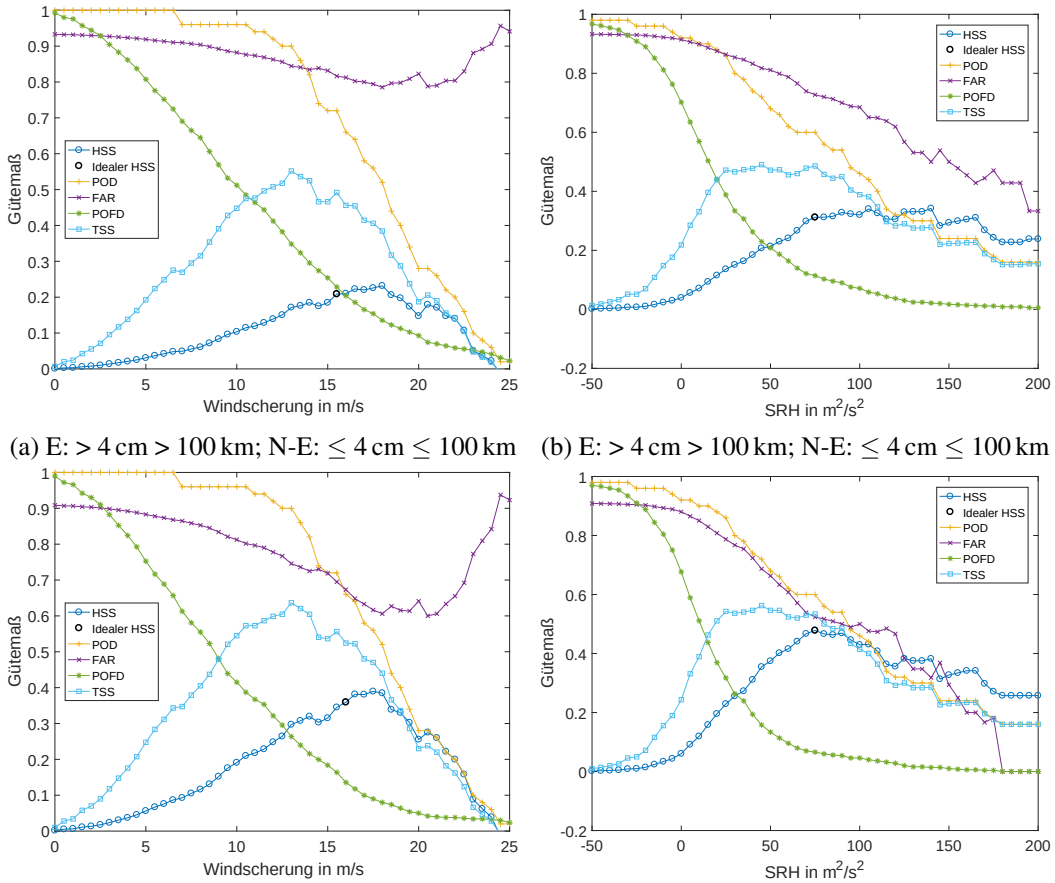
Die vertikale Windscherung ist diesen Analysen zufolge etwas besser geeignet, um zwischen Hagelzügen mit großem Hagel und solchen mit kleinem Hagel und kurzen Zugbahnen zu unterscheiden. Allerdings weisen beide Größen hohe Qualitätsmaße auf, die auf eine gute Vorhersagegüte schließen lassen.

Im nächsten Schritt werden Hagelzüge mit langen Zugbahnen (> 100 km) untersucht und in die Kategorie der Ereignisse eingeteilt. Dazu wird die Trennung bei einem maximalen Korndurch-

messer von 2 cm vorgenommen. Als Nicht-Ereignisse werden die Hagelzüge mit Korngrößen von 2 cm oder darunter und Zugbahnlängen von unter 50 km verwendet (Abb. 6.1c und Abb. 6.1d).
Für die vertikale Windscherung ergibt sich ein ähnlicher Schwellenwert wie bei der Unterscheidung in Abb. 6.1a. Der ideale HSS liegt mit 0,50 bei einem Schwellenwert von 10,5 $\mathrm{m\,s^{-1}}$, das Maximum bei 13 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. Damit ist die Vorhersagegüte geringer als bei den vorherigen Schwellenwerten, was vor allem an einer höheren POFD von 0,3 und einer höheren FAR von 0,47 beim idealen Schwellenwert liegt.
Anders sieht es für die der Sturm-relative Helizität aus (Abb. 6.1d). Hier weisen die Qualitätsmaße größere Werte auf als für die vorherige Unterscheidung. Der ideale Schwellenwert liegt bei 45 $\mathrm{m^2\,s^{-2}}$, das Plateau der Maxima erstreckt sich von 40 bis 75 $\mathrm{m^2\,s^{-2}}$. Zwar werden erneut nur 70% der Ereignisse richtig vorhergesagt, die falsche Vorhersage der Nicht-Ereignisse liegt dagegen gerade einmal bei 12%. Die Sturm Relative Helizität ist daher am besten geeignet für bei der Unterscheidung zwischen mittelgroßem und großem Hagel bei langenen Gewitterzugbahnen und kleinem Hagel mit kurzen Zugbahnen an. Die Ursache liegt in den Organisationsformen der Gewitter. Großer Hagel und lange Zugbahnen treten sehr oft in Verbindung mit Superzellen und einer SRH > 50 $\mathrm{m^2\,s^{-2}}$, während die SRH bei kleinem Hagel und kurzen Zugbahnen verbunden mit Einzel-, Multizellen oder MCS meist Werte zwischen -50 und 50 $\mathrm{m^2\,s^{-2}}$ aufweist (siehe Kap.5.1).

Da in den bisherigen Unterscheidungen einige Hagelereignisse nicht verwendet wurden, wird die Anzahl der beiden Gruppen im nächsten Schritt erweitert. Die Längenunterscheidung wird erneut bei 100 km vorgenommen, wobei die Trennung bei Hagel von D = 4 cm verläuft. Damit umfasst die Gruppe der Ereignisse 50 und die Stichprobe der Nicht-Ereignisse 701 Hagelzügen. Es fehlen lediglich die Hagelzüge mit $D > 4$ cm bei $L \geq 100$ km und $D \leq 4$ cm bei $L > 100$ km.
Das Ergebnis zeigt eine verringerte Vorhersagegüte für die vertikale Windscherung im Vergleich zu den bisherigen Unterteilungen (Abb. 6.2a). Der ideale HSS liegt bei 0,21, der Schwellenwert ist zu größeren Werten hin verschoben und befindet sich bei 15,5 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. Ausschlaggebend für den geringeren HSS ist die hohe FAR von 0,82. Da in die Berechnug der FAR auch die Anzahl der Nicht-Ereignisse einfließt und diese bei dieser Trennung wesentlich größer ist als die der Ereignisse, empfiehlt sich auch die Betrachtung der TSS. Dieser liegt bei einem Schwellenwert von 13 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ bei 0,55, wobei hier 90 % der Ereignisse richtig vorhergesagt werden und 35% der Nicht-Ereignisse falsch. Dies entspricht einer guten Vorhersagegüte durch die Windscherung.
Für die SRH ergibt sich ein ähnliches Bild mit einem maximalen TSS von 0,49 und einem idealen HSS von 0,31 bei einem Schwellenwert von jeweils 45 $\mathrm{m^2\,s^{-2}}$ und 75 $\mathrm{m^2\,s^{-2}}$.

