

Analyse der dreidimensionalen Blitzstruktur während Hagelereignissen in Deutschland

Diplomarbeit im Fach Meteorologie
vorgelegt von

Marcel Schmid

August 2015



INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE

Referent:

PD Dr. Michael Kunz

Korreferent:

Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Meteorologische Grundlagen	5
2.1	Thermodynamische Grundlagen der Konvektion und Stabilität	5
2.1.1	Konvektion und vertikaler Temperaturgradient	5
2.1.2	Potentielle Temperatur	7
2.1.3	Äquivalentpotentielle Temperatur und Stabilität	7
2.1.4	Bedingungen für die Konvektionsauslösung und ω -Gleichung	9
2.2	Gewittersysteme und deren Entstehung	13
2.3	Hagelbildung und Fallgeschwindigkeit	17
2.4	Elektrizität, Blitzentstehung und Polarität	21
2.4.1	Elektrizität in einer Gewitterwolke	21
2.4.2	Entstehung von Erdblitzten	23
2.4.3	Polarität von Blitzen	24
2.4.4	Blitzortung mittels Laufzeitverfahren	26
3	Datengrundlage und Methoden	27
3.1	Datengrundlage	27
3.1.1	Hagelmeldungen und Zugbahnen	27
3.1.2	Blitzdaten	29
3.2	Methoden	31
3.2.1	Auswahlverfahren der Hagelzüge im Untersuchungsgebiet und Verschneidung mit den Blitz- und Hageldaten	31
3.2.2	Analysemethoden der Blitz- und Hageldaten	31
3.2.3	Auswahl aller Ereignisse und Einteilung in Zellarten	33
3.2.4	Datenanalyse	36
4	Untersuchung der Fallbeispiele	39
4.1	Zugbahn am 11.09.2011	39

4.1.1	Wetterlage	39
4.1.2	Auswertung der Blitzdaten	40
4.2	Hagelzugbahn am 27.07.2013	45
4.2.1	Wetterlage	45
4.2.2	Auswertung der Blitzdaten	46
4.3	Hagelzugbahn am 28.07.2013	51
4.3.1	Wetterlage	51
4.3.2	Auswertung der Blitzdaten	53
4.4	Vergleich der drei Fallbeispiele	57
5	Statistische Analysen der Blitzeigenschaften von Hagelzugbahnen	61
5.1	Analyse der Blitzeigenschaften zu Beginn der Hagelmeldungen	61
5.2	Analyse der Blitzeigenschaften für alle Hagelmeldungen	73
6	Zusammenfassung und Ausblick	81

1. Einleitung

Schwere Gewitter, die mit Hagelschlag, Sturmböen und Starkregen verbunden sind, treten in Mitteleuropa in den Sommermonaten häufig auf. Dabei verursacht vor allem großer Hagel erhebliche Schäden. Zwar sind die sehr schweren Ereignisse sehr selten, aber durch ihre hohe kinetische Energie führen Hagelkörner an Gebäuden, Fahrzeugen und landwirtschaftlichen Flächen zu großen Schäden. Beispielsweise war das "Münchner Hagelunwetter", das am 12.07.1984 über den Süden Bayerns hinwegzog, eines der teuersten Hagelunwetter in Deutschland (Heimann und Kurz, 1985), und verursachte damals Versicherungsschäden von umgerechnet etwa 770 Millionen Euro¹. Am 28.06.2006 überquerte ein schweres Hagelgewitter die Region Villingen-Schwenningen und Trossingen im Süden Baden-Württembergs. Damals entstand ein Versicherungsschaden von ungefähr 250 Millionen Euro (MunichRe, 2008). Außerdem entstanden durch starken Hagelschlag aufgrund der zwei Superzellen, die am 27.7.2013 über das Münsterland, den Raum Hannover bis in die Prignitz und am 28.7.2013 entlang der Schwäbischen Alb nach Bayern zogen, versicherte Schäden von circa 2,4 Milliarden Euro.

Großer Hagel bildet sich nur in hochreichenden organisierten Gewitterzellen wie Superzellen, Multizellen, Gewitterlinien oder mesoskaligen konvektiven Systemen (MCS). Der Grund hierfür ist, dass sich nur bei hohen Vertikalgeschwindigkeiten, bei einer langen Aufenthaltsdauer in einer Wolke, und bei einem hohen Flüssigwassergehalt signifikante Hagelkörner mit Durchmessern von mehreren cm bilden können.

Die makroskaligen atmosphärischen Voraussetzungen bei der Entstehung und Organisation hochreichender Konvektion sind zwar bekannt (Doswell III. (1987)), aber die konvektionsauslösenden Mechanismen auf der Mesoskala werden nach wie vor noch nicht richtig verstanden. Daher können selbst in hochauflösenden numerischen Wettervorhersagemodellen die kleinskaligen meteorologischen Phänomene und die Prozesse der Gewitterentstehung nur teilweise simuliert werden. Des Weiteren kann die äußerst komplexe Wolkenmikrophysik derzeit nur mit sehr großem rechnerischen Aufwand vollständig reproduziert werden. Dafür bedarf es spezieller Wolkenmodelle, die beispielsweise auf das 2-Momenten-Wolkenmikrophysikschema aufbauen (Noppel et al., 2010).

¹www.wetteronline.de/extremwetter/1984-07-12-mh

Für eine Kurzzeitvorhersage sind Fernerkundungsdaten, beispielsweise durch Radarmessungen oder Blitzdetektionen, sehr hilfreich. Zum Beispiel fanden Waldvogel et al. (1978), Kunz und Puskeiler (2010) sowie Puskeiler (2013) in Deutschland beziehungsweise Baden-Württemberg einen Zusammenhang zwischen der Vertikalausdehnung einer bestimmten Radarreflektivität und Hagelschäden am Boden. Einen Zusammenhang zwischen Hagel und Blitzeigenschaften entdeckte Damian (2011). Er stellte fest, dass in vier von acht untersuchten Hagelzellen 10-15 Minuten vor dem Hagel vermehrt negative Blitze auftreten. Hohl und Schiesser (2001) fanden ein ähnliches Untersuchungsergebnis, denn in ihrer Untersuchung wurde 20 Minuten nach dem Maximum an negativen Wolke-Erde-Blitzen Hagel registriert. Eine weitere Blitzanalyse von Hohl und Schiesser (2001) legt dar, dass nach dem Einsetzen des Hagels die Anzahl der positiven Wolke-Erde-Blitze zunimmt. Des Weiteren zeigen mehrere Fallstudien, beispielsweise von Schultz et al. (2009) und Emersic et al. (2011), einen lightning jump, also eine starke Zunahme der Blitzanzahl vor dem Hagel.

Das Ziel dieser Arbeit ist es, innerhalb Deutschlands, durch die Untersuchung einzelner Schergewitter, den Zusammenhang zwischen bestimmten Blitzcharakteristika und dem Auftreten von Hagel zu analysieren, um mit den gewonnenen Ergebnissen eventuell eine nachträgliche Hageldetektion zu ermöglichen. Außerdem könnte mit den erzielten Ergebnissen möglicherweise eine Kurzzeitvorhersage von Hagel erfolgen. Es wird auf einen großen Stichprobenumfang zurückgegriffen, der es erlaubt, Blitzsignaturen statistisch auszuwerten. Für die Blitzanalysen werden Blitzdaten der nowcast GmbH genutzt. Dabei werden alle Teilblitze (engl: strokes) ausgewertet. Sie beinhalten Informationen über den Entstehungsort, die Polarität, die Art der Blitze (Wolke-Wolke oder Wolke-Erde) sowie deren Stärke. Darüber hinaus erfolgt für die hier betrachteten Schergewitter eine Aufteilung in zwei Klassen, da zu erwarten ist, dass diese Schergewitter durch ihre unterschiedliche Dynamik verschiedene Blitzstrukturen hervorbringen. In einer Klasse sind alle Superzellen enthalten, in der anderen Klasse befinden sich mesoskalige konvektive Systeme, Multizellen sowie Gewitterlinien. Als Detektion von Hagelzugbahnen werden vom Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK-TRO) am Karlsruher Institut für Technologie (KIT) bereits aus Radardaten bestimmte Hagelzugbahnen zur Verfügung gestellt. Zusätzlich zu diesen Hagelzugbahnen dienen sowohl Meldungen der European Severe Weather Database (ESWD) als auch eine von der European Weather Consult GmbH entwickelte Hageldetektion als Grundlagen für die Hagelbetrachtungen. Der Untersuchungszeitraum erstreckt sich von 2010 bis 2013.

In Kapitel 2 werden die meteorologischen Grundlagen vorgestellt, bevor in Kapitel 3 auf die verwendeten Datensätze sowie die angewendeten Methoden eingegangen wird. Dabei wird das genutzte Zellverfolgungsverfahren näher erläutert. Des Weiteren wer-

den die von nowcast bereitgestellten Blitzdaten beschrieben. Im darauffolgenden Kapitel folgt eine Erklärung der Wetterlagen im Zeitraum der drei Fallbeispiele (11.09.2011 und 27./28.7.2013). Außerdem erfolgt eine umfangreiche Beschreibung der Blitzcharakteristika innerhalb der Hagelzugbahnen der Fallbeispiele in Bezug auf die Hagelmeldungen der ESWD. Kapitel 5 behandelt die Blitzanalysen eines größeren Stichprobenumfangs sowohl im Bezug auf die ersten Hagelmeldungen pro Hagelzugbahn als auch auf alle aufgetretenen Hagelmeldungen innerhalb der Hagelzugbahnen. Im letzten Kapitel erfolgt eine Zusammenfassung der gewonnenen Ergebnisse und Erkenntnisse sowie ein kurzer Ausblick.

2. Meteorologische Grundlagen

Dieses Kapitel erklärt die theoretischen meteorologischen Grundlagen der Arbeit. Dabei werden die wichtigsten thermodynamischen Prozesse und Stabilitätsmaße beschrieben, die für die Auslösung von Konvektion von Bedeutung sind. Die Stabilitätsmaße werden darauffolgend erklärt. Außerdem werden die unterschiedlichen Gewittersysteme und die Hagelentstehung diskutiert. Daran schließt sich eine Darstellung der Blitzentstehung und Blitzmessung an.

2.1 Thermodynamische Grundlagen der Konvektion und Stabilität

2.1.1 Konvektion und vertikaler Temperaturgradient

Der Begriff der Konvektion leitet sich aus dem lateinischen Wort *convectum* ab, das soviel wie „mitgetragen“ heißt. Damit ist in der Meteorologie der kleinskalige, vertikale Transport einer physikalischen Größe wie beispielsweise Impuls, Wasserdampf oder mechanische bzw. thermische Energie in der Atmosphäre gemeint. Damit freier Auftrieb entstehen kann muss eine labil geschichtete Luftmasse vorhanden sein. Eine Ursache der Vertikalbewegung sind Auftriebskräfte, die auf eine Luftmasse einwirken. Solche Kräfte bilden sich beispielsweise bei horizontalen Temperaturunterschieden zwischen einem Luftpaket und seiner Umgebung. Zur quantitativen Beschreibung dieses Sachverhalts wird der erste Hauptsatz (1.HS) der Thermodynamik verwendet, der für reversible Prozesse in einem geschlossenen homogenen System folgende Form annimmt (Kraus, 2004):

$$du = \delta q + \delta a. \quad (2.1)$$

Gleichung (2.1) beschreibt die Änderung der inneren Energie du infolge von Wärmezufuhr oder -abfuhr δq sowie Volumenarbeit δa . Verwendet man die Zustandsgleichung für ein

ideales Gas

$$p = \rho R_L T, \quad (2.2)$$

mit der Dichte ρ , der Temperatur T und der Gaskonstanten für trockene Luft R_L und nutzt aus, dass für ideale Gase weiter gilt $du = c_v dT$ und $\delta a = -pd\alpha$, so kann Gleichung (2.1) unter Hinzunahme der spezifischen Enthalpie $h = u + p\alpha$ und der Enthalpieänderung $dh = c_p dT$ umgeformt werden zu

$$\delta q = du + pd\alpha = dh - \alpha dp = c_p dT - \alpha dp. \quad (2.3)$$

In der Gleichung ist c_v die spezifische Wärmekapazität bei isochoren Prozessen, c_p die spezifische Wärmekapazität bei isobaren Prozessen und $\alpha = \rho^{-1}$ das spezifische Volumen. Bei einer adiabatischen Zustandsänderung eines geschlossenen thermodynamischen Systems, bei dem es zu keinem Wärmeaustausch mit der Umgebung ($\delta q = 0$) kommt, folgt aus Gleichung (2.3):

$$c_p dT = \alpha dp. \quad (2.4)$$

Unter Verwendung der hydrostatischen Approximation ($p = p(z)$)

$$dp = -\rho g dz, \quad (2.5)$$

in der g die Schwerebeschleunigung ist, wird mit Gleichung (2.4) der trockenadiabatische Temperaturgradient Γ_d bestimmt:

$$\Gamma_d = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} \approx 0,0098 \text{ K m}^{-1}. \quad (2.6)$$

Mit Hilfe des trockenadiabatischen Temperaturgradienten lässt sich die Abnahme der Temperatur mit der Höhe als Folge einer Volumenzunahme und damit verbundener Arbeit beschreiben. Bei gesättigter Luft müssen diabatische Wärmeübergänge betrachtet werden. Bei Kondensation beispielsweise wird dem Luftpaket latente Wärme zugeführt und es gilt für die Enthalpieänderung:

$$dh = c_p dT + l_c dr_s, \quad (2.7)$$

l_c ist darin die spezifische Verdampfungswärme, während r_s das Sättigungsmischungsverhältnis beschreibt. Der Betrag des vertikalen Temperaturgradienten ist bei trockenadiabatischen Verhältnissen größer als bei Feuchtadiabatischen. Der feuchtadiabatische

Temperaturgradient Γ_f ist abhängig von der Lufttemperatur, vom Luftdruck und vom Feuchtegehalt der Luft. Laut Holton (2004) liegen typische Werte für Γ_f in einer Warmluftmasse zwischen $-0,0040 \text{ K m}^{-1}$ und $-0,0070 \text{ K m}^{-1}$ in der mittleren Troposphäre. Bei tiefen Temperaturen kommt es zu einer Annäherung des feuchtadiabatischen an den trockenadiabatischen Temperaturgradienten, da das Sättigungsmischungsverhältnis mit der Lufttemperatur abnimmt.

2.1.2 Potentielle Temperatur

Die potentielle Temperatur θ ist bei adiabatischen Zustandsänderungen trockener Luft eine Erhaltungsgröße. Berechnen lässt sich θ aus Gleichung (2.3), indem α durch die Zustandsgleichung eines idealen Gases ersetzt und eine Umformung durchgeführt wird. Es folgt:

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

Diese Poissongleichung wird vom Niveau $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ bis in das Niveau p integriert, was zur Gleichung für die potentielle Temperatur führt:

$$T_0 \equiv \theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_L}{c_p}}. \quad (2.9)$$

Ist θ der Umgebungsluft höhenkonstant liegt für Gleichung (2.9) eine *trockenneutrale* Schichtung vor. Nimmt die potentielle Temperatur mit der Höhe ab spricht man von einer *trockenlabilen* Schichtung, das heißt, der vertikale Temperaturgradient in der Atmosphäre ist geringer als der Trockenadiabatische. Ist das Gegenteil der Fall, also ist der vertikale Temperaturgradient größer als der trockenadiabatische Temperaturgradient, nimmt die potentielle Temperatur mit der Höhe zu und die Schichtung ist *trockenstabil*. Ein virtuell ausgelenktes Luftpartikel wird daher in seiner Ausgangsposition verbleiben und nicht weiter aufsteigen.

2.1.3 Äquivalentpotentielle Temperatur und Stabilität

Durch die Temperaturabnahme bei Hebung kann es in einem Luftpaket zu Sättigung kommen. Eine weitere Hebung erfolgt dann feucht- oder sättigungsadiabatisch. Eine Stabilitätsbetrachtung geschieht hier anhand der äquivalentpotentiellen Temperatur θ_e . Dabei wird davon ausgegangen, dass ein pseudoadiabatischer Prozess stattfindet, bei dem das

Kondensat das Luftpaket sofort verlässt, ohne dass Gefrier- oder Schmelzprozesse stattfinden (Kunz, 2012a). θ_e ist folgendermaßen erklärbar: Ein Luftpaket steigt trockenadiabatisch auf, bis ein Niveau erreicht wird, in dem aufgrund der Abkühlung Sättigung eintritt und der enthaltene Wasserdampf kondensiert. Die durch Kondensation frei werdende latente Wärmemenge wird der Luft zugeführt und bewirkt, dass sich feuchte Luft beim Aufsteigen weniger schnell abkühlt als trockene Luft. Ist der komplette Wasserdampf auskondensiert, bringt man das Luftpaket trockenadiabatisch wieder auf das 1000 hPa Niveau. Hier besitzt es nun die äquivalent-potentielle Temperatur θ_e , die sich nach Bolton (1980) berechnen lässt über

$$\theta_e = \theta' \exp \left[\left(\frac{3,376}{T_{HK N}} - 0,00254 \right) \cdot r (1 + 0,81 \cdot 10^{-3} r) \right]. \quad (2.10)$$

Gleichung 2.10 berücksichtigt die geringe Abhängigkeit der spezifischen Wärmen vom Wasserdampfgehalt. $T_{HK N}$ ist die Temperatur im Hebungskondensationsniveau in Kelvin und r ist das Mischungsverhältnis in g kg^{-1} . θ' berechnet Bolton (1980) über

$$\theta' = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0,2854 \cdot (1 - 0,28 \cdot 10^{-3} r)}. \quad (2.11)$$

Die Temperatur im Hebungskondensationsniveau bestimmt er über die Gleichung

$$T_{HK N} = \frac{2840}{3,5 \ln T - \ln e - 4,805} + 55, \quad (2.12)$$

in der e dem Dampfdruck entspricht. Anstatt der Temperatur im Hebungskondensationsniveau wird bei einem gesättigten Luftpaket die aktuelle Temperatur T verwendet.