Um eine bessere Unterscheidung zwischen den Zugbahnlängen zu erhalten, wurden abschließend alle Hagelzüge mit einer Länge zwischen 50 und 100 km für die nächste Unterteilung nicht verwendet. Während die Gruppe der Ereignisse damit unverändert bleibt, reduzieren sich die Nicht-Ereignisse auf 438 Hagelzüge.
Auffällig ist bei der vertikalen Windscherung der Anstieg des HSS von 0,21 auf 0,39 (Abb. 6.2a). Die bessere Trennung führt demnach auch zu höheren Qualitätsmaßen. Der ideale Schwellenwert liegt bei 16 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ und ist damit nur unwesentlich höher gegenüber den vorigen Schwellenwerten für die Ereignisbestimmung.



(a) E: > 4 cm > 100 km; N-E: ≤ 4 cm ≤ 100 km (b) E: > 4 cm > 100 km; N-E: ≤ 4 cm ≤ 100 km

(c) E: > 4 cm > 100 km; N-E: ≤ 4 cm < 50 km (d) E: > 4 cm > 100 km; N-E: ≤ 4 cm < 50 km

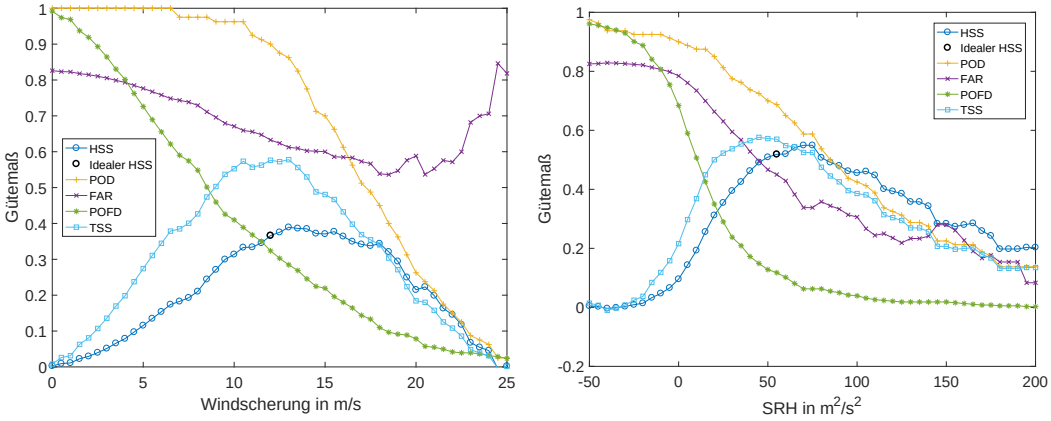
Abbildung 6.2: Wie Abb. 6.1, aber für veränderte Ereignisse ($D > 4$ cm, $L > 100$ km) und Nicht-Ereignisse ($D \leq 4$ cm, $L \leq 100$ km in a) und b) und $D \leq 4$ cm, $L < 50$ km in c) und d))

Dies ist auch für die SRH zu beobachten. Der ideale Schwellenwert liegt erneut bei 75 $m^2 s^{-2}$ mit einem HSS von 0,53 (Abb. 6.2a). Auffällig ist hierbei die geringe Wahrscheinlichkeit der falschen Vorhersage eines Nicht-Ereignisse von lediglich 6%.

Die verschiedenen Trennungen der Stichprobe in Ereignisse und Nicht-Ereignisse zeigen, dass die vertikale Windscherung und die Sturm Relative Helizität robust gegenüber Veränderungen der Stichprobe sind und geeignete Proxys zur Unterscheidung zwischen Hagelereignissen darstellen. Der Heidke Skill Scores liegt, abgesehen von der dritten Unterscheidung, zwischen 0,39 und 0,68 für die Windscherung und 0,51 und 0,58 für die SRH. Die Schwellenwerte liegen für die Windscherung zwischen 10 und 15 $m s^{-1}$ und für die Sturm Relative Helizität zwischen 20 und 75 $m^2 s^{-2}$.

6.2 Schwellenwerte für dynamische und thermodynamische Proxys

In diesem diesem Abschnitt wird die Bestimmung der Schwellenwerte auch für die thermodynamischen Größen angewendet. Dazu wird die Gruppe der Ereignisse zunächst noch um alle Hagelzüge mit Korngrößen von 4 und 5 cm erweitert, wobei die Zugbahnlänge über 100 km liegen muss. Um



(a) Windscherung 500 hPa - 10 m

(b) Sturm Relative Helizität 0 - 3 km

Abbildung 6.3: Qualitäts- und Gütemaße für variierende Schwellenwerte der Windscherung (links) und SRH (rechts). Dazu umfasst die Gruppe der Ereignisse Hagel mit 4 cm Durchmesser oder größer bei Zugbahnlängen von über 100 km und die Nicht-Ereignisse Hagel mit 2 cm Durchmesser oder darunter bei Zugbahnen von unter 75 km.

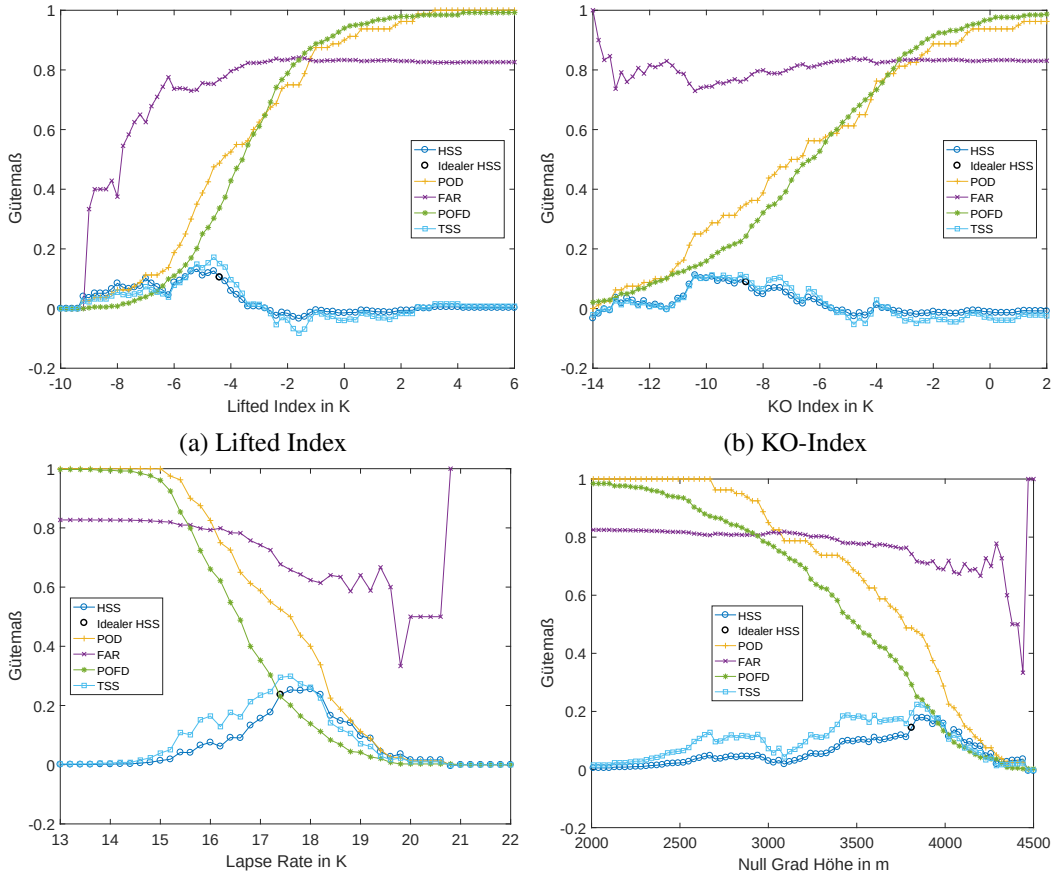
Überschneidungen bei den Korngrößen und der Zugbahnlänge zu vermeiden, werden als Nicht-Ereignisse die Hagelzüge mit Korndurchmesser von $D \leq 2$ cm und Längen von $L \leq 75$ km verwendet.