Eine *feuchtneutrale* Schichtung wird bei einer höhenkonstanten äquivalentpotentiellen Temperatur für gesättigte Bedingungen erreicht:

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

Das Luftpaket verbleibt in dem Niveau, in das es angehoben wurde. Eine *feuchtlabile* Schichtung liegt vor, wenn die äquivalentpotentielle Temperatur mit der Höhe abnimmt, d.h. wenn der vertikale Temperaturgradient in der Atmosphäre geringer ist als der Feuchtadiabatische:

$$-\frac{\partial T}{\partial z} > \Gamma_f.$$

Ein gehobenes Luftpaket kühlt sich geringer ab als die Umgebung und ist daher relativ dazu betrachtet wärmer. Dieser Umstand führt zu einer weiteren vertikalen Beschleunigung des Luftpakets, sodass es weiter aufsteigt. Bei einer *feuchtstabilen* Schichtung nimmt die

äquivalentpotentielle Temperatur mit der Höhe zu, d.h. der vertikale Temperaturgradient in der Atmosphäre ist größer als der Feuchtadiabatische:

$$-\frac{\partial T}{\partial z} < \Gamma_f .$$

Ein vertikal ausgelenktes Luftpaket kehrt hierbei wieder in sein Ausgangsniveau zurück. Zur Auslösung von Konvektion muss eine instabil geschichtete Luftmasse vorliegen. Allerdings muss eine weitere Unterscheidung vorgenommen werden, wenn der vertikale Temperaturgradient der Umgebung genau zwischen dem feuchtadiabatischen und dem trockenadiabatischen Temperaturgradienten liegt ($\Gamma_s > -\partial T/\partial z > \Gamma_d$). In diesem Fall legt der Feuchtegehalt fest, ob es sich um eine stabile oder instabile Schichtung handelt. Wird ein feuchtes Luftpaket trockenadiabatisch in eine Höhe gehoben, ab der es bei weiterem Aufsteigen zur Kondensation kommt, so erfolgt ein Übergang von einer trockenstabilen in eine feuchtlabile Schichtung und es liegt eine **bedingte Instabilität** vor.

Eine **potentielle Instabilität** entsteht dadurch, dass im unteren Niveau eine feuchte Luftmasse vorliegt, während darüber eine trockene Luftschicht liegt. Die äquivalentpotentielle Temperatur nimmt somit mit der Höhe ab. Wird nun die gesamte feuchte Luftschicht angehoben, tritt im unteren Teil schneller Sättigung ein und es erfolgt bei weiterer Hebung eine feuchtadiabatische Abkühlung. Der obere Teil hingegen kühlt sich stärker ab, da die Luftmasse sich hier trockenadiabatisch abkühlt. Dadurch erfolgt eine Destabilisierung (Bott, 2012).

Laut Groenemeijer (2009) und Corsmeier et al. (2011) ist die **latente Instabilität** der wichtigste Indikator für die Entwicklung hochreichender Konvektion und damit auch für schwere Gewitter. Die latente Instabilität entsteht, wenn in einer bedingt labil geschichteten Luftschicht keine ausreichende Feuchte vorhanden ist. Ein darin feuchtes, aufsteigendes Luftpaket aus der unteren Schicht muss in den darüberliegenden Bereich mit trockenerer Luft eindringen und dort das Kondensationsniveau erreichen, wodurch eine Instabilität ausgelöst wird, die dem Luftpaket weiteren Auftrieb verleiht (Normand, 1938).

2.1.4 Bedingungen für die Konvektionsauslösung und ω -Gleichung

Doswell III. (1982) führt drei notwendige Bedingungen auf, die für die Entstehung hochreichender Konvektion und damit von Gewittern nötig sind:

- (a) Es liegt eine labile Schichtung vor (bedingt, latent oder potentiell).

- (b) Die Grenzschicht muss mit genügend Feuchtigkeit angereichert sein, damit es beim Aufsteigen eines Luftpakets zur Kondensation kommt. Dadurch wird eine geringere Abkühlungsrate erreicht, sodass in deren Folge hohe Vertikalgeschwindigkeiten bis in große Höhen möglich sind.
- (c) Das Luftpaket muss bis in die Höhe des Niveaus der freien Konvektion gehoben werden. Dafür ist ein Hebungsmechanismus (Trigger) nötig.

Das **Hebungskondensationsniveau** (HKN) befindet sich in der Höhe, in der durch erzwungene Hebung (z.B. an Gebirgen) oder durch Hebungsvorgänge an einer Front Sättigung eintritt. Ab diesem Punkt setzt die Wolkenbildung ein. Daher steigt ein Luftpaket bei gleichbleibendem Mischungsverhältnis solange trockenadiabatisch auf, bis Sättigung eintritt. Ab diesem Zeitpunkt erfolgt ein weiterer Aufstieg feuchtadiabatisch (Abb. 2.1).

Steigt ein Luftpaket nach Erreichen des HKN durch externe Hebungsmechanismen weiter auf, kann es bei labiler oder bedingt labiler Schichtung ab einem bestimmten Niveau wärmer sein als seine Umgebung. Dort befindet sich dann das **Niveau der freien Konvektion** (NFK). Es erfolgt so lange ein weiterer Aufstieg wie das Luftpaket wärmer als seine Umgebung ist (Abb. 2.1).

Das **Kumuluskondensationsniveau** (KKN) ist das Höhenniveau, ab dem sich kumuliformige Wolken bilden. Ein Luftpaket steigt durch freie Konvektion aufgrund seiner höheren Temperatur und damit geringeren Dichte im Vergleich zur Umgebung solange auf, bis Kondensation eintritt. Dort befindet sich damit das KKN, das in gleicher Höhe oder höher liegt als das HKN (Abb. 2.1).

Das **Niveau des neutralen Aufstiegs** (NNA) ist dort erreicht, wo das Luftpaket nicht mehr weiter aufsteigen kann, da seine Temperatur niedriger als die Umgebungstemperatur ist. In diesem Niveau befindet sich die Wolkenobergrenze (Abb. 2.1). In Ausnahmefällen liegt die Wolkenobergrenze bei starken, vertikalen Beschleunigungen aufgrund der Trägheit des Luftpaketes über dem NNA. In diesem Fall bildet sich ein konvektives Überschießen (engl.: overshooting top). In starken Gewittern sind diese overshooting tops häufig zu beobachten.

Damit ein Luftpaket eine Vertikalbewegung vollzieht, muss es einen **Auftrieb** erhalten. Dies ist möglich, wenn die Dichte des Luftpaketes geringer ist als die Dichte der Umgebungsluft in gleicher Höhe. Die Auftriebsbeschleunigung B eines Luftpaketes berechnet sich über die 3. Komponente der Bewegungsgleichung (Kraus, 2004):

$$B = \frac{dw}{dt} = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}, \quad (2.13)$$

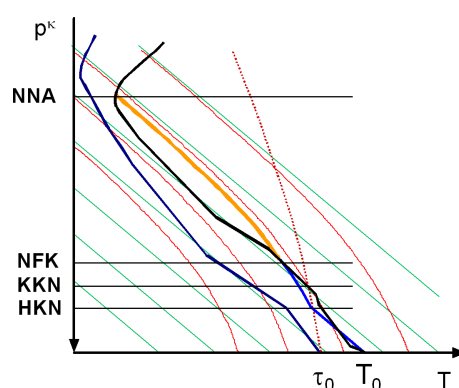


Abbildung 2.1: Visualisierung der unterschiedlichen Kondensationsniveaus im Stüve-Diagramm mit einer typischen Schichtungskurve eines Gewittertags (schwarz), dem Vertikalprofil der Taupunkttemperatur (dunkelblau) sowie der Kurve eines gehobenen Luftpakets (blau/ orange) (Kunz, 2012b).

mit w als Vertikalgeschwindigkeit im z -System. Jetzt wird

$$\rho = \frac{p}{R_L T_V} \quad (2.14)$$

ersetzt, wobei T_V die virtuelle Temperatur ist. Außerdem ist $p = p_U$. Der Index U kennzeichnet fortan immer eine Größe der Umgebung in gleicher Höhe. Setzt man nun die Formel für das hydrostatische Gleichgewicht der Umgebung

$$\frac{\partial p_U}{\partial z} = -\rho_U g \quad (2.15)$$

in die Gleichung (2.13) ein, dann ergibt sich nach wenigen Umformungen:

$$B = g \frac{T_V - T_{V,U}}{T_{V,U}}. \quad (2.16)$$

Einen positiven Auftrieb erfährt ein Luftpaket also dann, wenn es wärmer ist als seine Umgebung.

Ein oft verwendeter Konvektionsparameter zur Einschätzung des Potentials für hochreichende Konvektion ist die **konvektive verfügbare potentielle Energie** (engl.: Convective Available Potential Energy, CAPE). Sie stellt ein Maß für die Energie dar, die einem Luftpaket ab dem NFK in Form von Auftrieb zur Verfügung steht. Die Intensität potentieller Gewitter kann man mit der CAPE abschätzen. Eine Berechnung erfolgt über die Integration des Auftriebsterm B vom NFK ins NNA. Es gilt:

$$CAPE = \int_{NFK}^{NNA} B dz = g \int_{NFK}^{NNA} \frac{T_V - T_{V,U}}{T_{V,U}} dz. \quad (2.17)$$

Die Einheit der CAPE ist $J kg^{-1}$. Nach Bott (2012) ist bei CAPE-Werten von weniger als $1000 J kg^{-1}$ die Gewitterintensität noch relativ gering. Für Werte zwischen $1000 J kg^{-1}$ und $2000 J kg^{-1}$ ist ein Gewitter schon heftiger und für Werte zwischen $2000 J kg^{-1}$ und $3000 J kg^{-1}$ kann sich ein sehr starkes Gewitter entwickeln. CAPE-Werte, die größer als $3000 J kg^{-1}$ sind, werden in Mitteleuropa selten erreicht. Kunz (2007a) hingegen führt an, dass für CAPE-Werte unter $500 J kg^{-1}$ nur schwache Konvektion möglich ist. Für CAPE-Werte zwischen $500 J kg^{-1}$ und $1000 J kg^{-1}$ ist mit moderater Konvektion zu rechnen und für CAPE-Werten größer als $1000 J kg^{-1}$ ist starke Konvektion möglich.

Als Auslösemechanismus der Konvektion können verschiedene Mechanismen beteiligt sein. Die externe Hebung ist notwendig um die Konvektionshemmung (engl.: Convective Inhibition, CIN) zu überwinden. Beispielsweise kann eine thermisch induzierte Hebung erzeugt werden, indem durch starke Sonneneinstrahlung (überadiabatische Erwärmung) ein Luftpaket frei aufsteigt. Vor allem an Gebirgen erwärmt sich die Luft an sonnenexponierten Hängen mit entsprechender Neigung und Exposition schneller gegenüber der Umgebung, wodurch ein Luftpaket aufsteigt. Es können bodennahe Konvergenzen, Sekundärzirkulationen durch differentielle Erwärmung (Beheng, 2009) sowie Querkirkulationen an Fronten Konvektion auslösen. Starke Konvektion in Verbindung mit Gewitterlinien tritt hauptsächlich in den Sommermonaten an Kata-Kaltfronten, auch Kaltfront zweiter Art genannt, auf, da präfrontal eine Labilisierung der vertikalen Schichtung erfolgt (Kurz, 1990).

Auch großräumige Hebung an der Vorderseite eines Höhentrogges kann sehr effektiv Konvektion auslösen. Die trogvorderseitigen Hebungsantriebe und somit großräumigen Vertikalbewegungen ($\omega \approx -\rho g w$ ist die Vertikalgeschwindigkeit im p-System) werden aus Sicht der großräumigen Dynamik durch die ω -Gleichung beschrieben (Kurz, 1990). Sie wird hergeleitet, indem die quasigeostrophische Vorticitygleichung mit dem ins p-System transformierten 1. Hauptsatz der Thermodynamik verknüpft wird. Nach einigen weiteren Rechenoperationen ergibt sich eine Gleichung für die Vertikalgeschwindigkeit ω im p-System:

$$\left(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = f_0 \frac{\partial}{\partial p} v_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f) + \frac{R_d}{p} \nabla^2 (v_g \cdot \nabla_p T) - \frac{R_d}{c_p p} \nabla^2 H. \quad (2.18)$$

In der Gleichung sind σ ein Stabilitätsparameter, f_0 der Coriolisparameter auf einer

β -Fläche, ω beschreibt die Vertikalgeschwindigkeit im p-System, v_g ist der geostrophische Wind, ζ_g ist dessen Vorticity und mit H werden die diabatischen Wärmeübergänge beschrieben. ω wird durch drei Antriebsterme auf der rechten Seite gesteuert. Der erste Term auf der rechten Seite beschreibt die vertikale Änderung der Vorticityadvektion, der zweite Term geht auf den Laplace der Temperaturadvektion ein und im dritten Term steckt der Laplace der diabatischen Temperaturübergänge. Nach Gleichung (2.18) tritt Hebung ($\omega < 0$) in Gebieten auf, in denen:

- (a) die positive Vorticityadvektion mit der Höhe zunimmt, beziehungsweise die negative Vorticityadvektion mit der Höhe abnimmt.
- (b) die stärkste Warmluftadvektion beziehungsweise schwächste Kaltluftadvektion herrscht.
- (c) die stärksten diabatischen Wärmeübergänge aufgrund von Kondensation, beziehungsweise schwächster Verdunstung stattfinden.

Die drei Terme der Omegagleichung können sich überlagern sowie gegenseitig aufheben.

2.2 Gewittersysteme und deren Entstehung

Es gibt unterschiedliche Gewitterformen, die sich in ihrer Lebensdauer, der räumlichen Ausdehnung, ihrer Entstehung, der internen Dynamik und dem Schadenpotential unterscheiden (Bott, 2012). Die Tabelle 2.1 zeigt diese unterschiedlichen Gewitterarten, auf die im Folgenden näher eingegangen wird.

Tabelle 2.1: Überblick über die verschiedenen Organisationsformen von Gewitterstürmen nach Kunz (2014).

Einteilung	Lebensdauer	horizontale Skala	Gefahrenpotential
Einzelzelle	30 min	1-10 km	gering
Multizelle	mehrere h	bis 50 km	hoch
Superzelle	mehrere h	bis 50 km	sehr hoch
MCS	bis zu 24h	ca. 300 km	mittel-hoch
Gewitterlinie	bis zu 24h	> 100 km	hoch

Einzelzellen sind die kleinsten konvektiven Systeme mit einer relativ kurzen Lebensdauer von 30-60 Minuten. Sie entstehen häufig an Sommertagen durch bodennahe Aufheizung, in dessen Folge es bei Erreichen der Auslösetemperatur zum freien Auftrieb

kommt. Aber auch im Winter können in kalter und instabiler Polarluft Einzelzellen entstehen. Die Auslösetemperatur ist die Temperatur, die erreicht werden muss, damit ein Luftteilchen auf Grund seiner geringeren Dichte, verglichen mit der Umgebungsluft, bis zum KKN aufsteigen kann. Die vertikale Scherung des Horizontalwindes, die die Richtungs- und Geschwindigkeitsänderung des Windes in unterschiedlichen Höhen beschreibt, ist bei Einzelzellen gering. Zuerst entsteht bei der Zellneubildung ein einzelner Aufwindbereich (Updraft), indem bodennahe feuchtwarme Luftmassen gehoben werden. Im folgenden Lebenszyklus durchläuft die Einzelzelle drei verschiedene Stadien (Bott, 2012). Das erste Entwicklungsstadium ist das *Cumulusstadium*, das dadurch charakterisiert ist, dass sich ein Cumulus Congestus bildet, in dem es zu starken Aufwinden kommt. Dadurch werden die feuchtwarmen Luftmassen in hohe Troposphärenschichten transportiert. Nun folgt das *Reifestadium*, bei dem es in der Einzelzelle zusätzlich zu den Aufwinden auch zu starken Abwinden (Downdraft), hervorgerufen durch ausfallenden und verdunstenden Niederschlag, kommt. Im Bereich der Tropopause weicht die aufsteigende Luft seitlich aus, da hier ein weiteres Aufsteigen durch die thermische Stabilität verhindert wird. Es bildet sich der typische Gewitteramboss. Gleichzeitig kommt es am Boden zu einem horizontalen Auseinanderströmen im Bereich des Abwindes, der sogenannten Böenfront. Das letzte Stadium der Einzelzelle ist das *Dissipationsstadium*. Zu Beginn dieses Stadiums ist die Niederschlagsintensität der Zelle am stärksten. Da jedoch nur eine geringe Windscherung vorherrscht, unterdrückt der Abwind im Lebensverlauf den Aufwind der Zelle, wodurch der Nachschub an feuchter und warmer Luft abgeschnitten wird. Nach und nach bricht die Zelle auf Grund der Kappung des Energienachschubs zusammen und die Niederschlagsintensität lässt deutlich nach beziehungsweise der Niederschlag hört auf.

Multizellen bestehen aus mehreren miteinander gekoppelten Einzellen, die sich in unterschiedlichen Entwicklungsstadien befinden. Voraussetzung für die Entstehung von Multizellen, die mehrere Stunden überleben können, ist eine vertikale Scherung des Horizontalwindes (Bott, 2012). Dadurch werden Auf- und Abwindbereich der Zelle räumlich voneinander getrennt und es kommt nicht zu einer Abschwächung des Aufwindes. An der Stelle, an der der kalte Abwind auf den Boden trifft, bildet sich eine Böenfront, die sich mehr oder weniger symmetrisch nach allen Seiten ausbreitet, solange es keine nennenswerte Windscherung in der Umgebung gibt. Durch den Reibungseinfluss am Boden kommt es an den Flanken der Böenfront zur Bildung von Vorticity mit horizontaler Achse. Außerdem entsteht durch die Geschwindigkeitsscherung des Horizontalwindes eine horizontal orientierte Vorticity der Umgebung. Damit überlagern sich die beiden Vorticityanteile und es kommt stromab, also an der Vorderseite der Multizelle, zu einer ausreichend starken Hebung, die eine Zellneubildung triggert (Kunz, 2014). Laut Markowski

und Richardson (2010) muss die Differenz der Windscherung zwischen Boden und 6 km Höhe ca. $10-20 \text{ ms}^{-1}$ betragen, damit es überhaupt zu einer weiteren Zellbildung kommt. Die Verlagerungsrichtung der Multizelle setzt sich aus der vorherrschenden Windrichtung und dem Vektor der Zellneubildung zusammen. Es kann sich ein Winkel von bis zu 30° zwischen der Windrichtung und der Verlagerungsrichtung der Multizelle ergeben, wenn die Zellneubildung recht schnell erfolgt und die Geschwindigkeit der umgebenden Strömung gering ist.

Mesoskalige konvektive Systeme (engl.: Mesoscale Convective System, MCS) werden durch Prozesse auf der synoptischen Skala gesteuert. Ein MCS bildet sich vorwiegend dort, wo großräumige Hebungsantriebe vorhanden sind. Besonders häufig, aber nicht ausschließlich, bildet sich in den Sommermonaten ein MCS in Mitteleuropa vorderseitig eines Trops im Warmsektor eines Tiefs. Nach Houze (1993) muss das Gewittersystem einen geschlossenen Niederschlagsbereich von mindestens 100 km in einer Richtung aufweisen. Dies schließt auch Gewitterlinien (engl.: squall lines) mit ein, die sich vorwiegend an Kaltfronten bilden, da hier ein hoher Grad an Windscherung für eine linienhafte Anordnung der Konvektion sorgt. Es handelt sich bei einem MCS um ein stratiformes Niederschlagssystem, in das mehrere konvektive Zellen eingelagert sind. Dabei gibt es zwei unterschiedliche Typen von MCS. Typ 1 bildet sich durch starke großräumige Hebung kurz nach der Konvektionsauslösung. Dies ist beispielsweise an einer Front der Fall. Schließen sich bereits bestehende Gewittersysteme wie Einzel-, Multi-, oder Superzellen zusammen, so spricht man von Typ 2. Die Lebensdauer beträgt sowohl bei Typ 1 als auch bei Typ 2 bis zu 24 Stunden.

Nach Maddox (1980) werden besonders ausgedehnte MCS als **mesoskalige konvektive Komplexe** (engl.: mesoscale convective complex, MCC) bezeichnet, für die folgende Eigenschaften auf einem Infrarot-Satellitenbild gegeben sein müssen:

- (a) Die Wolkenoberflächentemperatur liegt in einem Gebiet von mindestens $50\,000 \text{ km}^2$ bei -52°C oder darunter.
- (b) Der Wolkenschirm muss bei einer Temperatur von -32°C und darunter eine Ausdehnung von $100\,000 \text{ km}^2$ haben und die Exzentrizität der Wolkenfläche muss mindestens 0,7 sein.
- (c) Die Lebensdauer beträgt mindestens sechs Stunden.

Superzellen sind rotierende Gewitterzellen, die eine hohe Zerstörungskraft haben können. Sie sind immer von Starkniederschlägen, teilweise großem Hagel, Orkanböen und auch Tornados begleitet. Da sie sich immer wieder durch den Zustrom von feuchtwarmen

Luftmassen in den Aufwindschlauch selbst regenerieren, haben sie eine Lebensdauer von mehreren Stunden. Für ihre Entstehung benötigen Superzellen ein Gebiet mit hoher vertikaler Windscherung sowohl der Richtung als auch der Geschwindigkeit (Bott, 2012). Durch die Windscherung ergibt sich entweder eine kurzlebige und schwache Superzelle (geringe Scherung) oder eine langlebige und starke Superzelle (starke Scherung) (Kunz, 2014). In einer Superzelle ist die räumliche Ausdehnung der Auf- und Abwindschläuche deutlich größer als bei Einzel- oder Multizellen. In Abbildung (2.3) ist der Vertikalschnitt durch eine Superzelle skizziert. Es ist ein Aufwindschlauch in der Mitte und zwei Abwindschläuche rechts und links des Aufwindschlauches erkennbar, was nach Lemon und Doswell III. (1979) eine wichtige Eigenschaft einer Superzelle ist. Erst wenn diese Abwindschläuche aufeinander zulaufen, sorgt der ausfallende Niederschlag in ihrem Bereich für eine Abschnürung der feuchtwarmen Luftmassen, die in den Aufwindschlauch gesaugt werden, und die Zelle schwächt sich ab. Das overshooting top am oberen Bildrand ergibt sich dadurch, dass die Luft durch hohe Vertikalgeschwindigkeiten geringfügig in die Tropopause eindringt. Die Zone mit schwachem Radarecho (engl.: Bounded Weak Echo Region = BWER), die sich im Aufwindbereich befindet, rührt daher, dass sich dort durch die kurze Verweildauer keine größeren Niederschlagsteilchen bilden können. Größere Hydrometeore, die in den Aufwindbereich gelangen, werden außerdem auf die Vorderseite der Superzelle transportiert (Kunz, 2014). Ein möglicher Tornado bildet sich unterhalb des BWER, wo die Wolkenbasis deutlich niedriger liegt als im restlichen Bereich der Superzelle. Die BWER zeigt sich auch in einem Radarbild in Form eines hakenförmigen Radarechos (engl.: hook echo). Dieses charakteristische Merkmal wird für die Erkennung von Superzellen mittels Radardaten herangezogen.

Die schon angesprochene Rotation einer Superzelle kommt dadurch zustande, dass durch eine vertikale Windscherung Vorticity entsteht und umverteilt wird. Streamwise Vorticity, die durch Advektion in die Mitte des Aufwindbereiches gelangt und dort deutlich zunimmt, entsteht durch eine Richtungsscherung des Horizontalwindes. Dabei wird Vorticity mit horizontaler Achse durch die Geschwindigkeitsscherung produziert. Gelangt diese Achse nun in den Aufwindbereich einer Zelle, findet eine Umverteilung beziehungsweise Umwandlung von horizontaler in vertikale Scherungsvorticity (Tilting, Abb. 2.2) statt. Dies führt zur Ausbildung einer Mesozyklone. Da im Aufwindbereich eine starke vertikale Beschleunigung herrscht, wird die Rotationsachse gestreckt (Stretching, Abb. 2.2). Die Drehimpulserhaltung verstärkt die Rotationsgeschwindigkeit der Mesozyklone.

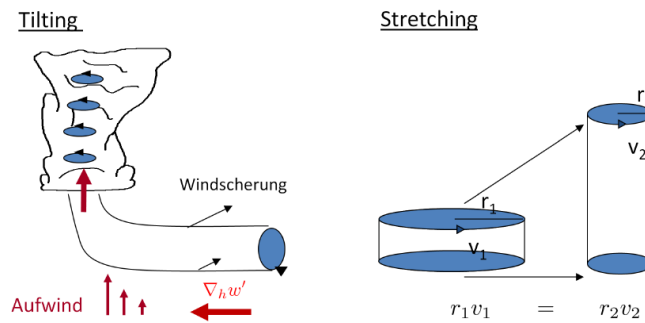


Abbildung 2.2: Umverteilung der Vorticity mit horizontaler in vertikale Komponente (Tilting, links) und Strecken der Luftsäule mit Zunahme der Rotationsgeschwindigkeit (Stretching, rechts) (Kunz, 2014).

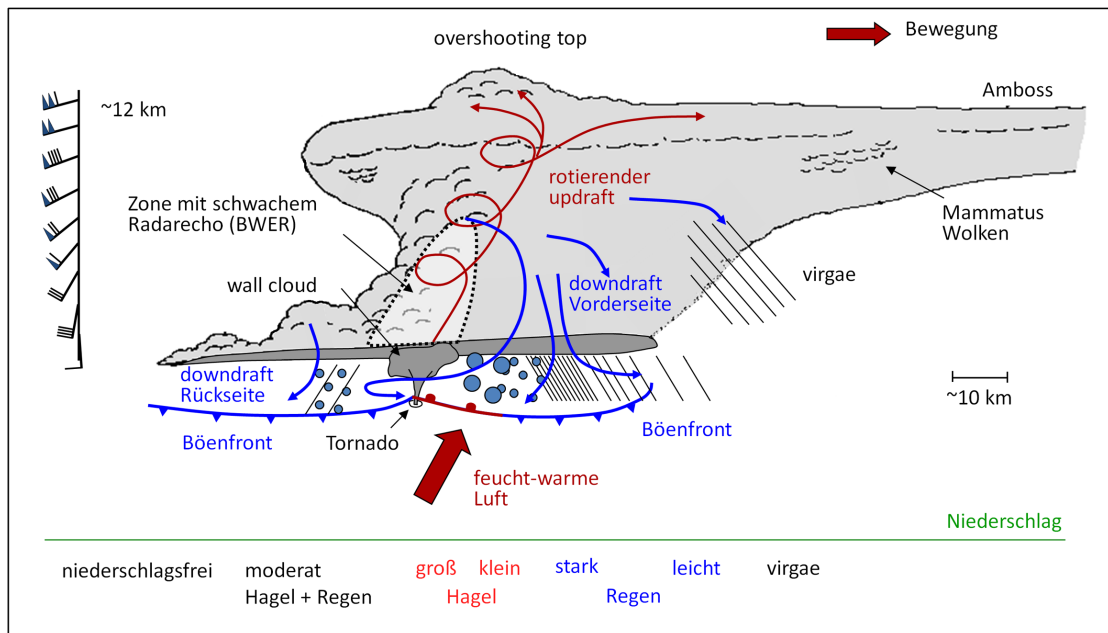


Abbildung 2.3: Schematischer Vertikalschnitt durch eine Superzelle (Kunz, 2014).

2.3 Hagelbildung und Fallgeschwindigkeit

Als Hagel wird Niederschlag bezeichnet, der laut der World Meteorological Organization (WMO) mindestens 5 mm groß ist, und aus Eiskugeln oder aus Eisstücken mit kleinen Lufteinschlüssen besteht. Die Hagelkörner sind durchsichtig, undurchsichtig oder setzen sich aus durchsichtigen und undurchsichtigen Schichten zusammen (Abb. 2.4). Hagel kann in allen Gewittersystemen entstehen, allerdings tritt er bevorzugt bei organisierter Konvektion in Form von Multizellen, Superzellen und MCSs oder MCCs auf.

Die Voraussetzungen für die Hagelbildung sind starke Aufwinde, die die Bildung grö-



Abbildung 2.4: Aufbau eines Hagelkorns. Es sind abwechselnd die durchsichtigen und undurchsichtigen Schichten erkennbar. Diese lassen auf das trockene und feuchte Wachstum schließen.²

ßerer Hagelkörner ermöglichen, eine lange Aufenthaltsdauer in der Wolke, eine große Anzahl unterkühlter Wassertröpfchen im Verhältnis zu einer kleinen Anzahl an Gefrierkernen und Temperaturen unter der Nullgradgrenze. Idealerweise liegen diese Bedingungen im Bereich zwischen -10°C und -20°C vor (Kunz, 2014).

Der erste Schritt zur Hagelkornbildung geschieht dadurch, dass sich kleine Eispartikel in der Atmosphäre bilden. Dieser Vorgang wird *Nukleation* genannt und unterteilt sich in zwei Entstehungsmechanismen (Houze, 1993). Von einer homogenen Nukleation wird gesprochen, wenn bei Temperaturen zwischen -35°C bis -40°C aus reinen, unterkühlten Wassertröpfchen Eiskristalle werden. Bei einer heterogenen Nukleation bilden sich die Eisteilchen bereits bei Temperaturen geringfügig unter 0°C durch Anfrieren von Wassertröpfchen an Eiskeimen (Aerosolen) (Pruppacher et al., 1997). Im weiteren Verlauf wächst das Nuklei durch Anlagerung (**Akkreszenz**) weiterer Tröpfchen oder Eisteilchen zu einem sogenannten Hagelebryo heran (Abb. 2.5).

Im nächsten Schritt erfolgt eine weitere Anlagerung von unterkühlten Wassertröpfchen an das Hagelebryo vor allem im Bereich des Aufwindes, denn hier werden besonders viele unterkühlte Tröpfchen durch den Vertikalwind herantransportiert. Wie lange sich das Hagelebryo im Bereich der unterkühlten Tröpfchen aufhält ist entscheidend dafür, welche Größe das Hagelkorn erreichen kann. Die Akkreszenzrate ist umso höher, je mehr unterkühlte Wassertröpfchen vorhanden sind und je größer die Geschwindigkeitsdifferenz zwischen den Tröpfchen und den Hagelebryos ist. Vor allem in Superzellen können sehr große Hagelkörner entstehen, da sich durch die lange Verweildauer im spiralförmigen Aufwindeschlauch sehr viele unterkühlte Wassertröpfchen an ein Hagelkorn

²www.wissenstexte.de

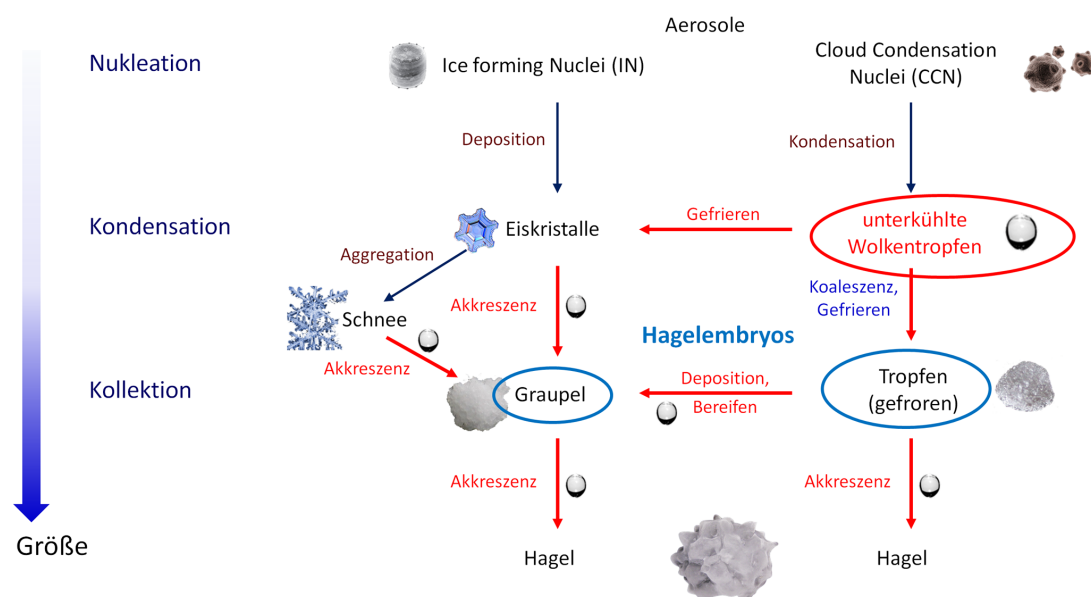


Abbildung 2.5: Vereinfachtes Schema des Hagelwachstums in kalten, konvektiven Wolken für $T < 0\text{ °C}$ mit Nukleation oben, Kondensation in der Mitte und Kollektion unten (Kunz, 2014).

anlagern können. Abbildung 2.6 stellt dar, wie sich ein Hagelkorn in einer Multizelle entwickelt und welche mögliche Trajektorie das Hagelkorn daher zurücklegt.