Zunächst werden erneut die dynamischen Proxys für diese Unterscheidung betrachtet. Für die vertikale Windscherung liegt der ideale Schwellenwert bei 12 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ (Abb. 6.3a). Die Wahrscheinlichkeit ein Ereignis korrekt vorherzusagen, liegt bei 90 %, die Wahrscheinlichkeit, ein Gegenereignis falsch vorherzusagen, bei 32%. Dies entspricht einem TSS von 0,58, der HSS ist aufgrund der hohen FAR von 0,63 bei 0,37. Ein höherer Schwellenwert ist zwar mit einer etwas geringerer FAR verbunden, gleichzeitig nimmt die POD für Schwellenwerte zwischen 15 und 20 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ von 0,7 auf 0,2 ab.

Die Sturm Relative Helizität unterscheidet bei einem Schwellenwert von 55 $\mathrm{m^2\,s^{-2}}$ die beiden Gruppen am Besten (Abb.6.3b). Die Wahrscheinlichkeit, ein Ereignis mit diesem Schwellenwert richtig vorherzusagen, liegt bei 69% und damit 21% unter der Wahrscheinlichkeit beim idealen Schwellenwert der Windscherung (Abb. 6.3a). Allerdings ist die POFD hier mit 12% deutlich geringer. Die SRH vermindert damit die Wahrscheinlichkeit einer falschen Vorhersage eines Nicht-Ereignisses um fast das dreifache im Vergleich zur Windscherung. Auch die FAR ist mit 0,45 deutlich geringer. Der HSS liegt beim idealen Schwellenwert bei 0,52. Damit ermöglicht die SRH eine gute Unterscheidung zwischen den beiden Gruppen.

Als nächstes werden die thermodynamischen Proxys LI, KO-Index, Lapse Rate, Null-Grad-Höhe und niederschlagsfähiges Wasser betrachtet. Da sowohl bei dem LI als auch beim KO-Index kleinere Werte einer größeren Instabilität entsprechen, werden Werte unterhalb des Schwellenwerts bei den Ereignissen als richtige Vorhersage interpretiert und gleichzeitig Werte oberhalb des Schwellenwerts als falsche Vorhersage.

Insgesamt zeigen alle Güte- und Qualitätsmaße bei allen thermodynamischen Größen deutlich schlechtere Ergebnisse gegenüber den dynamischen Proxys (Abb. 6.4). Mit dem LI ist die Vorhersage von Ereignissen und Nicht-Ereignissen nur unwesentlich besser gegenüber einer Zufallsvor-



(a) Lifted Index (b) KO-Index

(c) Lapse Rate (d) Null-Grad-Höhe

Abbildung 6.4: Wie Abb. 6.3, aber für den Lifted Index, KO-Index, die Lapse Rate und die Null-Grad-Höhe

hersage (Abb. 6.4a). Bei einem idealen Schwellenwert von -4,4 K werden nur 49% der Ereignisse richtig vorhergesagt und 34% der Nicht-Ereignisse falsch. Daraus ergibt sich ein TSS von 0,15, der HSS liegt bei 0,11. Die Ergebnisse für den KO-Index zeigen ebenfalls eine schlechte Vorhersagegüte (Abb. 6.4b). Hier werden bei dem idealen Schwellenwert von -8,6 K lediglich 35% der Ereignisse richtig vorhergesagt, bei gleichzeitig 24% falscher Vorhersage der Nicht-Ereignisse. Besser ist die Vorhersagegüte mittels der Lapse Rate (Abb.6.4c). Der ideale Schwellenwert zur Unterscheidung der Hagelereignisse liegt bei 17,4 K. Wird dieser Schwellenwert angewendet, können immerhin 53% der Ereignisse richtig vorhergesagt werden. Gleichzeitig wird nur knapp jedes vierte Nicht-Ereignis (23%) nicht korrekt vorhergesagt. Die hohe FAR von 0,68 verdeutlicht die dennoch auftretenden großen Unsicherheiten bei der Verwendung der Lapse Rate. Der ideale HSS weist einen Wert von 0,24 auf, der TSS liegt mit 0,3 geringfügig darüber. Auch die Null Grad Höhe (Abb. 6.4d) und das Niederschlagsfähige Wasser (nicht gezeigt) erlauben keine aussagekräftige Unterscheidung der beiden Gruppen Bei der Null-Grad-Höhe liegt der ideale HSS unter 0,2, beim niederschlagsfähigen Wasser sogar unter 0,1 (nicht gezeigt). Thermodynamische Proxys erlauben es alle nicht zwischen Hagelereignissen verschiedener Intensitäten zu unterscheiden. Einzig die Lapse Rate weist bei einem Schwellenwert von 17,4 K eine wesentlich bessere Vorhersage als die Zufallsvorhersage auf.

6.3 Modelle zur Unterscheidung von Hagelereignissen

In diesem Abschnitt werden die dynamischen und thermodynamischen Proxys sowie sinnvolle Kombinationen mittels der logistischen Regression (Kap. 3.5) auf ihre Vorhersagegüte untersucht. Dazu wurde dieselbe Unterscheidung der Hagelzüge verwendet wie bereits in Kapitel 6.2.

Das logistische Modell mit einer einzigen Eingangsgröße weist für die vertikale Windscherung und die Sturm Relative Helizität bereits eine gute Vorhersagegüte auf (Tab. 6.1). Für die SRH liegt der HSS bei 0,46 und der Vergleich mit dem Nullmodell führt zu einer Differenz der logarithmierten Wahrscheinlichkeit von 168,2, der standardisierte Effektkoeffizient liegt bei 4,3. Dagegen weist der HSS für die Windscherung einen kleineren Wert von 0,31 auf. Der EK ist ebenfalls geringer und liegt bei 3,6. Bereits logistische Modelle mit einer dynamischen Eingangsgröße ermöglichen somit eine sinnvolle Unterscheidung zwischen Ereignissen und Nicht-Ereignissen. Die Verwendung eines thermodynamischen Proxys als erste Variable im Modells führt dagegen zu einer schlechten Modellqualität (nicht gezeigt). Auch die Kombination von zwei thermodynamischen Größen führt zu eo guten Vorhersagequalität. Edwards und Thompson (1998) finden ebenfalls, dass die Verwendung verschiedener thermodynamischen Größen (z.B. CAPE, Null-Grad-Höhe) keine Korngrößenvorhersage ermöglicht.