Ein weiterer, jedoch gegenüber der Akkreszenz viel langsamer ablaufender Prozess ist das **Depositionswachstum** in hochreichenden Mischwolken, der durch den Bergeron-Findeisen-Prozess beschrieben wird. Dabei gilt, dass der Sättigungsdampfdruck über einer Eisoberfläche geringer ist als über einer Wasseroberfläche, da die Bindung von Wassermolekülen im Eis stärker ist als im Wasser. Somit kommt es zu einem Diffusionswachstum von unterkühlten Wassertröpfchen zu Eisteilchen, die daraufhin auf Kosten der unterkühlten Wassertröpfchen weiter anwachsen (Pruppacher et al., 1997).

Das **trockene Wachstum** und das **feuchte Wachstum** von Hagelkörnern sind zwei weitere Wachstumsprozesse, die den Hagelkornaufbau festlegen. Das trockene Wachstum findet bei einer Temperatur der Hagelkornoberfläche unter 0 °C bei einer geringen Akkreszenzrate statt. Es erfolgt ein Einschluss von kleinen Luftbläschen in das Hagelkorn, und die entstehende Hagelschicht erscheint opak. Die Massendichte dieser Hagelschicht liegt bei etwa $0,7\text{ g cm}^{-3}$. Sie ist somit geringer als die Masse der durchsichtigen Schicht, die durch das feuchte Wachstum entsteht (Kunz, 2014). Für das feuchte Wachstum muss die Hageloberflächentemperatur um den Gefrierpunkt liegen. Dies ist nur bei einer hohen Akkreszenzrate gegeben. Durch die Phasenumwandlung der unterkühlten Wassertröpfchen beim Auftreffen auf das Hagelkorn wird latente Wärme frei. Infolgedessen erhöht

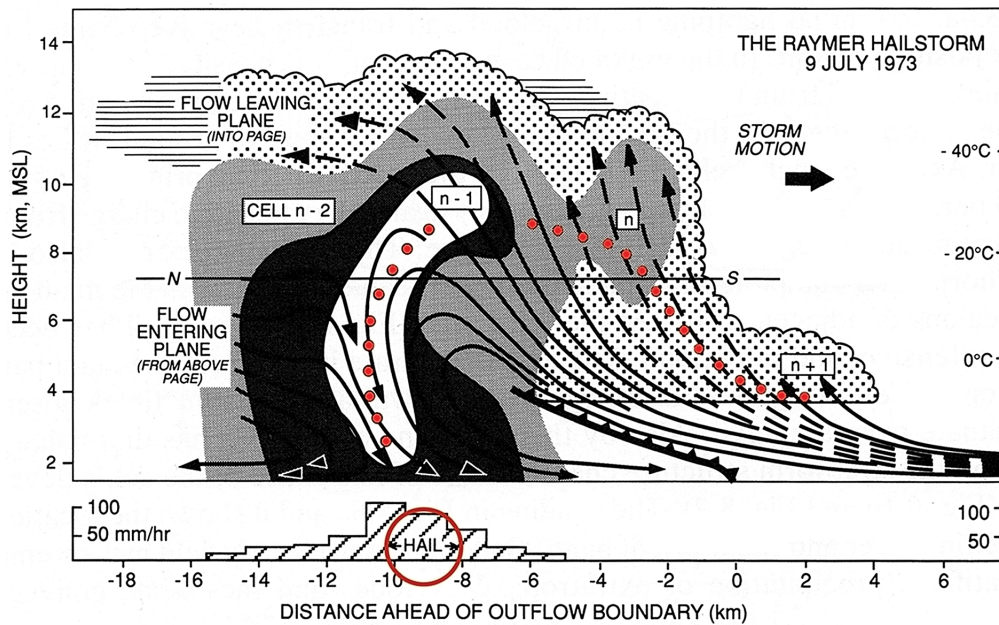


Abbildung 2.6: Wachstum eines Hagelkorns in einer Multizelle. Die rote gepunktete Linie stellt eine mögliche Trajektorie zwischen der Bildung und dem Ausfallen eines Hagelkorns dar (Browning, 1977).

sich die Oberflächentemperatur des Hagelkorns und ein Wasserfilm bildet sich aus. Dieses Flüssigwasser dringt in die Poren ein, sodass die entstehende Schicht durchsichtig ist. Oftmals kommt es bei der Hagelentstehung zu einem Wechsel der angesprochenen Wachstumsarten. Abbildung 2.4 zeigt den Aufbau eines Hagelkorns, das aus durchsichtigen und undurchsichtigen Schichten besteht.

Die Verweildauer eines Hagelkorns in der Wolke, bevor es zu Boden fällt, ist abhängig von den Aufwinden, die in der Zelle herrschen. Da in langlebigen organisierten Gewittersystemen die Aufwinde sehr stark sind, bilden sich dort oft große Hagelkörner. Dies ist dadurch möglich, dass große und schwere Hagelkörner noch eine Zeit lang in der Schwebelage gehalten oder nach oben transportiert werden und dabei weiter anwachsen. Sind die Gravitationskräfte größer als die Auftriebskräfte, fällt das Hagelkorn zu Boden.

Die Endfallgeschwindigkeit v_t mit der Hagel auf dem Boden auftrifft, ist abhängig von seiner Gestalt und der Oberflächenstruktur. In der Wissenschaft werden verschiedene empirische Gleichungen genutzt, um diese Fallgeschwindigkeit bestimmen zu können, denn der Reibungswiderstand, der im Gleichgewicht zwischen Auftriebs-, Reibungs- und Gravitationskräften steht, kann nicht genau erfasst werden. Pruppacher et al. (1997) führen

$$v \approx 9D^{0.8}, \quad (2.19)$$

als Fallgeschwindigkeit v in m s^{-1} für Hagelkorngrößen mit D in cm an. D kann Werte

bis zu 8 cm annehmen. Knight und Heymsfield (1983) leiteten aus Beobachtungen für Hagelkörner mit einem Durchmesser unter 2 cm das folgende Fallgeschwindigkeitsgesetz ab:

$$v \approx 8.455D^{0.553} . \quad (2.20)$$

Die Fallgeschwindigkeit v ist in m s^{-1} und die Hagelkorngröße D in cm angegeben. Aus den voranstehenden Gleichungen ist erkennbar, dass große Hagelkörner eine Fallgeschwindigkeit von über 40 m s^{-1} erreichen können. Hagelkörner haben durch ihre hohe Dichte ($\rho \approx 0,9 \text{ g cm}^{-3}$) und Geschwindigkeit sowie ihre Größe eine große kinetische Energie. Sie können deshalb erhebliche Schäden an Gebäuden, Fahrzeugen und in der Landwirtschaft anrichten.

Hagel fällt nicht immer beständig, sondern es besteht eine große räumliche sowie zeitliche Variabilität. Die Gebiete, in denen es anhaltend zu Hagel kommt werden als Hagelzüge bezeichnet. Mehrere Hagelzüge, die maximal 30 km und zwölf Stunden auseinander liegen, ergeben zusammen einen Hagelstrich (Changnon Jr, 1970).

2.4 Elektrizität, Blitzentstehung und Polarität

Ein Blitz, der zwischen einer Gewitterwolke und dem Erdboden auftritt, wird Wolke-Erde-Blitz (engl.: Cloud-to-Ground, CG) genannt. Blitze innerhalb einer Wolke werden als Inter-Wolke-Blitze (engl.: Intra-Cloud, IC) bezeichnet und Blitze zwischen zwei Wolken nennt man Wolke-Wolke-Blitze (engl.: Cloud-to-Cloud, CC). Innerhalb eines Blitzes kommt es zum Ladungstransport zwischen zwei Bereichen unterschiedlicher Raumladung. Die Prozesse, die zu einer unterschiedlichen Raumladung führen, werden im Folgenden näher beschrieben.

2.4.1 Elektrizität in einer Gewitterwolke

Die Erdatmosphäre ist permanent elektrisch geladen. Betrachtet man die Atmosphäre ohne Wolken, dann gibt es in ihr einen Überschuss an positiv geladenen Ionen. Der Erdboden hingegen weist einen Überschuss an negativ geladenen Ionen auf. Diese Potentialdifferenz entsteht dadurch, dass während eines Blitzvorganges ein Netto-Transport von Elektronen zur Erde erfolgt. Gibt es keine Gewitter, bleibt die Potentialdifferenz dennoch erhalten, da ein schwacher Entladungsstrom von Luftionen stattfindet. Diese Anordnung wird Schönwetterfeld genannt (Schmidt, 2007).

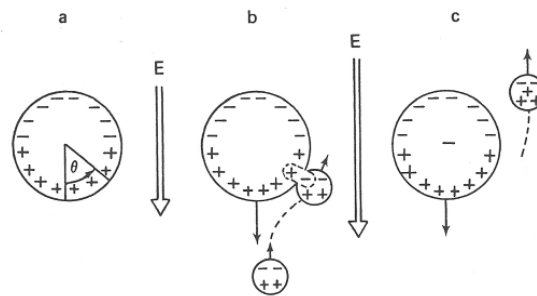


Abbildung 2.7: Ladungstransfer über den Induktionsmechanismus bei kollidierenden Tropfen in einem nach unten gerichteten elektrischen Feld. a) Ladung an einem polarisierten Tropfen, b) Kontakt zweier Tropfen, c) Ladungsverteilung nach dem Stoß (Beard und Ochs, 1986).

Allgemein findet eine Ladungstrennung zum Beispiel in Mischwolken statt, wenn unterschiedliche Stoßprozesse erfolgen. Bei der Blitzentstehung wird zwischen induktiven und nichtinduktiven Ladungsvorgängen unterschieden. Bei der **induktiven Ladungstrennung** müssen nach Houze (1993) unterschiedlich schwere und verschieden große Niederschlagsteilchen vorhanden sein. Darüber hinaus muss ein elektrisches Feld (zum Beispiel das Schönwetterfeld) vorliegen, das alle Niederschlagsteilchen polarisiert. Stoßen zwei unterschiedlich große Niederschlagsteilchen aufeinander, kommt es zur Ladungsübertragung (Abb. 2.7). Dabei geben beispielsweise die kleinen Eisteilchen Elektronen an die größeren Graupelteilchen ab. Von einer mikrophysikalischen Ladungstrennung spricht man dann, wenn im niedrigen Temperaturbereich kleine Luftpakete einen Überschuss an positiver Ladung haben, während größere Graupelteilchen einen Überschuss an negativer Ladung besitzen (Kunz, 2014).

Durch den Aufwind werden die kleineren Niederschlagsteilchen schneller nach oben transportiert als die Größeren. Eine Ladungstrennung (makrophysikalisch) setzt ein und verstärkt das Schönwetterfeld. Das elektrische Feld in der Gewitterwolke kann ohne weiteres mit der induktiven Ladungstrennung nicht erklärt werden, allerdings wird ein anliegendes elektrisches Feld hierdurch weiter verstärkt.

Die **nichtinduktive Ladungstrennung** geht ohne ein anliegendes elektrisches Feld vonstatten. Eine elektrische Aufladung von Niederschlagsteilchen erfolgt durch Zerplatzen, Verdunsten oder der Kollision von Wassertröpfchen, Graupel oder Eisteilchen. Das Zerplatzen von Luftblasen in schmelzendem Eis verursacht starke Scherkräfte an der Grenzfläche zwischen Wasser und Luft. Infolgedessen wird die elektrische Doppelschicht aufgerissen und eine Ladungstrennung findet statt (Liljequist und Cehak, 1984). Reynolds et al. (1957) führen an, dass vor allem die Kollision von bereiftem Graupel mit Eiskristallen zu einer starken elektrischen Aufladung führt. Laut Houze (1993) ist die La-

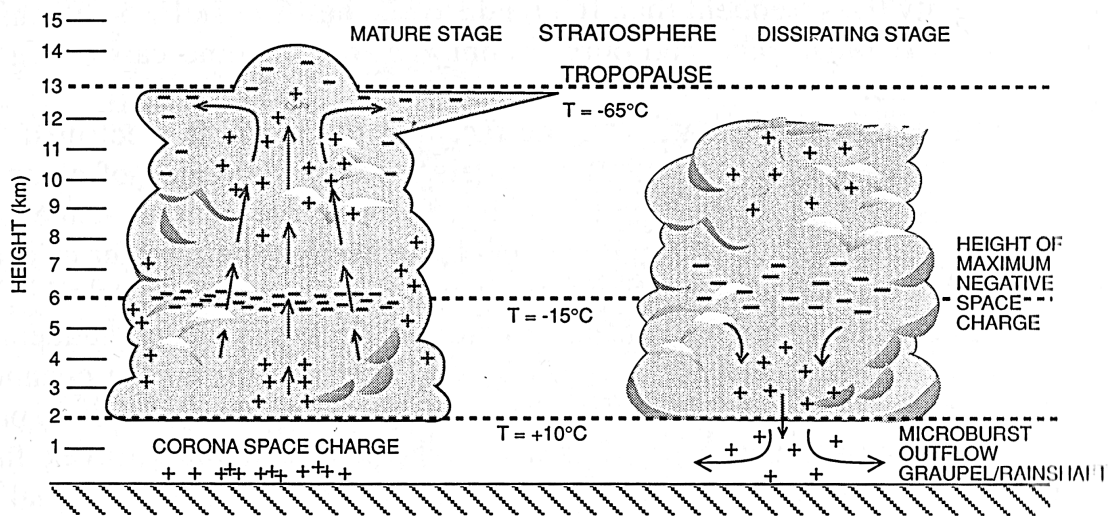


Abbildung 2.8: Schematische Darstellung der elektrischen Struktur einer Cumulonimbus-Wolke. Plus- und Minus-Zeichen zeigen die Polarität, Pfeile die Luftbewegung an Houze (1993).

Die Ladungstrennung von der Umgebungstemperatur und vom Flüssigwassergehalt abhängig. Im Temperaturbereich zwischen -10 und -20°C wird negative Ladung an die Graupelteilchen übertragen, während bei einer höheren Temperatur die Graupelteilchen positiv aufgeladen werden. Phasenübergänge sorgen ebenfalls für eine Ladungstrennung (Finden, 1940).

Die genannten Prozesse führen häufig zur Ausbildung einer Tripolstruktur in einer Cumulonimbuswolke (Abb. 2.8). Die unterschiedlichen Raumladungen werden durch Auf- und Abwinde in der Wolke erzeugt. Im oberen Teil einer Wolke befindet sich durch den Transport kleiner positiv geladener Luftpakete ein positiv geladener Bereich, der ein elektrisches Feld zwischen den oberen und den mittleren Wolkenbereichen erzeugt. Die Ursache dafür ist, dass im mittleren Teil der Wolke sich durch den Überschuss an negativ geladenen Graupelteilchen ein negativ geladener Bereich befindet. Da die Temperaturen an der Unterseite der Wolke höher sind als darüber, sind die Graupelteilchen hier positiv geladen. Damit befindet sich hier ein positiv geladener Bereich. Weitere Untersuchungen belegen, dass auch eine Quadropolstruktur möglich ist (Stolzenburg et al., 1998).

2.4.2 Entstehung von Erdblitzen

Beim negativen Abwärtsblitz (Erdblitz) erfolgt ein Austausch von Ladung zwischen der Wolke und dem Erdboden. Drei verschiedene Prozesse laufen während eines Blitzvorgangs ab. Als erstes wird ein blitzeinleitender Prozess (engl.: **Breakdown**) ausgelöst. Io-

ionierte Kanäle zwischen den einzelnen Wolkenladungszentren entstehen durch die Stoßionisation der Luftmoleküle (Clarence und Malan, 1957). Kommt es nun zu einem Blitz, dehnt sich der ionisierte Kanal aus und der Initiator für die abwärts gerichtete Vorentladung (engl.: Stepped Leader) ist gefunden. Beim anschließenden Leitblitz (engl.: **Leader**) erfolgt ein Transport von Ladungen von der Wolke in Richtung Erde durch einen ionisierten Plasmakanal. Seine Ausbildung verläuft stoßweise in 10 bis 50 m Schritten bei einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von $2 \times 10^5 \text{ ms}^{-1}$. Viele Verzweigungen entstehen dabei. Durch die Annäherung der Vorentladung an die Erde erfolgt ein Anstieg des elektrischen Felds am Boden und, falls ein kritischer Wert überschritten wird, setzt der Attachment Prozess ein (Abb. 2.9), bei dem sich eine Fangentladung (engl.: **Return Stroke**) vom Boden her in Richtung der Vorentladung bewegt. Sobald beide Blitzkanäle aufeinandertreffen beginnt die Hauptentladung (engl.: **Stroke**). Ein impulsartiger Strom fließt durch den Blitzkanal (Betz et al., 2008). Da oft mehrere Hauptentladungen in einem Blitzkanal erfolgen, sieht es für den Beobachter so aus, als ob ein „Blitzflackern“ entsteht. Die Amplitude des Hauptblitzes ist abhängig von der Ladungsmenge und von der Wolkenhöhe. Der von der Erde zur Wolke gerichtete wellenartige Stromimpuls erreicht eine Geschwindigkeit bis zu $20 \times 10^7 \text{ ms}^{-1}$. Die Luft wird auf über 30 000 K erhitzt, wodurch das Aufleuchten des Blitzes entsteht. Es wird eine Stromstärke von durchschnittlich 20 000 A und eine Blitzlänge von 1–2 km erreicht (Liljequist und Cehak, 1984). Im Durchschnitt beträgt das Zeitintervall zwischen den einzelnen Hauptentladungen in einem Blitzkanal nach De Miranda et al. (2003) circa 50–100 ms.

2.4.3 Polarität von Blitzen

Nach der Polarität und der Richtung der Blitzausbreitung wird zwischen vier verschiedenen Blitztypen zwischen Wolken und Erde unterschieden. Der negative Wolke-Erde-Blitz wurde im vorherigen Abschnitt bereits beschrieben. Ein positiver Wolke-Erde-Blitz breitet sich vom positiv geladenen Wolkenbereich in Richtung Erde aus. Des Weiteren sind sowohl positive als auch negative Erde-Wolke-Blitze möglich, aber ebenfalls recht selten. Der negative Erde-Wolke-Blitz breitet sich von einer stark negativ geladenen Bergspitze oder von hohen Türmen in Richtung positiv geladene Wolke aus. Beim positiven Erde-Wolke-Blitz verläuft die Entstehung analog mit umgekehrten Vorzeichen (Schmidt, 2007). Abbildung 2.10 zeigt die einzelnen Entladungsvorgänge schematisch.

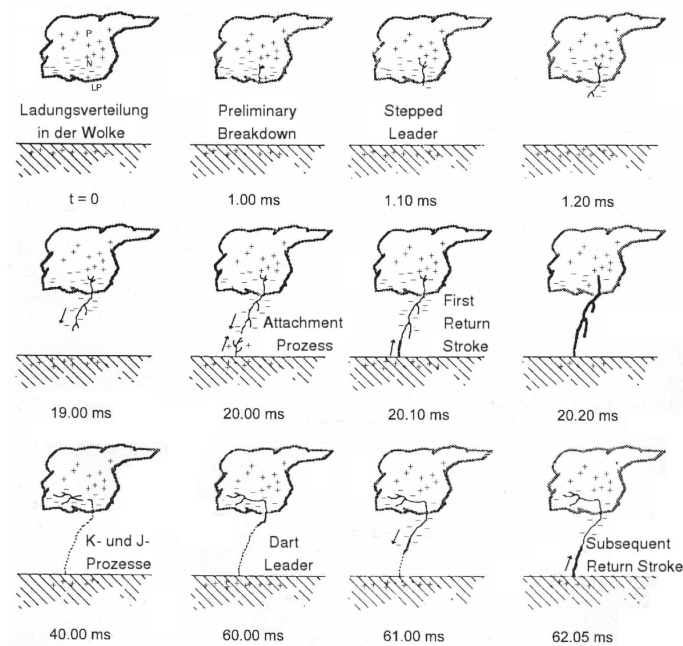


Abbildung 2.9: Prozessphasen bei Erdblitzen am Beispiel des negativen Abwärtsblitzes, nach Uman und Rakov (2003).

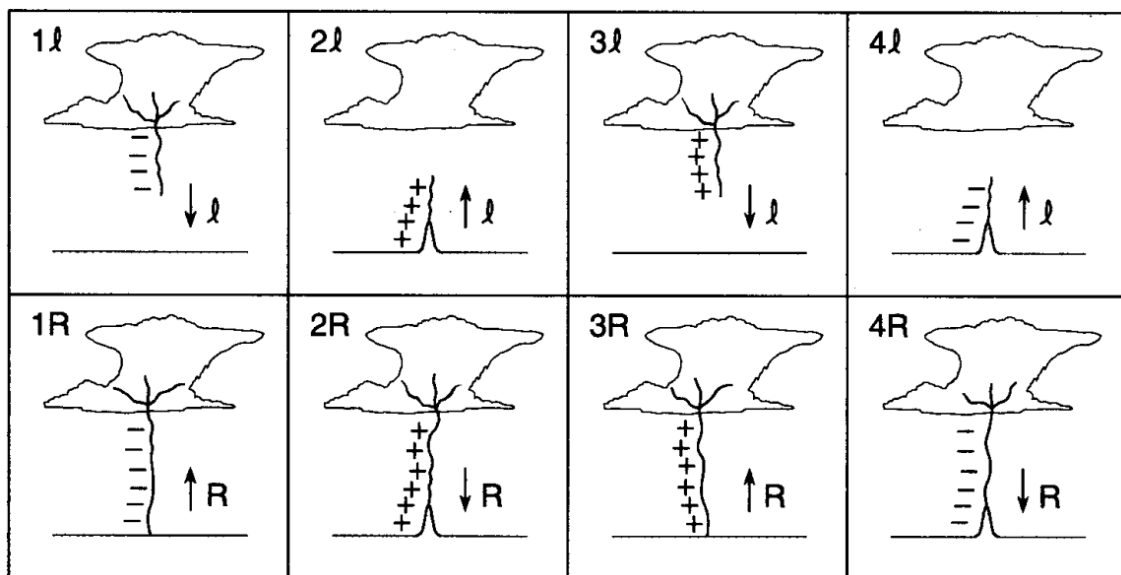


Abbildung 2.10: Verschiedene Arten von Erdblitzen. In 1l und 1R ist ein zum Erdboden gerichteter Stepped Leader und ein zur Wolke gerichteter Return Stroke zu sehen. 2l und 2R zeigen einen zur Wolke gerichteten positiven Stepped Leader, dem ein zu Boden gerichteter Return Stroke folgt. Die in 1 und 2 gezeigten Entladungen führen zu einem negativen Ladungstransport zur Erde, in 3 und 4 erfolgt analog ein positiver Ladungstransport zur Erde (Berger, 1975).

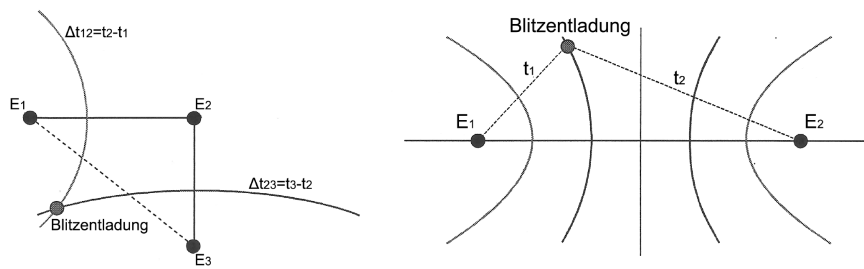


Abbildung 2.11: Das linke Bild zeigt die Blitzortung bei Messung mit zwei Empfängern E1 und E2. Im rechten Bild wird die Messung mit drei Empfängern E1, E2 und E3 dargestellt (Damian, 2011).

2.4.4 Blitzortung mittels Laufzeitverfahren

Bei einem Blitzvorgang werden elektromagnetische Wellen emittiert, sodass durch die Messung des elektromagnetischen Feldes eine Lokalisierung eines Blitzes möglich ist. Es wird die Amplitude, der Einfallswinkel oder die Ankunftszeit der Signale zur Blitzortung verwendet. es gibt zwei Verfahren zur Blitzortung. Heutzutage wird fast nur noch das Time of Arrival-Verfahren (ToA) verwendet, das auf einer Laufzeitmessung beruht. Das zweite Verfahren bedient sich der Winkelpeilung, indem man den Einfallswinkel der elektromagnetischen Strahlung zur Blitzortung benutzt. Dieses Verfahren wird Magnetizing Direction Finding-Verfahren (MDF) genannt, wird aber in der vorliegenden Arbeit nicht näher betrachtet, da es kaum noch Anwendung findet.

Mittels des ToA-Verfahrens ist es möglich, den Entladungsort des Blitzes zu bestimmen. Bei einer Blitzentladung breiten sich die elektromagnetischen Wellen mit Lichtgeschwindigkeit aus. Dieser elektrische Impuls wird von Feldantennen gemessen, die sich an unterschiedlichen Standorten befinden. Die Antennen sind mittels des Global Positioning System (GPS) zeitlich synchronisiert. Da der elektrische Impuls im Regelfall zu unterschiedlichen Zeitpunkten an den Antennen gemessen wird, liegen mögliche Entladungspunkte auf einer Hyperbel (Abb. 2.11). Wird nun eine dritte Antenne hinzugenommen, schneidet dessen Hyperbel die vorherigen Hyperbeln an zwei Punkten. An einem dieser zwei Punkte muss die Blitzentladung erfolgt sein (Abb. 2.11). Zur genauen Ortung muss eine weitere Messung an einer vierten Antenne vollzogen werden, denn damit kann ein Punkt ausgeschlossen werden. Eine genauere Beschreibung der Blitzortung sowie der Bestimmung der Polarität kann der Dissertation von Schmidt (2007) entnommen werden.

3. Datengrundlage und Methoden

In diesem Kapitel werden sowohl die Datengrundlagen als auch die verwendeten Analysemethoden vorgestellt. Da es in Deutschland keine flächendeckenden operationellen Messungen von Hagel gibt, müssen die Informationen zu aufgetretenen Hagelniederschlägen aus Unwetterdatenbanken, Versicherungsschadendaten oder anderen meteorologischen Messdaten gewonnen werden. In dieser Arbeit wird dabei auf die europäische Unwetterdatenbank und auf Radaranalysen zurückgegriffen. Informationen über die Blitzstruktur innerhalb einer Hagelzugbahn, die über ein Zellverfolgungsverfahren des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT) erstellt wurde, lieferten Blitzdaten der Firma nowcast GmbH.

3.1 Datengrundlage

3.1.1 Hagelmeldungen und Zugbahnen

ESWD

Die European Severe Weather Database (ESWD) ist eine Unwetterdatenbank, die das 2002 gegründete European Severe Storms Laboratory (ESSL) betreibt. Dabei werden beispielsweise Meldungen zu extremen Wetterereignissen wie Hagel, Tornados und Starkregen in einer Datenbank gespeichert (Dotzek et al., 2009). Das Ziel ist es vor allem eine Datenbank für die konvektiven Extremereignisse zur Verfügung zu stellen. Forschungseinrichtungen können diese Datenbank für wissenschaftliche Zwecke unentgeltlich nutzen. Die Meldungen können sowohl von sachkundigen Beobachtern als auch durch die Öffentlichkeit auf der Homepage³ der ESSL eingetragen werden. Es erfolgt eine Plausibilitätsprüfung und Qualitätskontrolle der Meldungen. Auch Radaraten, offizielle Bestätigungen beispielsweise durch die Feuerwehr und die Polizei werden verwendet, um die Meldungen zu überprüfen. Vier unterschiedliche Statusmeldungen, abhängig von der Qualitätskontrolle der Meldungen, werden erstellt. Das Level QC0 impliziert, dass die

³www.essl.org/eswd

Meldung so in die Datenbank übernommen ist, wie sie einging. Eine Plausibilitätsprüfung dieser Meldung durch das ESSL stellt das Level QC0+ sicher. Wird das Level QC1 vergeben, handelt es sich um eine bestätigte Meldung, während eine Einteilung in das Level QC2 bei einer kompletten Verifizierung der Meldung durch das ESSL erfolgt. In dieser Arbeit wurden alle QC-Levels verwendet, um eine möglichst große Anzahl an Hagelmeldungen zur Verfügung zu haben. In der ESWD sind weitere Informationen zu Zeitpunkt, Ort und teilweise auch Andauer des Hagels gespeichert. Bei Hagel mit Durchmesser > 2 cm wird auch eine mittlere und maximale Hagelkorngröße mit angegeben.

Probleme ergeben sich daraus, dass jede Person eine Beobachtung melden kann und es nicht gewährleistet ist, dass die Meldung stimmt. Des Weiteren ist die Verteilung der Beobachter inhomogen, wodurch in Ballungsgebieten die Wahrscheinlichkeit, dass Hagel gemeldet wird, höher ist als im ländlichen Raum. Außerdem werden nachts weniger Hagelmeldungen in die ESWD eingetragen als tagsüber. Dadurch, dass sich Hagel durch die besseren konvektiven Bedingungen aber eher am Tage entwickelt, ist dieses Problem von geringerer Bedeutung.

EWC

Um die Anzahl von Hagelbeobachtungen zu erhöhen, wird in dieser Arbeit zusätzlich zu den ESWD-Meldungen auf eine Hageldetektion, die die EWC Weather Consult GmbH (zukünftig EWC genannt) entwickelt hat, zurückgegriffen. Das von EWC durchgeführte Verfahren, das sowohl für eine Hageldetektion in Deutschland als auch in Mitteleuropa angewendet wird, trägt den Namen Vectorized Hail Detection (VecHD). Die Basis für Deutschland bilden fünfminütige Radardaten, die auf bestimmte Signale hin untersucht werden. Im Anschluss werden bestimmte Schwellenwerte eingeführt, die es ermöglichen Hagel am Boden abzuschätzen.

2D-Zellverfolgungsverfahren des KIT

Mit dem 2D-Zellverfolgungsverfahren des KIT werden Hagelzugbahnen erstellt, die in dieser Arbeit die Grundlage für die Auswertungen der Untersuchungsgebiete bilden. Das Verfahren der Zellverfolgung wurde ursprünglich am Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) von Handwerker (2002) entwickelt und basiert auf fünfminütigen 3D-Radardaten. In der hier verwendeten Version mit 2D-Radardaten, die aus dem RX-Produkt des DWD stammen, erfolgt eine Zuteilung von dBZ-Klassen auf der Fläche von Deutschland (900×900 km) mit einer Auflösung von 1×1 km. Übersteigt der Wert der Radarreflektivität in bestimmten Gebieten 55 dBZ und es tritt im Umkreis von 10×10 km mindestens ein Blitz auf, ist dieser Reflektivitätskern die Basis für weitere Berechnungen. Es wird immer nur der maximale dBZ-Wert innerhalb der Reflektivitätskerne ausgewählt und Bereiche, die um mindestens 10 dBZ darunter liegen, werden aus

der Zugbahn ausgeschlossen. Um Störechos und zu hohe Reflektivitätswerte herauszufiltern werden verschiedene Filterverfahren angewendet. Über unterschiedliche Verfahren, die die Verlagerungsgeschwindigkeit der zuvor analysierten Reflektivitätskerne berücksichtigen, können nun Hagelzugbahnen erstellt werden. Dabei wird jedoch noch untersucht, ob es zu Teilungen oder Verschmelzungen der Hagelzugbahnen kommt. Hierfür werden Flächenvergleiche der Hagelzugbahnen durchgeführt. Die genauen Analyseverfahren können in der Dissertation von Puskeiler (2013) nachgelesen werden.

Die Daten der Hagelzugbahnen lagen so vor, dass die festgelegten Koordinatenpunkten den jeweiligen maximalen Reflektivitätswerten zugeordnet waren. Außerdem war der Start- und Endzeitpunkt der Hagelzugbahnen bekannt. Um die Koordinatenpunkte wurden infinitesimal kleine Kreise gezogen, deren Radien sukzessive vergrößert wurden, bis sich zwei nebeneinander liegende Punkte schnitten. Die äußersten Schnittpunkte wurden zu Multipolygonzügen verbunden, sodass eine Fläche entstand. Mit dieser Fläche konnten nun Blitzdaten und Hagelbeobachtungen verschnitten werden.

Radardaten

Damit eine Zelleinteilung der Gewittersysteme, die später in diesem Kapitel näher beschrieben wird, durchgeführt werden konnte, mussten Radardaten ausgewertet werden. Hierfür lagen für die Jahre 2012 und 2013 die Radardaten des RX-Produktes des Deutschen Wetterdienstes vor. Es handelt sich dabei um ein Deutschlandkomposit mit einer räumlichen Auflösung von 1×1 km bei einer Gebietsgröße von 900×900 km. Die zeitliche Auflösung beträgt 5 Minuten und es wird die Reflektivität der untersten Elevation betrachtet. Eine Einteilung der Reflektivitäten wird in 256 Intensitätsklassen vorgenommen.

Für die Jahre 2010 und 2011 lagen keine Radardaten des RX-Produktes vor. Für diesen Zeitraum wurden 15-minütige Radaranalysen, in denen Reflektivitätswerte in Niederschlagsintensitäten umgerechnet wurden, verwendet.

3.1.2 Blitzdaten

Die verwendeten Blitzdaten wurden von der nowcast GmbH (im folgenden nowcast genannt) zur Verfügung gestellt. Dabei wurden alle Teilblitze (engl.: strokes) zur Auswertung verwendet. Die nowcast GmbH entstand 2002 aus einer Forschungsarbeit von Prof. Dr. Hans-Dieter Betz. Das patentierte Blitzortungssystem ist das Lightning Detektion NETwork (LINET) (Betz et al., 2008). Auch der Deutsche Wetterdienst (DWD) arbeitet derzeit mit den Blitzdaten von nowcast. Das Messnetz erstreckt sich über fast ganz Europa sowie Gebiete in Südamerika, Asien, Afrika und Australien, und wird ständig weiter ausgebaut. Dabei stehen die erforderlichen Messsensoren in einem Abstand von circa

150 bis 250 km über das Messgebiet verteilt. Es wird das in Kapitel 2.4.4 beschriebene ToA-Messverfahren benutzt. Allerdings wird nicht nur die Position der Blitze bestimmt sondern auch deren Stärke, Emissionshöhe und Polarität. Die Emissionshöhe der Wolkenblitze erfolgt über eine dreidimensionale Messung, wobei die Signallaufzeit als Parameter herangezogen wird. Das Signal eines Wolkeblitzes braucht länger vom Emissionsort in der Wolke bis zur Antenne als ein Bodenblitz, der bei gleicher horizontaler Position sehr bodennah abstrahlt und daher schneller ein Signal an die Antenne liefert. Dieser geringe Laufzeitunterschied kann mit Hilfe eines patentierten Verfahrens genutzt werden, um Wolkeblitze zu detektieren. Die dreidimensionale Messung ist ein großer Vorteil gegenüber aufwändigen und teuren Hochfrequenzmesssystemen. Deren Antennen müssen auch viel enger beieinander stehen, da hochfrequente Signale in der Atmosphäre schnell gedämpft werden. Außerdem kann nowcast durch ein patentiertes Verfahren auch niederfrequente Wolkenblitze erfassen.