Im nächsten Schritt werden die beiden Modelle mit dynamischen Proxys um eine zusätzliche thermodynamische Größe erweitert. Die Kombination der SRH mit thermodynamischen Variablen ergibt fast ausschließlich höhere Qualitätsmaße als mit einer Variablen (Tab. 6.2). Dabei hat die Wahl des thermodynamischen Proxys nur einen geringen Einfluss auf den HSS. Dieser liegt für den LI und die Lapse Rate bei 0,50 und für die Null-Grad-Höhe und das niederschlagsfähige Wasser etwas darunter. Der KO-Index weist mit einem HSS von 0,52 den größten Wert auf. Für das Modell mit dem LI und KO-Index weist die SRH den größten EK auf (4,4). Dagegen ist der Einfluss des LI und KO-Index auf das Gesamtmodell nur gering (EK: 1,2 und 1,3). Die Kombination der SRH mit der Lapse Rate ergibt den kleinsten EK für die SRH (3,9) und zeigt gleichzeitig einen großen Einfluss der Lapse Rate auf das Modell (EK: 1,5). Nur die Null-Grad-Höhe weist einen geringfügig größeren EK von 1,6 auf. Der LVT zeigt bei der Kombination von SRH und Lapse Rate die größte Abweichung vom zugehörigen Nullmodell.

Dagegen ergibt die Hinzunahme eines zweiten Parameters bei der Windscherung in fast allen Fällen in einer schlechteren Vorhersagegüte im Vergleich zum einfachen Modell (Tab. 6.3). Die einzige Ausnahme stellt die Verwendung der Lapse Rate als zweiten Parameter dar. Der HSS liegt hier bei 0,33 und ist damit geringfügig größer als beim einfachen Modell. Der Einfluss der Lapse Rate auf das Gesamtmodell ist mit einem EK von 1,8 größer als der anderen thermodynamischen Größen. Die Kombination von Windscherung und Lapse Rate stellt darüber hinaus eine große Verbesserung des Nullmodells dar (LVT = 1668). Die Verwendung des LI oder KO-Index resultiert in relativ geringe Werte für den HSS (0,27 und 0,23), wobei die beiden thermodynamische Größen EK von 1,4 und 1,1 aufweisen.

Tabelle 6.1: Logistisches Regressionsmodell für die Vorhersage von schadensrelevantem Hagel durch SRH oder Windscherung. Die Tabelle behinhaltet die Regressionskoeffizienten, den Effektkoeffizienten, den LVT und den HSS.

	β_0	β_1	EK	LVT	HSS
SRH	-2,607	0,023	4,3	168,2	0,46
Windscherung	-4,120	0,190	3,6	335,1	0,31

Tabelle 6.2: Regressionsmodell für die Kombination aus SRH und einem zweiten Parameter.

	β_0	β_1	β_2	EK1	EK2	LVT	HSS
Lifted Index	-2,941	0,023	-0,088	4,4	1,2	205,7	0,50
KO-Index	-3,027	0,023	-0,060	4,4	1,3	216,5	0,52
Lapse Rate	-7,728	0,021	0,305	3,9	1,5	928,4	0,50
Niederschlagsfähiges Wasser	-3,818	0,022	0,043	4,2	1,3	318,7	0,46
Null-Grad-Höhe	-5,495	0,023	0,001	4,2	1,6	576,2	0,48

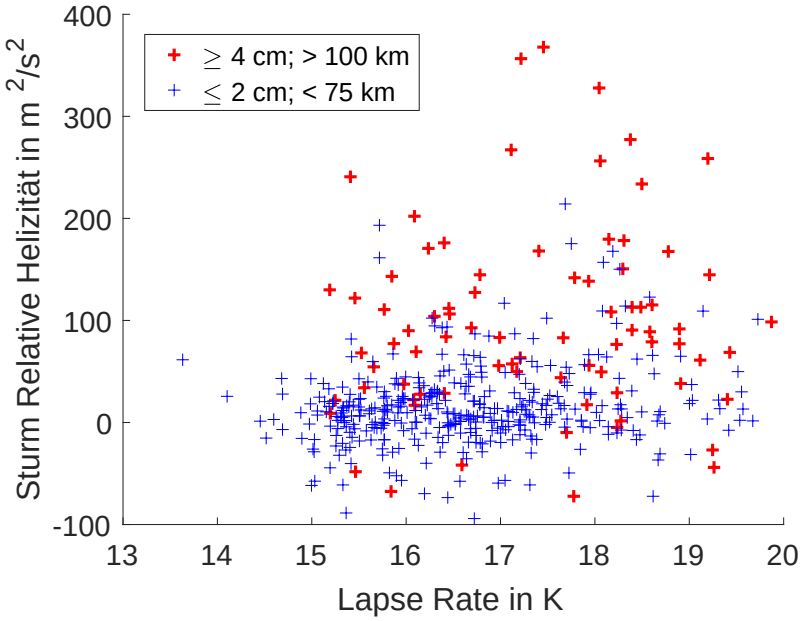
Der Vorteil der Verwendung der dynamischen Proxys mit einer thermodynamischen Variablen zeigt sich in dem höheren Qualitätsmaß (HSS). Durch die Kombination von einer dynamischen mit einer thermodynamischen Größe gehen in das Modell neben den Informationen zur Organisationsform der Zelle auch die Informationen über die thermische Schichtungsstruktur ein. Damit ist das Modell bei der Anwendung auf einen größeren Datensatz robuster. Die Verwendung der SRH oder der Windscherung zusammen mit der Lapse Rate zeigt den größten Einfluss einer thermodynamischen Variablen auf das Gesamtmodell. Die Hinzunahme einer dritten Variablen verbessert das Modell nicht weiter (nicht gezeigt).

Die Werte der Lapse Rate und eines dynamischen Proxys verdeutlichen die Vorteile dieser Kombination für die Vorhersage von großen Hagel bei langen Zugbahnen (Abb. 6.5). Die Grafik mit der SRH zeigt vor allem eine gute Trennung der beiden Stichproben ab einem Schwellenwert von ca. 50 - 75 $m^2 s^{-2}$ (Abb. 6.5a). Dies stimmt mit den in Kapitel 6.2 bestimmten Werten überein. Es gibt nur wenige Nicht-Ereignisse, bei denen die SRH Werte oberhalb dieses Schwellenwerts erreicht. Die Ereignisse mit Werten der SRH von über 250 $m^2 s^{-2}$ sind zudem mit einer großer Lapse Rate von über 17 K verbunden. Einige Ereignisse weisen dagegen bereits recht große Werte der SRH und Lapse Rate zwischen 15 und 17 K auf.