Laut Angaben von nowcast liegt die mittlere Abweichung der Blitzlokalisierung ungefähr bei 75 Metern. Die zeitliche Auflösung beträgt $0,2 \mu\text{s}$. Bei Bodenblitzen wird der Punkt der Fangentladung gemessen, der sich etwa 100 Meter über dem Erdboden befindet. Es wird dabei jedoch eine Höhe von null Kilometern angegeben, damit zwischen Wolke-Wolke- (im weiteren Verlauf CC-Blitze genannt) und Wolke-Erde-Blitzen im (weiteren Verlauf CG-Blitze genannt) unterschieden werden kann. Um eine Überprüfung der Abweichung zwischen der Blitzlokalisierung und dem tatsächlichen Blitzeinschlag durchführen zu können, wird ein Vergleich der Messdaten mit bestätigten Einschlägen in Türmen, deren Position bekannt ist, vollzogen. Dennoch kann es in Ausnahmefällen zu Peilfehlern kommen ⁴. In dieser Arbeit werden aus diesem Grund nur Wolkeblitze verwendet, die in maximal 15 km Höhe auftraten. Diese Grenze wurde so festgelegt, da sich die Gewitterwolken in Deutschland maximal bis in diesen Höhenbereich vertikal ausdehnen können (Jurković et al., 2015). Mögliche Rote Koblode oder blaue Strahlen, die sich oberhalb von Gewittern aufgrund von einem Spannungsaufbau über einer Gewitterwolke nach einem starken positiven CG-Blitz bilden und vertikal in die Höhe ausdehnen, sind damit ebenfalls ausgeschlossen (Uman und Rakov, 2003). Elfen, die in Höhen von 90 km durch Ionisation (beispielsweise durch Rote Koblode) von atmosphärischen Gasen entstehen, werden auch von den Blitzanalysen herausgefiltert (Chern et al., 2003). Eine Unterteilung der Blitze erfolgte in dieser Arbeit nach CC-Blitzen, die sowohl CC- als auch Inter-Wolke-Blitze sein können und CG-Blitzen. Die Höhenangabe diente dafür als Kriterium. Des Weiteren wurden der Entladungsort, der Zeitpunkt der Entladung und die Polarität des Blitzes in den weiteren Ausführungen ausgewertet.

⁴www.nowcast.de/technologie

3.2 Methoden

3.2.1 Auswahlverfahren der Hagelzüge im Untersuchungsgebiet und Verschneidung mit den Blitz- und Hageldaten

Als Grundlage für die Untersuchungen dienten die in Kapitel 3.1.1 kurz beschriebenen Hagelzugbahnen. Diese wurden zwischen den Jahren 2010 und 2013 berechnet und mit Start- und Endzeitpunkt versehen. Zur Auswahl standen nur die Hagelzugbahnen, die komplett innerhalb der um 20 km ins Landesinnere versetzten geografischen Grenze Deutschlands lagen. Der Grund hierfür war, dass nur durch die Schrumpfung Deutschlands die Daten in gleicher Qualität vorlagen und dass mögliche Datenlücken im Grenzbereich umgangen werden konnten.

Um nur die Blitze zu betrachten, die innerhalb einer Hagelzugbahn auftraten, wurde geprüft, ob der Entladungsort eines Blitzes innerhalb der mittels eines Multipolygonzuges ermittelten Fläche einer Hagelzugbahn lag. Falls dieses Kriterium erfüllt wurde, erfolgte im Anschluss ein Vergleich des Zeitpunktes der Blitzentladung mit dem Zeitintervall, in dem eine Hagelzugbahn analysiert wurde. Befand sich der Blitz nun auch innerhalb des Zeitintervalls, floss er in die Untersuchungen mit ein. Da es sehr unwahrscheinlich ist, dass sich zwei voneinander unabhängige Gewitter in der gleichen Hagelzugbahn bewegen, kann das Problem, dass die Blitze fälschlicherweise einer anderen Zelle zugeordnet werden, weitgehend ausgeschlossen werden. In Abbildung 4.3 in Kapitel 4.1.2 ist beispielsweise eine Hagelzugbahn und die zugehörigen Blitze im zeitlichen Verlauf dargestellt. Die Hageldaten aus der ESWD mit Größenangaben der Hagelkörner und aus den Berechnungen von EWC wurden nach dem gleichen bereits zuvor beschriebenen Verfahren den Hagelzugbahnen zugeordnet. Da die Hagelkorngrößen in den Meldungen der ESWD mitangegeben sind, fand für die Fallbeispiele eine Klasseneinteilung in vier Hagelklassen statt (Tabelle 3.1). Damit sollte auf einen Zusammenhang zwischen Hagelkorngröße und Blitzcharakteristika eingegangen werden. Auch im Zuge des Projekts HAMLET (HAil Model for Europe), das im Januar 2013 am IMK gestartet wurde, sollen in sechs europäischen Ländern Hagelniederschläge auf Radarreflektivitäten und Blitzeigenschaften untersucht werden.

3.2.2 Analysemethoden der Blitz- und Hageldaten

Die Betrachtung der Fallbeispiele soll dazu dienen, bestimmte Strukturen in den Blitzsignalen vor, während und nach einer Hagelmeldung zu erkennen. Dazu wurden drei Hagelzugbahnen ausgewählt, für die bekannt war, dass es in ihrem Bereich zu schwe-

Tabelle 3.1: Einteilung der Hagelkorngrößen der ESWD-Meldungen in unterschiedliche Klassen.

Klasseneinteilung	Hagelkorngröße
Klasse 1	0,5 bis 2,0 cm
Klasse 2	2,1 bis 4,0 cm
Klasse 3	4,1 bis 6,0 cm
Klasse 4	größer als 6,0 cm

rem Hagelschlag kam. Beim ersten Fallbeispiel am 11.09.2009 überquerte ein umfangreiches MCS die Mitte Deutschlands. An den anderen beiden Fallbeispielen zog jeweils eine Superzelle quer über die nördliche Mitte Deutschlands (27.07.2013) und entlang der Schwäbischen Alb über das mittlere Bayern an die tschechische Grenze (28.07.2013).

Ziel ist es, Blitzstrukturen zu detektieren, die für die Analyse weiterer Hagelzugbahnen verwendet werden können. Insbesondere ein Anstieg der Blitzrate aller Blitze vor einer Hagelmeldung (engl.: lightning jump), wie er in den Arbeiten von Schultz et al. (2009) und Emersic et al. (2011) gezeigt wurde, ist von besonderer Bedeutung. Auch Williams et al. (1999) beschrieb in seiner Arbeit, dass es zu einem Anstieg der Blitzrate vor einer Hagelbeobachtung kommt. Allerdings bezog er sich nur auf CC-Blitze. Dadurch, dass Blitzinformationen zur Entladungshöhe, Polarität und Zeit vorlagen, war es nicht nur möglich, die Blitzrate zu betrachten, sondern auch weitere Untersuchungen durchzuführen. Diese werden weiteren im Verlauf des Kapitels beschrieben. Des Weiteren können aus der Polarität der CG-Blitze weitere Strukturen abgeleitet werden. So fand beispielsweise Hohl (2001), dass positive CG-Blitze bei starken Superzellen hauptsächlich nach der Hagelbeobachtung auftreten, während sich bei schwächeren Superzellen die meisten CG-Blitze vor dem Hagel entladen. Nach Liu et al. (2009) kommt es zum Zeitpunkt von Hagelniederschlägen zu einer Zunahme der positiven CG-Blitze.

Alle Berechnungen fanden immer in einem fünfminütigen Abstand statt. Dabei sind zum Beispiel zum Zeitpunkt 21:00:00 Uhr alle Blitzinformationen und Hagelinformationen zwischen 20:57:30 Uhr und 21:02:30 Uhr enthalten. Außerdem stand somit auch eine ausreichend hohe Blitzanzahl pro betrachteter Zeitspanne zur Verfügung. Bei der Analyse der Fallbeispiele wurde die Anzahl aller Blitze, der CG-Blitze und der CC-Blitze pro fünf Minuten berechnet. Auch eine Unterteilung in positive und negative Blitze fand statt. Damit war es möglich, Verhältnisse der Anzahl der CC-Blitzanzahl relativ zur Anzahl der CG-Blitze zu bestimmen. Eine mittlere Höhe wurde dadurch bestimmt, dass alle CC-Blitze in den betrachteten fünf Minuten zusammengefasst und dann daraus das arithmetische Mittel gebildet wurde. Die CG-Blitze wurden hierfür nicht hinzugezogen, da sie

das Ergebnis erheblich verzerren würden, da die arithmetische Mittelung eine zu niedrige mittlere Höhe ergibt.

Durch die erstellten Zeitreihen, die alle in der Coordinated Universal Time (UTC) angegeben sind, ist es möglich Blitzstrukturen innerhalb einer Hagelzugbahn zu erkennen. Damit die Blitzstrukturen im Bezug auf Hagelbeobachtungen analysiert werden konnten, wurden aus der ESWD die für die Fallbeispiele entsprechenden Hagelmeldungen ausgewählt. Traten innerhalb eines fünfminütigen Zeitintervalls mehrere Hagelmeldungen auf, wurde die Meldung mit der größten Hagelkorngröße ausgewählt. Um eine gewisse Qualitätssicherung zu gewährleisten wurden nur Hagelmeldung des QC0+ Levels ausgewählt. Abbildung 3.1 zeigt in rot die Hagelzugbahn der Superzelle, die am 27.07.2013 über die nördliche Mitte Deutschlands zog. Alle Hagelmeldungen, die für diesen Tag in der ESWD stehen sind als weiße Punkte dargestellt. Nur die Punkte, die innerhalb der Zugbahn liegen, wurden für die Auswertung herangezogen. Die dargestellte Hagelzugbahn zeigt beispielhaft, wie das Verfahren für alle weitere Zugbahnen funktionierte. Allerdings veranschaulicht die Hagelzugbahn auch, dass nicht alle Hagelmeldungen erfasst wurden. Beispielsweise floss die Hagelbeobachtung am westlichen Rand der Zugbahn nicht mit in die Analyse ein. Auch die Hagelmeldungen nördlich von Potsdam liegen auf einer gedachten Verlängerung der Zugbahn, gleichwohl wurden auch sie nicht berücksichtigt. Hier muss indessen angemerkt werden, dass eventuell eine andere Zugbahn diese Meldungen erfasste.

3.2.3 Auswahl aller Ereignisse und Einteilung in Zellarten

Um eine umfangreiche statistische Auswertung durchzuführen, wurde eine Vielzahl an Hagelzugbahnen untersucht die zwischen 2010 und 2013 auftraten. Der Zeitraum wurde gewählt, da hierfür bereits vom IMK Hagelzugbahnen berechnet wurden. Außerdem lagen die Blitzdaten in diesem Zeitraum in hoher Qualität und ohne Datenlücken vor. Den einzelnen Hagelzugbahnen wurden superzelluläre (im Folgenden SZ genannt) und nicht-superzelluläre (im Folgenden NSZ genannt) Gewitterzellen zugeordnet, da anzunehmen ist, dass diese unterschiedlichen Gewittersysteme aufgrund ihrer unterschiedlichen Dynamik verschiedene Blitzstrukturen aufweisen. Eine weitere Aufteilung der NSZ-Systeme in MCS, Multizellen und Gewitterlinien war nicht möglich, da die Anzahl der Hagelzugbahnen zu gering war um hier eine sinnvolle statistische Auswertung zu gewährleisten. In Abbildung 3.2 ist eine Verteilung der Anzahl der zugeordneten Gewittersysteme für die Jahre 2010 bis 2013 aufgeführt. Insgesamt gab es doppelt so viele SZ- (32 Ereignisse) wie NSZ-Gewitterzellen (16 Ereignisse). Besonders in den Jahren 2010 und 2011 wurden nur wenige Gewitterzellen ausgewertet, während vor allem aus dem Jahr 2012 verhält-



Abbildung 3.1: Darstellung der Hagelzugbahn am 27.07.2013 als rot eingefärbte Fläche und Hagelmeldungen aus der ESWD als weiße Punkte.

nismäßig viele Gewittersysteme in die Datenanalyse eingingen. Auffällig ist in diesem Jahr, dass die Anzahl von Gewittern mit superzellulären Eigenschaften etwa 2,5 mal so hoch war wie die Anzahl von Gewittern mit nicht-superzellulären Eigenschaften.

Die Zelleinteilung erfolgte manuell über eine Analyse der Radardaten, die in Kapitel 3.1.1 beschrieben wurden. Da die einzelnen Hagelzugbahnen Koordinaten und Zeitinformationen enthielten, war es möglich, subjektiv spezielle Radarsignale zu analysieren. Eine Superzelle wurde als solche klassifiziert, wenn in den zur Verfügung stehenden fünfminütigen Radardaten:

- (a) ein hook-Echo erkennbar ist (Bott, 2012),
- (b) eine Zellteilung auftritt,
- (c) eine einzelne langlebige und oftmals nahezu kreisrunde Zelle auftaucht,
- (d) im Kernbereich der Zelle eine sehr hohe Reflektivität (> 60 dBZ) herrscht,
- (e) die Zellverlagerungsrichtung sich von der Zugrichtung anderer Radarechos abhebt.

Wurden einige oder alle genannten Kriterien erfüllt, so erfolgte eine Einteilung der Hagelzugbahn als Zugbahn mit einem SZ-Gewittersystem. Bei wenigen Zugbahnen, bei denen sich eine klare Einteilung als schwierig erwies, half eine Internetrecherche weiter. Diese ermöglichte es, weitere Informationen zur Zelle zu erhalten und damit war

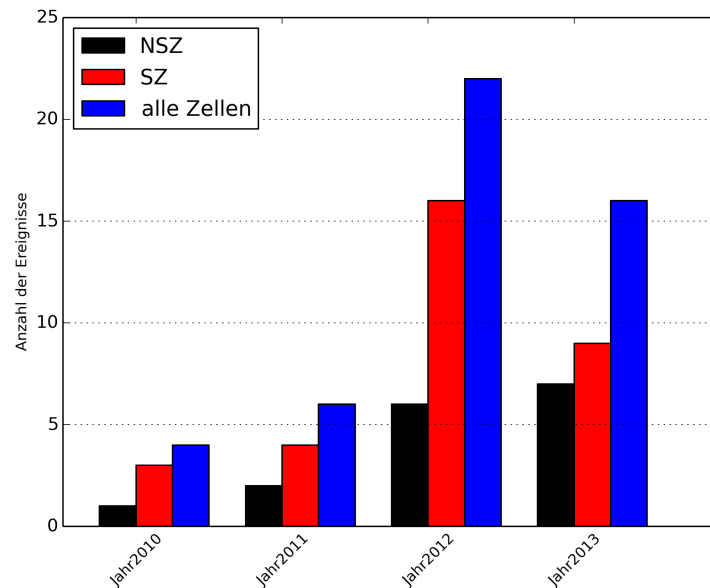


Abbildung 3.2: Gewittersysteme in den Jahren 2010-2013 aufgeteilt in SZ-Systeme (rot), NSZ-Systeme (schwarz) und beide Systeme (blau) zusammen

eine Klassifizierung möglich. In gleicher Weise wie bei den Fallbeispielen wurden auch hier die Hagelmeldungen aus der ESWD verwendet, allerdings wurden für eine größere Anzahl an Meldungen alle QC-Level hinzugezogen. Zusätzlich flossen die berechneten Hagelmeldungen von EWC in die Analyse mit ein, die ebenfalls in fünfminütigen Zeitintervallen durchgeführt wurde. Auf eine Klassifizierung der Hagelkorngrößen wurde aufgrund einer zu geringen Anzahl an Hagelmeldungen der ESWD trotz Berücksichtigung aller QC-Level verzichtet. Als erster Schritt galt das Hauptaugenmerk den ersten Hagelmeldungen pro Zugbahn. Dadurch konnte eine Analyse durchgeführt werden, die Hinweise liefern sollte, ob es bestimmte Blitzsignale vor den ersten Hagelbeobachtungen gab. Es wurden jeweils fünfminütige Zeitschritte betrachtet, im Zeitraum bis 45 Minuten vor und 20 Minuten nach der ersten Hagelbeobachtung.