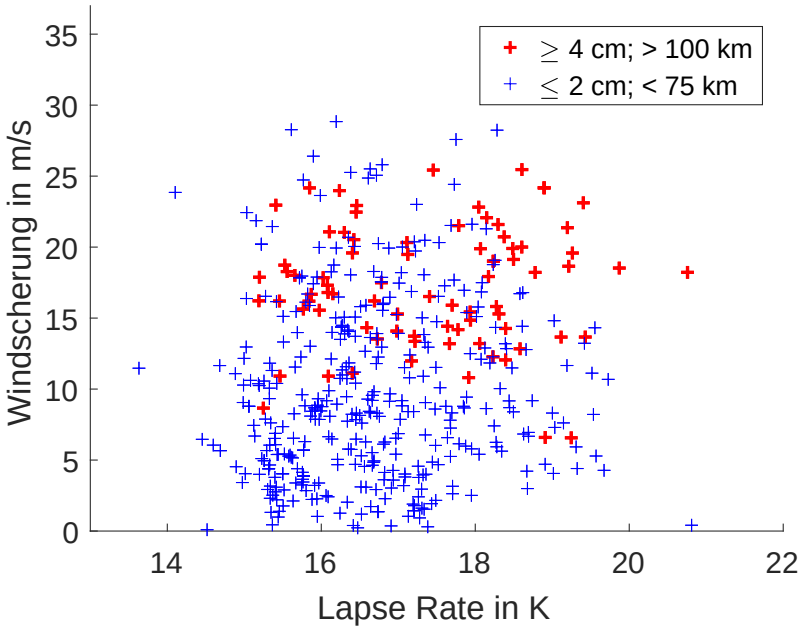
Die Betrachtung der Windscherung mit der Lapse Rate zeigt, dass ein wesentlich größerer Anteil der Nicht-Ereignisse eine Windscherung von 15 $m s^{-2}$ oder darüber aufweist. Die Ereignisse treten zwar fast ausschließlich bei einer Windscherung von über 12 $m s^{-2}$ auf, eine eindeutige Vorhersage von starkem Hagel alleine durch die Windscherung ist allerdings schwierig. Dagegen zeigt sich, dass ab einer Windscherung von 15 $m s^{-2}$ und einer Lapse Rate von 18 K keine Nicht-Ereignisse auftreten.

Tabelle 6.3: Wie Tab. 6.2, aber für die Windscherung als ersten Parameter im Modell.

	β_0	β_1	β_2	EK1	EK2	LVT	HSS
Lifted Index	-4,820	0,201	-0,148	3,8	1,4	446,2	0,27
KO-Index	-4,284	0,191	-0,023	3,6	1,1	413,0	0,23
Lapse Rate	-12,424	0,190	0,486	3,6	1,8	1667,9	0,33
Niederschlagsfähiges Wasser	-5,613	0,189	0,052	3,5	1,3	566,4	0,28
Null-Grad-Höhe	-7,512	0,195	0,001	3,7	1,7	875,1	0,29



(a) SRH und Lapse Rate



(b) Windscherung und Lapse Rate

Abbildung 6.5: Vertikale Windscherung und Sturm Relative Helizität kombiniert mit der Lapse Rate in der Umgebung der Ereignisse (rot) und Nicht-Ereignisse (blau).

7 Zusammenfassung

Gewitter mit Hagel richten jedes Jahr erhebliche Schäden an Gebäuden, Fahrzeugen und der Landwirtschaft an. Dabei hängt der Schaden in großem Maße von der maximalen Hagelkorngröße ab. Insbesondere lange Zugbahnen der Gewitter erhöhen die Wahrscheinlichkeit, dass ein Hagelgewitter über besiedeltes Gebiet zieht. In dieser Arbeit wurde zum ersten Mal eine umfangreiche Stichprobe von knapp 1000 Hagelereignissen hinsichtlich der aufgetretenen Umgebungsbedingungen untersucht. Dazu wurden die Ereignisse in verschiedene Klassen nach der maximalen Korngröße und Zugbahnlängen eingeteilt. Die Zentrierung der Hagelzüge um den Mittelpunkt des jeweiligen Ereignisses ermöglichte die Berechnung statistischer Größen für verschiedene thermodynamische und dynamische Proxys am Mittelpunkt und in dessen Umgebung. Die Proxys wurden darüber hinaus auch bei frontalen und nicht-frontalen Ereignissen betrachtet. Die Verwendung der Reanalysedaten ERA-Interim und CoastDATIII ermöglichte einen Modellvergleich der Umgebungsbedingungen. Neben dem Verständnis über die mittlere Umgebungsbedingungen steht die Frage nach geeigneten Proxys für die Unterscheidung von Hagelereignissen verschiedener Intensitäten im Mittelpunkt.

Die thermodynamischen Proxys weisen im Mittel nur geringe Unterschiede zwischen den Größen- und Längenklassen auf. Für den LI und KO-Index tritt die größte Labilität südöstlich bzw. südlich des Mittelpunkts auf. Die Lapse Rate weist eine Zunahme von kleinem zu großem Hagel und von kurzen zu langen Zugbahnen auf. Werte von über 18 K kommen deutlich häufiger bei großem Hagel und mittleren bis langen Zugbahnen vor. Eine Unterscheidung zwischen den Hagelereignissen ist mit diesen Proxys allerdings nicht möglich. Die größte Menge an niederschlagsfähigem Wasser befindet sich für alle Hagelereignisse im Mittel in direkter Umgebung des Mittelpunkts. Damit unterscheidet sich die Lage des Maximums von den anderen thermodynamischen Größen. Die für das Hagelwachstum günstigen Umgebungsbedingungen treten im Mittel direkt im Umfeld der Hagelereignisse auf.

Dynamische Proxys zeigen dagegen erhebliche Unterschiede zwischen den Größen- und Längenklassen. Die vertikale Windscherung liegt im Mittel bei allen Hagelzügen am Mittelpunkt bei $12{,}5\,\mathrm{m\,s^{-1}}$. Das Maximum befindet sich hier und bei den neun Klassen westlich des Mittelpunkts. Alle Größenklassen zeigen eine starke Zunahme der mittleren Windscherung in Abhängigkeit von der Zugbahnlänge. Darüber hinaus wird auch eine Zunahme von kleinem zu großem Hagel beobachtet. Für die Sturm-relative Helizität treten die größten Werte im Mittel direkt in der Umgebung des Mittelpunkts auf. Sie zeigt ebenfalls eine große Abhängigkeit von der Zugbahnlänge und den maximalen Hagelkorndurchmessern. Der Wert am Mittelpunkt ist bei großem Hagel und langen Zugbahnen um mehr als das Achtfache größer als bei kleinem Hagel und kurzen Zugbahnen. Die Windscherung bestimmt die möglichen Organisationsformen von Gewitterzellen, die SRH ist ein

Maß für die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Superzellen. Die eindeutige Abhängigkeit der Intensität der Hagelzüge von den dynamischen Größen zeigt, dass die Intensitäten der Hagelgewitter stark von der Organisationsform abhängen.

Eine Unterteilung in frontale und nicht-frontale Hagelzüge zeigt eine stärkere Labilität der Schichtung im Mittel bei den nicht-frontalen Ereignissen. Dagegen liegt die Null-Grad-Höhe bei frontalen Ereignissen insgesamt weiter oben und im Mittel ist daher auch das niederschlagsfähige Wasser höher. Die Windscherung ist im frontalen Fall ebenfalls größer, wobei das Maximum hier westlich des Mittelpunkts liegt und im nicht-frontalen Fall sehr nahe am Mittelpunkt der Hagelzüge liegt. Die größten Werte der SRH werden im Mittel bei nicht-frontalen Ereignissen mit großem Hagel und langen Zugbahnen verzeichnet.