Ein Problem ergibt sich dadurch, dass eventuell nicht jeder auftretende Hagel in die ESWD eingetragen wird, beziehungsweise dass die EWC-Berechnungen nicht jeden Hagel erfassen. Somit ergibt sich eine gewisse, aber unumgängliche Unsicherheit, da die Datengrundlage bezüglich analysierter Hagelniederschläge nicht optimal ist. Dadurch dass der Zeitpunkt der Hagelmeldungen innerhalb der Zugbahnen variierte, flossen unterschiedlich viele Zugbahnen pro fünfminütigem Zeitschritt in die Datenanalyse ein. Die Datenanalyse besteht aus statistischen Auswertungen der Blitzrate sowie der verschiedenen Verhältnissen. Sie wurde analog zu den Fallbeispielen durchgeführt. Da sich die Blitzanzahl innerhalb der verschiedenen Hagelzugbahn stark unterscheidet, wurde nicht die

absolute Blitzanzahl betrachtet, sondern die prozentuale Änderung innerhalb von zwei fünfminütigen Zeitschritten. Des Weiteren mussten im ausgewerteten Zeitschritt mindestens 20 Blitze erfolgen, um eine ausreichende Anzahl an Blitzen für die Untersuchungen zur Verfügung zu haben.

3.2.4 Datenanalyse

Die statistische Auswertung der Daten und deren Darstellung erfolgte unter anderem über das Erstellen von Boxplots, da diese wichtige Maße der Verteilung der betrachteten Parameter wiedergeben (vergleiche Abb. 3.3).

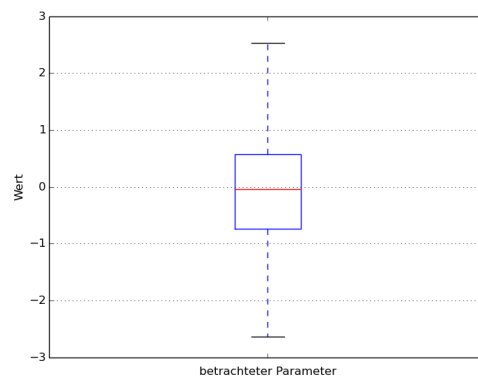


Abbildung 3.3: Ein aus Zufallszahlen generierter Boxplot. Die schwarzen waagrechten Striche kennzeichnen den maximalen interquartilen Abstand. Die blaue Box beinhaltet alle Werte zwischen dem q_{25} und q_{75} und der rote waagrechte Strich kennzeichnet den Median.

Die senkrecht nach oben beziehungsweise unten verlaufenden Striche kennzeichnen den Wert des 1,5-fachen Abstand zwischen dem oberen (q_{75}) und dem unteren Quartil (q_{25}). Durch jeweils einen waagrechten Strich ist dieser Abstand nach oben oder unten begrenzt. Man bezeichnet diese Abstände als interquartile Abstände. Die zwei Quartile legen das obere und untere Ende der Box fest. Dabei bedeutet q_{75}/q_{25} , dass 75/25 Prozent der Verteilung unterhalb dieser Grenzen liegen. Der Median, der als waagrechter Strich innerhalb der Box dargestellt ist, kennzeichnet den Wert, unter dem 50 Prozent der Ereignisse liegen. Er ist aussagekräftiger als der arithmetische Mittelwert, da er gegenüber Ausreißern robuster ist. Der arithmetische Mittelwert ist der Wert, der den Durchschnitt aller Ereignisse angibt. Daher fließen Ausreißer deutlich stärker mit ein. Berechnet werden die statistischen Grundgrößen arithmetisches Mittel, Median und Standardabweichung über:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i, \quad (3.1)$$

$$x_{median} = \begin{cases} a_{\frac{n+1}{2}} & \text{für } n \text{ ungerade,} \\ \frac{1}{2} (a_{\frac{n}{2}} + a_{\frac{n}{2}+1}) & \text{für } n \text{ gerade} \end{cases} \quad (3.2)$$

und

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}. \quad (3.3)$$

x_i ist der Parameter, n der Stichprobenumfang und a ist wird nach der Größe sortiert x_i ($a_1 < a_2 < \dots < a_n$).

4. Untersuchung der Fallbeispiele

Die im vorigem Kapitel kurz vorgestellten Fallbeispiele werden in diesem Kapitel näher auf verschiedene Blitzstrukturen, auch im Zusammenhang mit den ESWD-Meldungen, untersucht. Außerdem wird die vorherrschende großräumige Wetterlage beschrieben und auf die Parameter eingegangen, die es ermöglichten, die betrachteten Gewittersysteme entstehen zu lassen. Zum Abschluss des Kapitels erfolgt ein Vergleich und eine Diskussion der aus den Fallbeispielen gewonnenen Ergebnisse.

4.1 Zugbahn am 11.09.2011

4.1.1 Wetterlage

Am 11.09.2011 lag Deutschland zwischen dem Hochdruckgebiet Oldenburgia, das sich über Südosteuropa befand, und dem Tiefdruckgebiet Frank westlich von Irland. Dieses Tiefdruckgebiet verlagerte sich im Tagesverlauf langsam nach Westen. Durch die Konstellation der Druckgebilde (Abb. 4.1) flossen feucht-warme Luftmassen von Südwesten her nach Deutschland ein. Die Temperatur in 850 hPa erreichte im Süden des Landes für den Spätsommer ungewöhnlich hohe Werte von bis zu 20 °C. Auch im Osten des Landes stiegen die Temperaturwerte in 850 hPa auf 17 °C (Abb. 4.2). Dass die Luft nicht nur warm sondern auch feucht war, belegen Taupunkttemperaturen von fast 20 °C. Durch die ungehinderte Einstrahlung, hohe CAPE-Werte von bis zu 1600 J kg⁻¹ und eine sich annähernde Kaltfront waren die grundlegenden Bedingungen für eine Gewitterentstehung gegeben. Da der CAPE-Gradient, der nach Busch (2013) ein Indikator für die Bildung von Hagel ist, ebenfalls ausgeprägt war und auch eine hohe vertikale Richtungs- und Geschwindigkeitsscherung (Radiosondendaten aus Meiningen) herrschten, war das Potential für schwere Gewitter ebenfalls vorhanden. In den frühen Nachmittagsstunden kam es fortlaufend vom Saarland aus mit Aufzug der Kaltfront an deren Vorderrand zur Auslösung stärkerer Gewitterzellen aufgrund der im Tagesverlauf zunehmenden Labilität. Diese Zellen ordneten sich linienhaft an und breiteten sich nordostwärts aus. Es bildete sich ein MCS, das sich auf seinem Weg nach Nordosten jedoch abschwächte.

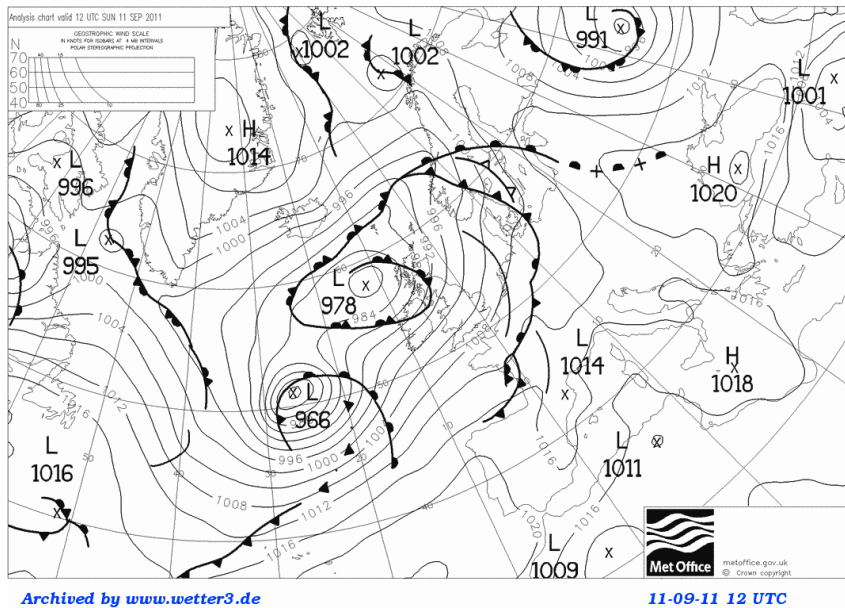


Abbildung 4.1: Bodenwetterkarte mit Isobaren und Fronten über Europa am 11.09.2011 um 12:00 UTC. ⁵

Am späten Nachmittag erreichte das MCS Sachsen-Anhalt, wo ein Ostwind in das sich abschwächende System hinein wehte. Dadurch bildeten sich neue Zellen mit superzellulären Strukturen. Diese zogen von der Magdeburger Börde in Richtung Oranienburg und weiter in die südliche Uckermark. Laut ESWD-Meldungen wurden Hagelkörner mit einem Durchmesser zwischen 6 und 8 cm in Nahbollenbach, Worbis und bei Premnitz registriert.

4.1.2 Auswertung der Blitzdaten

Innerhalb der Zugbahn, die in Abbildung 4.3 gezeigt wird, entluden sich insgesamt 24580 Blitze. Davon waren 8333 CC-Blitze und 16247 CG-Blitze, was einem Verhältnis von circa 1:2 entspricht. Die Anzahl der registrierten negativen Blitze war mit 13986 etwa um 14% größer als die Anzahl positiver Entladungen (10594). Es traten auch mehr negative (4305) als positive (4028) CC-Blitze auf, wenngleich der Unterschied hier geringer war. Bei Betrachtung der CG-Entladungen ist die Differenz wieder etwas größer, da es etwa 20% mehr negative (9681) als positive (6566) Blitze gab.

Die Anzahl aller Blitze im betrachteten Zeitintervall, in der die Zeitpunkte der aus der ESWD gewonnen Hagelmeldungen markiert sind, zeigt Abbildung 4.4. Auffällig ist der sehr rasche Anstieg der Anzahl aller Blitze 10 Minuten vor der ersten Hagelmeldung.

⁵www.wetter3.de

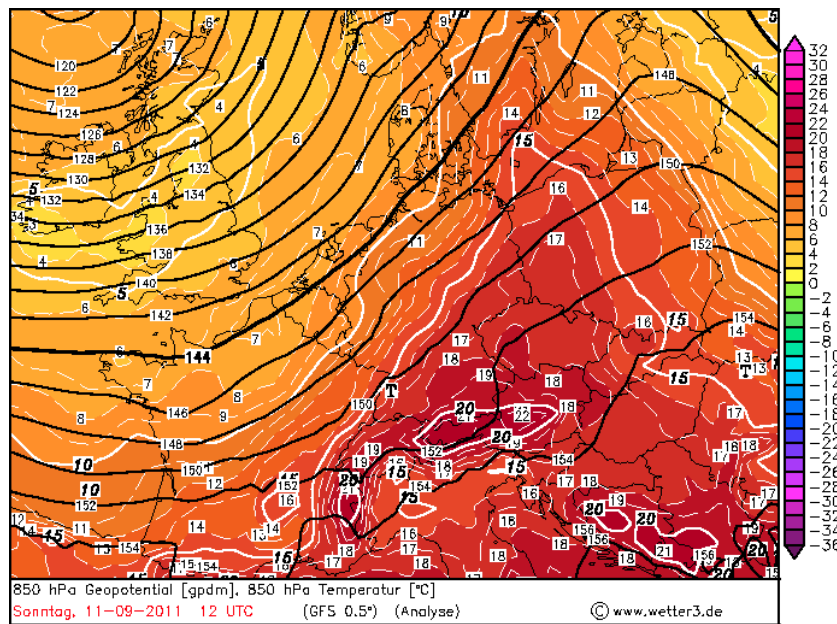


Abbildung 4.2: GFS-Analyse der 850 hPa Temperatur über Mitteleuropa am 11.09.2011 um 12:00 UTC. ⁶

Hier steigt die Blitzanzahl aller Blitze von 9 auf 102 an. Der erste Hagel mit sehr großen Hagelkörnern (> 6 cm) wird bereits sehr früh (12:10 UTC) beobachtet. Die Blitzanzahl nimmt bis zur Hagelmeldung stark zu. Somit ist zu diesem Zeitpunkt ein lightning jump, wie ihn Schultz et al. (2009), Emersic et al. (2011) und Jurković et al. (2015) in ihren Untersuchungen feststellten, erkennbar. Auch zu den Zeitpunkten der folgenden Hagelbeobachtungen kommt es bis 12:40 UTC zu einer weiteren Zunahme der Blitze. Anschließend nimmt die Blitzrate erst geringfügig und zwischen 12:50 und 12:55 UTC um 28,7% ab. In diesem Zeitraum wird auch nur zu Beginn weiterer Hagel gemeldet. Ab 13:00 UTC kommt es erneut kurzzeitig zu einem Anstieg der Blitzrate, verbunden mit einer Hagelbeobachtung um 13:10 UTC. Die nächste Abnahme folgt direkt anschließend, bevor ab 13:25 UTC eine deutliche Zunahme um mehr als 300 Blitze in zehn Minuten erfolgt. Der nächste beobachtete Hagel fällt um 13:45 UTC, jedoch wechselt die Blitzhäufigkeit bis zum absoluten Maximum der fünfminütigen Blitzrate um 14:25 UTC ständig. Danach nimmt die Blitzanzahl generell mit kleinen Ausnahmen wieder ab. Auch die Anzahl der Hagelmeldungen verringert sich, wenngleich es um 14:50 und 14:55 UTC noch zwei ESWD-Meldungen gibt, die auf Hagelkörner von mindestens 4 cm Korngröße hinweisen. Im Anschluss treten noch zwei Hagelmeldungen in der Zugbahn auf, für die sich kein klarer Zusammenhang mit der Blitzhäufigkeit ergibt. Eine Möglichkeit wäre, dass es um 16:00 UTC ebenfalls zu nicht gemeldetem Hagel kam, da hier ein lightning

⁶www.wetter3.de

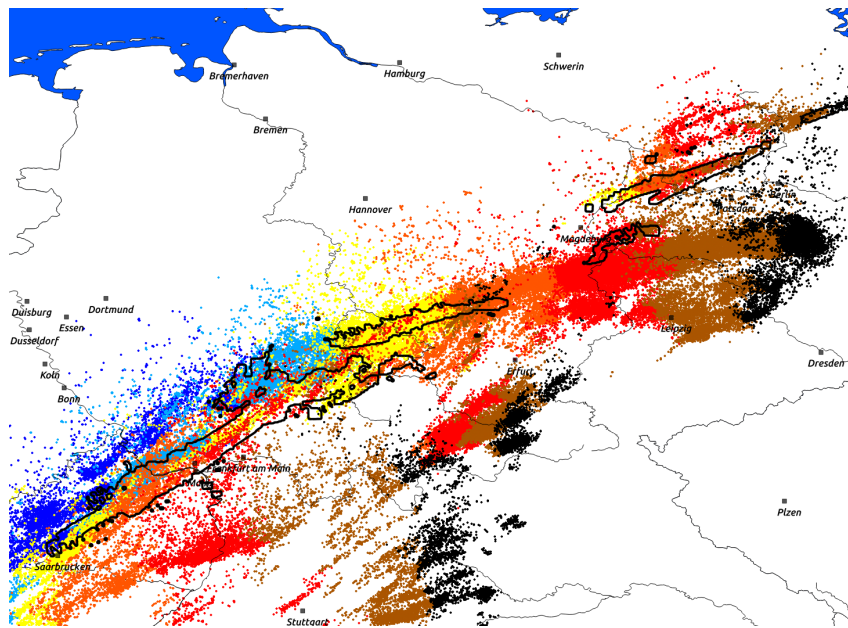


Abbildung 4.3: Alle Blitze im zeitlichen Verlauf der Hagelzugbahn (schwarz) am 11.09.2011. Dunkelblau sind Blitze zwischen 11:30 und 12:29 UTC, hellblau sind Blitze zwischen 12:30 und 13:29 UTC, gelb sind Blitze zwischen 13:30 und 14:29 UTC, orange sind Blitze zwischen 14:30 und 15:29 UTC, rot sind Blitze zwischen 15:30 und 16:29 UTC, braun sind Blitze zwischen 16:30 und 17:29 UTC und schwarz sind Blitze zwischen 17:30 und 18:00 UTC.

jump einen sekundären Höhepunkt erreicht. In diesem Zeitraum entwickelte sich auch die in Kapitel 4.1 beschriebene Superzelle im Bereich der Magdeburger Börde, was die erneute Vermehrung der Blitze erklärt.

Die zeitliche Entwicklung der CG-Blitze (Abb. 4.5 b) und aller Blitze ähnelt sich sehr. Ein etwas anderes Bild ergibt sich bei der Analyse des zeitlichen Verlaufs der Anzahl der CC-Blitze, die in den ersten zwei Dritteln noch eine, relativ betrachtet, ähnliche Blitzrate aufweisen. Erst in den letzten 2,25 Stunden sind Unterschiede erkennbar, denn die Anzahl der CC-Blitze bleibt abgesehen von einem kurzzeitigen geringen Anstieg um 17:10 UTC, nahezu konstant auf einem sehr niedrigen Niveau (weniger als 66 Blitze in 5 Minuten) (Abb. 4.5a).