Der Modellvergleich zwischen den Reanalysedaten ERA-Interim und CoastDATIII zeigt bei der vertikalen Windscherung keine Unterschiede in den Mittelwerten und der Lage der Maxima. Die zeitliche Auflösung spielt in diesem Fall keine Rolle. Dagegen führt die Verwendung der CoastDATIII Daten für die Lapse Rate und das niederschlagsfähige Wasser zu größeren absoluten Werten, wobei die Lage der Maxima unverändert bleibt. Aus den Ergebnissen folgt, dass die thermodynamischen Proxys sich im Umfeld der Hagelzüge schneller mit der Zeit ändern, wodurch eine hohe zeitliche Auflösung von Vorteil ist.

Nach Markowski und Richardson (2010) ist Hagel größer 4 cm fast ausschließlich mit Superzellen verbunden. Diese verlagern sich in der Regel mit großen Abweichungen vom Wind in der mittleren Troposphäre. Zur Untersuchung der These von Markowski und Richardson (2010) wurden alle Hagelzüge nach dem maximalen Korndurchmesser in drei Größenklassen unterteilt und die Differenz zwischen der Zugrichtung des Hagelgewitters und des Horizontalwinds in mittlerer Höhe berechnet. Dabei ergab sich eine Verschiebung des Medians zu größeren Abweichungen von kleinem zu großem Hagel. Fast jeder vierte Hagelzug mit einer Korngröße von über 4 cm verlagert sich mit einer Abweichung zwischen 30 und 60° vom mittleren Wind.

Die kategorische Verifikation wurde im letzten Kapitel dazu verwendet, um die Güte der einzelnen Proxys bei der Unterscheidung von Hagelereignissen zu testen. Für die dynamischen Proxys wurde zunächst die Robustheit gegenüber variierenden Stichprobengrößen getestet. Dazu wurden aus den 985 Hagelzüge unterschiedlich viele Hagelereignisse in die zwei Gruppen der Ereignisse und Nicht-Ereignisse eingeteilt. Es zeigt sich, dass die dynamischen Proxys sehr robust auf unterschiedliche Stichprobengrößen reagieren und folglich gut zwischen Hagelereignissen unterscheiden können.
Anschließend wurde eine einheitliche Definition für Ereignisse und Nicht-Ereignisse verwendet, um bei den dynamischen und thermodynamischen Proxys Schwellenwerte für die Unterscheidung der Hagelereignisse zu bestimmen. Dabei ist ein Schwellenwert der vertikalen Windscherung von $12\,\mathrm{m\,s^{-1}}$ am Besten geeignet, für die SRH findet sich ein Schwellenwert von $55\,\mathrm{m^2\,s^{-2}}$. Beide dynamischen Proxys weisen eine gute Vorhersagegüte auf. Die thermodynamischen Proxys können dagegen nicht zwischen den beiden Gruppen unterscheiden. Mit dem Lifted Index, dem KO-Index, dem niederschlagsfähigen Wasser und der Null-Grad-Höhe ist die Vorhersage nur unwesentlich

besser als eine Zufallsvorhersage. Einzig die Lapse Rate zeigt einen größeren HSS bei einem idealen Schwellenwert von 17,4 K.

Um mehrere Proxys für die Unterscheidung der Hagelzügen kombinieren zu können, wurde außerdem ein logistisches Regressionsmodell verwendet, welches für jeden Hagelzug eine Wahrscheinlichkeit p für den Eintritt eines Ereignisses in Abhängigkeit von verschiedenen unabhängigen Variablen bestimmt. Zunächst wird das Modell für die dynamischen Proxys erstellt, wobei die vertikale Windscherung und die sturm-relative Helizität beide bereits eine gute Vorhersagegüte aufweisen. Die Hinzunahme einer thermodynamischen Variablen resultiert für die SRH in einer Verbesserung der Vorhersagegüte. Dabei ist die Wahl der zusätzlichen Variablen nicht entscheidend. Für die Windscherung ist eine Verbesserung der Modellgüte dagegen, abgesehen von der Hinzunahme der Lapse Rate, nicht ersichtlich. Zur Unterscheidung zwischen Hagelereignissen unterschiedlicher Intensitäten ist es daher sinnvoll die Sturm-relative Helizität oder die Windscherung in Kombination mit einer thermodynamischen Größe zu verwenden. Dadurch ist das Modell robuster gegenüber Ausreißern und kann auf einen Reanalysedatensatz angewendet oder bei der Kurzfristvorhersage von Hagel verwendet werden.

Die Erweiterung der Stichprobe um die Hagelereignisse von 2014 bis 2017 ließe eine Unterteilung in verschiedene Regionen zu, sodass beispielsweise für den Süden Deutschlands oder Nordfrankreich ein eigenes Modell zur Unterscheidung zwischen Hagelereignissen unterschiedlicher Intensitäten entwickelt werden könnte. Da bei großem Hagel und langen Zugbahnen der Anteil der Superzellen größer sein sollte, ist es sinnvoll die Sturm-relative Helizität in Verbindung mit der CAPE zu untersuchen. Dabei zeigt sich, ob eine Verwendung von CAPE mal SRH besser zur Unterscheidung von Hagelgewittern geeignet ist als die bisher verwendete Methode CAPE mal Windscherung (Brooks, 2009). Darüber hinaus sind weitere Untersuchungen der Hagelereignisse mittels Reanalysedaten mit hoher zeitlicher Auflösung und eine Anwendung des logistischen Modells auf frontale und nicht-frontale Ereignisse von Interesse.

Literatur

Backhaus, K., Erichson, B., Plinke, W. und Weiber, R. 2016. *Multivariate analysemethoden: eine anwendungsorientierte einführung*. Springer-Verlag.

Barthlott, C., Schipper, J. W., Kalthoff, N., Adler, B., Kottmeier, C., Blyth, A. und Mobbs, S. 2010. Model representation of boundary-layer convergence triggering deep convection over complex terrain: A case study from COPS. *Atmos. Res.* 95(2):172–185.

Baumstark, S. 2017. *Analyse des Zusammenhangs zwischen Hagelereignissen und Frontalsystemen in Westeuropa*. Masterarbeit. Karlsruher Institut für Technologie (KIT).

Billet, J., DeLisi, M., Smith, B. G. und Gates, C. 1997. Use of regression techniques to predict hail size and the probability of large hail. *Wea. Forecasting* 12(1):154–164.

Blanchard, D. O. 1998. Assessing the vertical distribution of convective available potential energy. *Wea. Forecasting* 13(3):870–877.

Bolton, D. 1980. The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.* 108(7):1046–1053.

Brooks, H. E. 2009. Proximity soundings for severe convection for Europe and the United States from reanalysis data. *Atmos. Res.* 93(1):546–553.

– 2013. Severe thunderstorms and climate change. *Atmos. Res.* 123:129–138.

Brooks, H. E., Lee, J. W. und Craven, J. P. 2003. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. *Atmos. Res.* 67:73–94.

Browning, K. A., Frankhauser, J. C., Chalon, J.-P., Eccles, P. J., Strauch, R. G., Merrem, F. H., Musil, D. J., May, E. L. und Sand, W. R. 1976. Structure of an evolving hailstorm part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. *Mon. Wea. Rev.* 104(5):603–610.

Byers, H. R. und Braham, R. R. 1949. *The thunderstorm: report of the Thunderstorm Project*. US Government Printing Office.

Corsmeier, U., Kalthoff, N., Barthlott, C., Aoshima, F., Behrendt, A., Di Girolamo, P., Dorninger, M., Handwerker, J., Kottmeier, C., Mahlke, H., Mobbs, S., Vaughan, G., Wickert, J. und Wulfmeyer, V. 2011. Processes driving deep convection over complex terrain: a multi-scale analysis of observations from COPS IOP 9c. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 137(S1):137–155.

Craven, J. P., Brooks, H. E. und Hart, J. A. 2004. Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection. *Natl. Wea. Dig* 28(1):13–24.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer P. Bechthold, P., Beljaars, A., Berg, L. van de, Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hersbach, H., Hólm, E., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A., Monge-Sanz, B., Morcrette, J., Park, B., Peubey, C., Rosnay, P. de, Tavolato, C., Thépaut, J. und Vitart, F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 137(656):553–597.

Dessens, J., Berthet, C. und Sanchez, J. L. 2015. Change in hailstone size distributions with an increase in the melting level height. *Atmospheric Research* 158:245–253.

Doswell III, C. A. 1985. *The Operational Meteorology of Convective Weather. Volume 2. Storm Scale Analysis.* Techn. Ber. AIR WEATHER SERVICE SCOTT AFB IL.

Doswell III, C. A., Brooks, H. E. und Maddox, R. A. 1996. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting* 11(4):560–581.

Doswell, C. A. und Evans, J. S. 2003. Proximity sounding analysis for derechos and supercells: An assessment of similarities and differences. *Atmos. Res.* 67:117–133.

Dotzek, N., Groenemeijer, P., Feuerstein, B. und Holzer, A. M. 2009. Overview of ESSL's severe convective storms research using the European Severe Weather Database ESWD. *Atmos. Res.* 93(1):575–586.

Edwards, R. und Thompson, R. L. 1998. Nationwide comparisons of hail size with WSR-88D vertically integrated liquid water and derived thermodynamic sounding data. *Wea. Forecasting* 13(2):277–285.

Etling, D. 2008. *Theoretische Meteorologie: Eine Einführung*. Springer-Verlag.

Fawbush, E. J. und Miller, R. C. 1953. A method for forecasting hailstone size at the earth's surface. *Bull. Amer. Meteor. Soc* 34(6):235–244.

Fluck, E. 2017. *Hail potential over Western Europe*. Dissertation. Karlsruhe Institut für Technologie (KIT).

Fuhrer, O. und Schär, C. 2005. Embedded cellular convection in moist flow past topography. *J. Atmos. Sci.* 62(8):2810–2828.

Fukuta, N. und Takahashi, T. 1999. The growth of atmospheric ice crystals: A summary of findings in vertical supercooled cloud tunnel studies. *J. Atmos. sci.* 56(12):1963–1979.

Galway, J. G. 1956. The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc* 37(10):528–529.

Gessler, S. E. und Petty, S. E. 2013. Forensic Engineering: Hail fundamentals and General Hail-strike damage assessment Methodology. Kap. 2–4:25–65.

Geyer, B. 2014. High-resolution atmospheric reconstruction for Europe 1948-2012: coastDat2. *Earth Syst. Sci. Data* 6(1):147.

Geyer, B. und Rockel, B. 2013. CoastDat-2 COSMO-CLM Atmospheric Reconstruction. *World Data Center for Climate* 10.

Groenemeijer, P. 2009. *Convective storm development in contrasting thermodynamic and kinematic environments*. Dissertation. Karlsruher Institut für Technologie (KIT).

Groenemeijer, P. und Van Delden, A. 2007. Sounding-derived parameters associated with large hail and tornadoes in the Netherlands. *Atmos. Res.* 83(2):473–487.

Handwerker, J. 2002. Cell tracking with TRACE3D—A new algorithm. *Atmos. Res.* 61(1):15–34.

Heidke, P. 1926. Berechnung des Erfolges und der Güte der Windstärkevorhersagen im Sturmwarnungsdienst. *Geog. Ann.*301–349.

Hewson, T. D. 1998. Objective fronts. *Meteor. Appl.* 5(1):37–65.

Heymsfield, A. J., Jameson, A. R. und Frank, H. W. 1980. Hail growth mechanisms in a Colorado storm: Part II: Hail formation processes. *J. Atmos. Sci.* 37(8):1779–1807.

Holton, J. R. und Hakim, G. J. 2012. *An introduction to dynamic meteorology*. Bd. 88. Academic press.

Hosmer, D. W. und Lemeshow, S. 2000. *Applied Logistic Regression*. Willey-Interscience, New York.

Houze, R. A. Jr 2014. *Cloud dynamics*. Bd. 104. Academic press.

Jolliffe, I. T. und Stephenson, D. B. 2003. *Forecast verification: a practitioner's guide in atmospheric science*. John Wiley & Sons.

Kapsch, M.-L., Kunz, M., Vitolo, R. und Economou, T. 2012. Long-term trends of hail-related weather types in an ensemble of regional climate models using a Bayesian approach. *J. Geophys. Res.* 117(D15).

Kennedy, P. C. und Detwiler, A. G. 2003. A case study of the origin of hail in a multicell thunderstorm using in situ aircraft and polarimetric radar data. *J. Appl. Meteor.* 42(11):1679–1690.

Kottmeier, C., Kalthoff, N., Barthlott, C., Corsmeier, U., Van Baelen, J., Behrendt, A., Behrendt, R., Blyth, A., Coulter, R., Crewell, S., Dorninger, M., Flamant, C., Foken, T., Hagen, M., Hauck, C., Höller, H., Konow, H., Kunz, M., Mahlke, H., Mobbs, S., Richard, E., Steinacker, R., Weckwerth, T. und Wieser A. und Wulfmeyer, V. 2008. Mechanisms initiating deep convection over complex terrain during COPS. *Meteor. Z.* 17(6):931–948.

Kraus, H. 2007. *Die Atmosphäre der Erde: Eine Einführung in die Meteorologie*. Springer-Verlag.

Kunz, M. 2007. The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 7:327–342.

Kunz, M., Blahak, U., Handwerker, J., Schmidberger, M., Punge, H.J., Mohr, S., Fluck, E. und Bedka, K.M. 2017. The severe hailstorm in SW Germany on 28 July 2013: Characteristics, impacts, and meteorological conditions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*

Kunz, M. und Kottmeier, C. 2005. Meteorologische Ereignisse mit großem Schadenpotenzial. *Stock, M., PIK Report*(99):161–172.

Kunz, M. und Kugel, P. I. 2015. Detection of hail signatures from single-polarization C-band radar reflectivity. *Atmos. Res.* 153:565–577.

Kunz, M. und Puskeiler, M. 2010. High-resolution assessment of the hail hazard over complex terrain from radar and insurance data. *Meteor. Z.* 19(5):427–439.

Kunz, M., Schmidberger, M. und Puskeiler, M. 2012. Projekt HARIS-SV (Hagelgefährdung und Hagelrisiko SV Sparkassenversicherung). Abschlussbericht Teil 1.

Long, J. S. 1987. A graphical method for the interpretation of multinomial logit analysis. *Soc. Met. & Res.* 15(4):420–446.

López, Laura, Garcıa-Ortega, Eduardo und Sánchez, José Luis 2007. A short-term forecast model for hail. *Atmos. Res.* 83(2):176–184.

Manzato, A. 2012. Hail in northeast Italy: Climatology and bivariate analysis with the sounding-derived indices. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 51(3):449–467.

Manzato, Agostino 2003. A climatology of instability indices derived from Friuli Venezia Giulia soundings, using three different methods. *Atmos. Res.* 67:417–454.

Markowski, P. und Richardson, Y. 2010. *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. Wiley Blackwell:407.

Mason, B. 1971. *The physics of clouds*. Oxford University Pres.

Mohr, S. und Kunz, M. 2013. Recent trends and variabilities of convective parameters relevant for hail events in Germany and Europe. *Atmos. Res.* 123:211–228.

Mohr, S., Kunz, M. und Keuler, K. 2015. Development and application of a logisticmodel to estimate the past and future hail potential in Germany. *J. Geophys. Res.* 120:3939–3956.

MunichRe 2016. *Loss potential for severe thunderstorms in Europe is increasing*. Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft.

– 2017. *Topics GEO, Naturkatastrophen 2016*. Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft.

Pruppacher, H. R. und Klett, J. D. 2010. Microstructure of atmospheric clouds and precipitation. *Microphysics of Clouds and Precipitation*:10–73.

Punge, H. J., Bedka, K. M., Kunz, M. und Werner, A. 2014. A new physically based stochastic event catalog for hail in Europe. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 73(3):1625–1645.

Punge, H. J. und Kunz, M. 2016. Hail observations and hailstorm characteristics in Europe: A review. *Atmos. Res.* 176:159–184.

Puskeiler, M. 2009. *Analyse der Hagelgefährdung durch Kombination von Radardaten und Schadendaten für Südwestdeutschland*. Diplomarbeit. Universität Karlsruhe (TH).

– 2013. *Radarbasierte Analyse der Hagelgefärdung in Deutschland*. Dissertation. Karlsruher Institut für Technologie (KIT).

Rasmussen, E. N. und Blanchard, D. O. 1998. A baseline climatology of sounding-derived supercell andtornado forecast parameters. *Wea. Forecasting* 13(4):1148–1164.

Rauber, R., Walsh, J. und Charlevoix, D. 2002. *Severe and Hazardous Weather: Dubuque, IA, Kendall*.

Rinehart, Ronald E 1991. *Radar for meteorologists*. University of North Dakota, Office of the President.

Rockel, B., Will, A. und Hense, A. 2008. The regional climate model COSMO-CLM (CCLM). *Meteor. Z.* 17(4):347–348.

Rossby, C.-G. 1932. *Thermodynamics applied to air mass analysis*. Massachusetts Institute of Technology.

Schemm, S., Nisi, L., Martinov, A., Leuenberger, D. und Martius, O. 2016. On the link between cold fronts and hail in Switzerland. *Atmos. Sci. Lett.*

Schemm, S., Rudeva, I. und Simmonds, I. 2015. Extratropical fronts in the lower troposphere–global perspectives obtained from two automated methods. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 141(690):1686–1698.

Schemm, S. und Sprenger, M. 2015. Frontal-wave cyclogenesis in the North Atlantic–a climatological characterisation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 141(693):2989–3005.

Schuster, S. S., Blong, R. J. und McAneney, K. J. 2006. Relationship between radar-derived hail kinetic energy and damage to insured buildings for severe hailstorms in Eastern Australia. *Atmos. Res.* 81(3):215–235.

Straka, J. M. 2009. *Cloud and precipitation microphysics: principles and parameterizations*. Cambridge University Press.

Uppala, S. M., Kållberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., Bechtold, V. d., Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M., Beljaars, A., Berg, L. van de, Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B., Isaksen, L., Jannsen, P., Jenne, R., McNally, A., Mahfouf, J., Morcrette, J., Rayner, N., Saunders, R., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P. und Woollen, J. 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the royal meteorological society* 131(612):2961–3012.

Vallis, G. K. 2006. Atmospheric and Ocean Fluid Dynamics: Fundamentals and Large-Scale Circulation. *Cambridge University Press, Cambridge, UK, ISBN* 978:521.

Weigl, E., Winterrath, T. und Fuchs, T. 2009. Hourly weather radar based real-time precipitation analyses for Germany. *EGU General Assembly Conference Abstracts*. Bd. 11:13925.

Weisman, M. L. und Klemp, J. B. 1982. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.* 110(6):504–520.

Wilks, D. S. 2011. *Statistical methods in the Atmospheric Sciences*. San Diego: Academic Press:704 pp.

Ziegler, C. L., Ray, P. S. und Knight, N. C. 1983. Hail growth in an Oklahoma multicell storm. *J. Atmos. Sci.* 40(7):1768–1791.

Danksagung

Ein großes Dankeschön geht an Herrn Prof. Dr. Michael Kunz für die vielen Ratschläge und Hilfen während der Arbeit, der Möglichkeit der Teilnahme am Hagelworkshop und dem Übernehmen des Referats. Danken möchte ich auch Herrn Prof. Dr. Christoph Kottmeier für die Übernahme des Korreferats.
Vielen Dank an alle Mitarbeiter der Arbeitsgruppe Atmosphärische Risiken für die tolle Arbeitsatmosphäre und das Skifahren in Alpbach. Ein besonderer Dank gilt Herrn Dr. Heinz-Jürgen Punge und Herrn Dr. David Piper für das Bereitstellen der ERA-Interim und CoastDAT Daten, Herrn Florian Ehmele für die Unterstützung bei Latex Problemen und Frau Dr. Susanna Mohr für die Hilfestellung bei der Einarbeitung in die logistische Regression. Außerdem möchte ich meinen Kommilitoninnen und Kommilitonen und dabei insbesondere Herrn Markus Augenstein für die tolle Studienzeit danken.
Ein besonderer Dank geht auch an meine Eltern, die mich während meines gesamten Studiums immer unterstützt haben. Danken möchte ich allen meinen Freunden in Karlsruhe, die die Studienzeit zu einer unvergesslichen Zeit gemacht haben. Zuletzt gilt der Dank meiner Frau für die Unterstützung und Ermutigung während meines Studiums und insbesondere in den letzten Wochen der Masterarbeit.

Erklärung

Ich versichere wahrheitsgemäß, die Arbeit selbstständig verfasst, alle benutzten Hilfsmittel vollständig und genau angegeben und alles kenntlich gemacht zu haben, was aus Arbeiten anderer unverändert oder mit Abänderungen entnommen wurde sowie die Satzung des KIT zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis in der jeweils gültigen Fassung beachtet zu haben.
Ich bin damit einverstanden, dass diese Arbeit in Bibliotheken eingestellt wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, den 20. Dezember 2017

Jan Wandel