Die mittlere Höhe der CC-Blitze lag bei 8,44 km bei einer relativ hohen Standardabweichung von 2,07 km. Bei Betrachtung des Verlaufs der mittleren Höhe in Abbildung 4.6 fällt auf, dass sie immer dann ansteigt, wenn die Anzahl der CC-Blitze abnimmt. Ausgenommen davon ist die erste Stunde, denn hier wird diese Charakteristik nicht erfüllt. Auch gegen Ende des Zugbahns ergibt sich ein anderes Bild, denn hier steigt die mittlere Höhe mit der Blitzintensität an. Da es hier jedoch nicht mehr zu Hagelmeldungen kam,

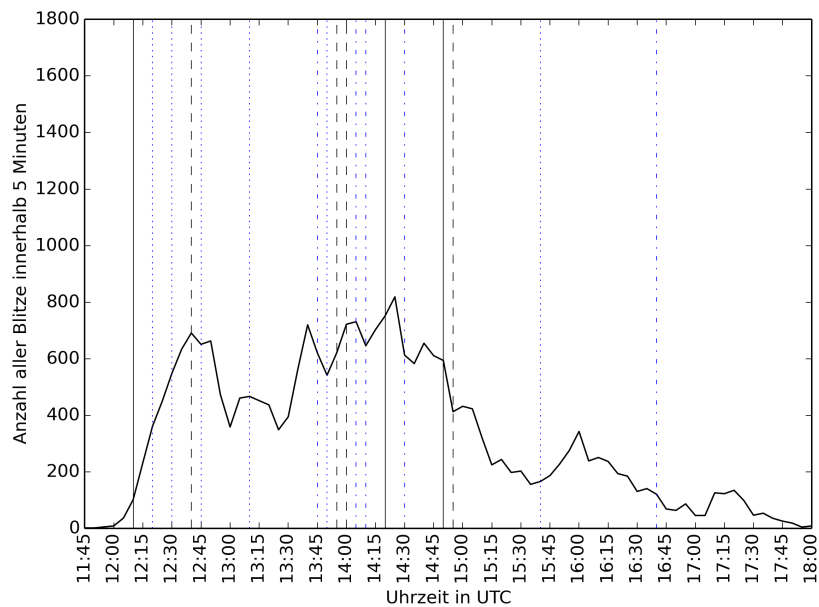


Abbildung 4.4: Fünfminütige Anzahl aller Blitze im zeitlichen Verlauf der Zugbahn am 11.09.2011. Blau gepunktete Linien entsprechen der Klasse 1, blau strich-punktete Linien der Klasse 2, schwarz gestrichelte Linien der Klasse 3 und schwarz durchgezogene Linien der Klasse 4 nach Tabelle 3.1.

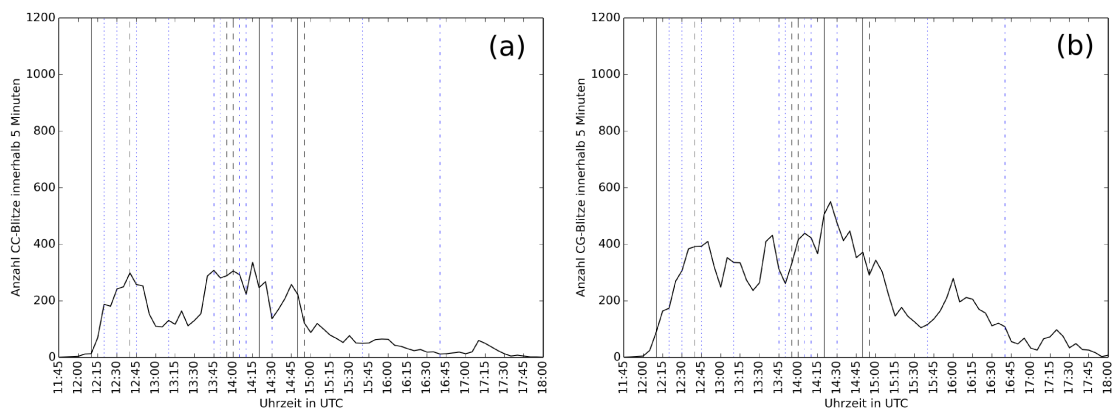


Abbildung 4.5: Fünfminütige Anzahl der CC-Blitze (a) und CG-Blitze (b) im zeitlichen Verlauf der Zugbahn am 11.09.2011.

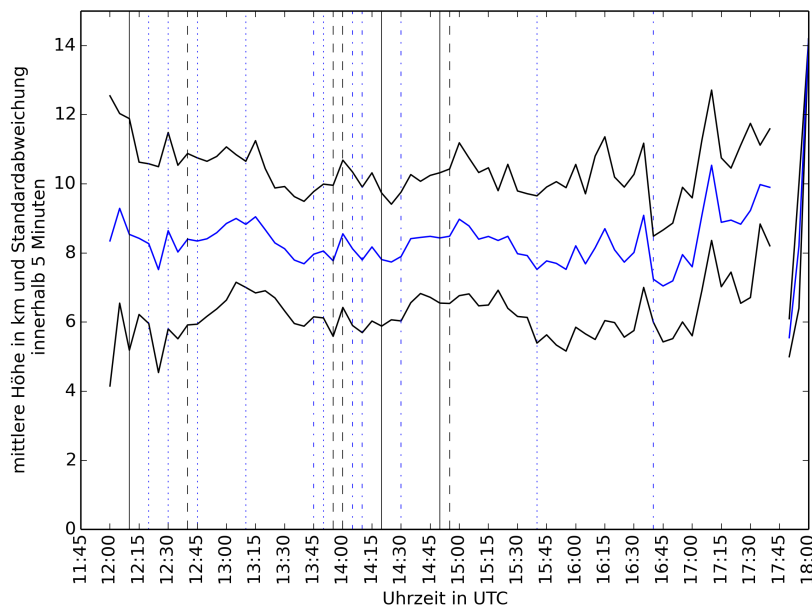


Abbildung 4.6: Fünfminütige mittlere Höhe der CC-Blitze (blaue Linie) und deren Standardabweichung (schwarze Linien) im zeitlichen Verlauf der Hagelzugbahn am 11.09.2011.

wird dieser Punkt nicht weiter betrachtet. Auch ein Zusammenhang der mittleren Höhe und deren Standardabweichung mit dem Zeitpunkt des Hagels erschließt sich nicht.

Das in fünfminütigen Zeitintervallen in Abbildung (4.7 b) dargestellte Verhältnis zwischen negativen und positiven CG-Blitzen zeigt nahezu durchgehend mehr negative als positive CG-Entladungen. Zum Zeitpunkt der Hagelmeldungen der Klasse drei und vier ändert sich das Verhältnis stets dahingehend, dass entweder ein sekundäres Maximum vorliegt oder dass es im Anschluss mehr negative CG-Blitze gibt. Eine Zunahme der positiven CG-Blitze findet in unregelmäßigen Zeitabständen vor diesen Hagelmeldungen statt, jedoch überwiegt stets die Anzahl negativer CG-Entladungen. Für die Klassen eins und zwei ergibt sich kein ersichtlicher Zusammenhang. Auffällig ist aber, dass gegen 16:00 UTC parallel zu einem lightning jump der Anzahl der CG-Blitze (4.5 a) auch im Anschluss die relative Anzahl der positiven CG-Blitze zunimmt, wodurch die Analysen Hohl (2001) und Liu et al. (2009) bestätigt werden würden, falls es zu diesem Zeitpunkt zu Hagel kam, der nicht gemeldet wurde. Es muss jedoch beachtet werden, dass sich Hohl (2001) und Liu et al. (2009) auf die absolute Anzahl der CG-Blitze und nicht auf ein Verhältnis beziehen. Ein Vergleich wird dennoch als sinnvoll erachtet.

Auch das Verhältnis der negativen CC-Blitze ändert sich zu diesem Zeitpunkt in ähnlicher Weise, wenngleich die Änderungen hier viel ausgeprägter sind. Ansonsten zeigt Abbildung 4.7 (a) einen ständigen Wechsel der Anzahl negativer und positiver CC-Blitze,

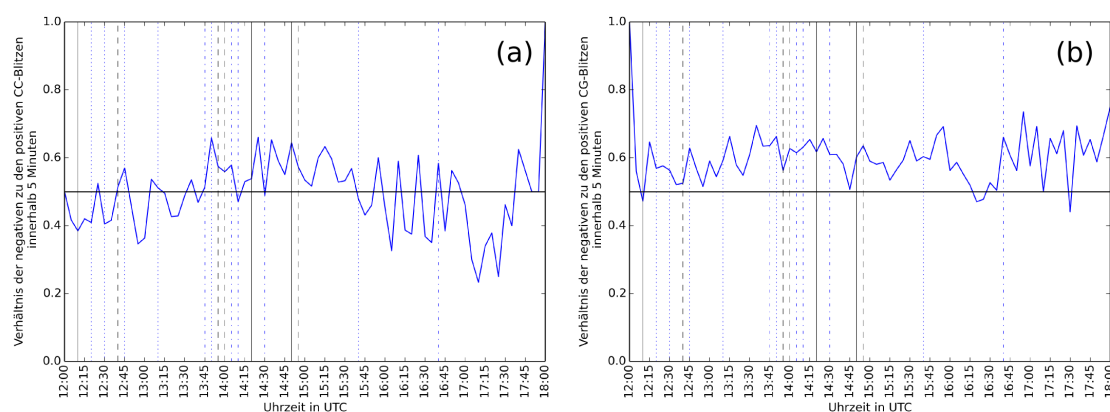


Abbildung 4.7: Fünfminütiges Verhältnis zwischen negativen und positiven CC-Blitzen (a) und CG-Blitzen (b) im zeitlichen Verlauf der Zugbahn am 11.09.2011. Die schwarze waagrechte Linie kennzeichnet ein ausgeglichenes Verhältnis. Darüber treten mehr negative Blitze auf.

wobei es zu Beginn mehr positive CC-Entladungen gibt, während zwischen 13:45 und 15:40 UTC eher die negativen CC-Blitze dominieren. Im Zeitintervall zwischen 15:40 und 16:55 UTC wechselt die Polarität ständig, doch die Anzahl an CC-Blitzen ist in diesem Zeitraum auch gering, wodurch ein größerer Einfluss auf das Verhältnis besteht. Ein Zusammenhang zwischen dem Verhältnis und Hagelniederschlägen kann nicht abgeleitet werden.

4.2 Hagelzugbahn am 27.07.2013

4.2.1 Wetterlage

Der 27.07.2013 war deutschlandweit ein sehr heißer Hochsommertag. Verbreitet wurden Höchstwerte über 30 °C gemessen. Im Süden lagen die Höchsttemperaturen auch an vielen Stationen über 35 °C. Vom Nordatlantik bis zu den Kanarischen Inseln erstreckte sich ein nahezu stationärer Langwellentrog, in den mehrere flache Tiefdruckgebiete eingelagert waren. Das Hochdruckgebiet Zlatka lag über dem Mittelmeerraum (Abb. 4.8). Durch die Konstellation der Druckgebilde wurde feuchtwarme Mittelmeerluft nach Deutschland transportiert. Bereits in der Nacht vom 26.07.2013 auf den 27.07.2013 entwickelte sich über Südwestfrankreich vorderseitig eines Kurzwellentrog ein MCS, das sich begünstigt durch großräumige Hebung und die kräftige Advektion feuchtwarmer Luftmassen zu einem MCC entwickelte. Dieser MCC zog bis zum Vormittag in Richtung Nordwestdeutschland, wo er sich langsam abschwächte. An seinem Südrand entwickelte sich am

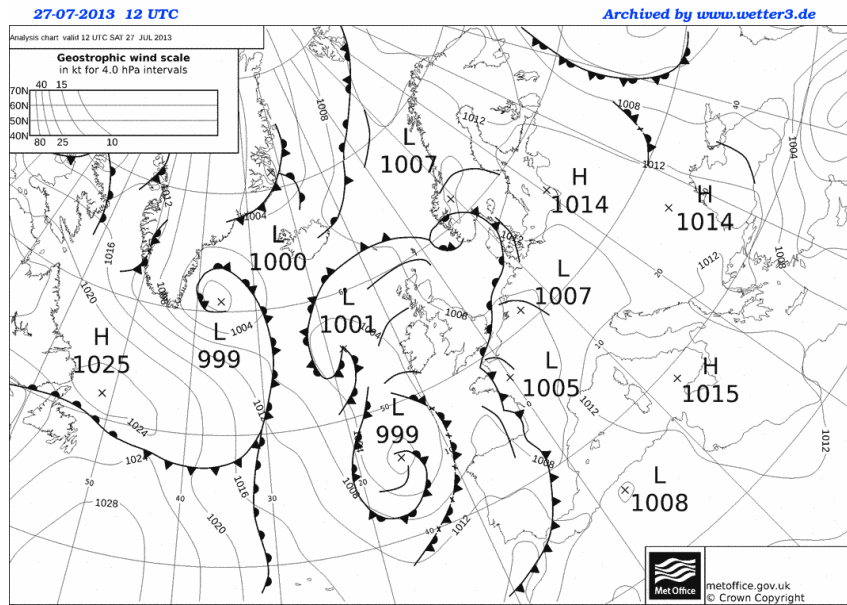


Abbildung 4.8: Bodenwetterkarte mit Isobaren und Fronten über Europa am 27.07.2013 um 12:00 UTC. ⁷

frühen Nachmittag über dem Münsterland eine langlebige Superzelle, da ein Kurzwellentrog in der Höhe starke vertikale Windrichtungs- und Geschwindigkeitsscherung sowie energiereiche Luftmassen in der Umgebung beste Voraussetzungen dafür lieferten. In Abbildung 4.9 zeigen sich die hohen CAPE-Werte sowie ein ausgeprägter Gradient über der nördlichen Mitte Deutschlands. Es werden Werte bis zu 1400 J kg^{-1} erreicht, was laut Kapitel 2.1.4 heftige Gewitter begünstigt. Die Superzelle, aus der laut ESWD-Meldungen im Bereich von Alt-Wolfsburg Hagelkörner bis zu einer Größe von 8 cm fielen, verlagerte sich über den Teutoburger Wald, den Großraum Hannover, die Lüneburger Heide bis in die Prignitz, wo sie sich erheblich abschwächte.

4.2.2 Auswertung der Blitzdaten

Insgesamt 51065 Blitze wurden innerhalb, der in Abbildung (Abb. 4.10) gezeigten Hagelzugbahn, gemessen. Die Verteilung war mit 26089 CC-Blitze und 24976 CG-Blitze nahezu ausgeglichen. Das Verhältnis von 60:40 zwischen positiven und negativen Entladungen war hingegen deutlich ausgeprägter. Das heißt, die negativen Entladungen (30854) überwiegen. Dies war auch bei den negativen CC- (15560) und negativen CG-Blitzen (15294) der Fall. Hier lag die Anzahl deutlich höher, als die der 10529 positiven CC-beziehungsweise 9682 CG-Blitzen.

⁷www.wetter3.de

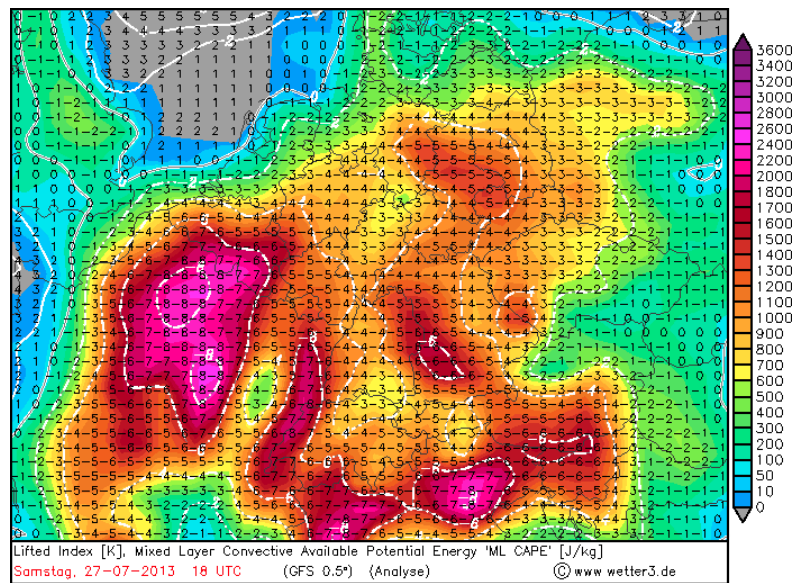


Abbildung 4.9: CAPE und Lifted Index über Mitteleuropa am 27.07.2013 um 18:00 UTC.⁸

Bereits in der ersten halben Stunde ist ein sehr starker Anstieg der Blitzhäufigkeit um fast 900 Blitze erkennbar (Abb. 4.11), was auf eine explosive und sehr dynamische Zellentwicklung schließen lässt. Die erste Hagelbeobachtung gibt es um 12:20 UTC, also bereits 35 Minuten nach der ersten Blitzregistrierung. In den fünf Minuten vor der Hagelbeobachtung nimmt die Blitzrate um fast 300 Blitze pro 5 Minuten ab. Dennoch kann auch dieser Hagelmeldung ein lightning jump zugeordnet werden. Da der Hagelzeitpunkt in festen fünfminütigen Zeitintervallen analysiert wird, kann der tatsächliche Hagelzeitpunkt um 5 Minuten vom Zeitpunkt der Hagelbeobachtung abweichen. Sehr interessant ist der folgende 40-minütige Zeitabschnitt zwischen 12:20 und 13:00 UTC, denn hier vollzieht sich ein sehr deutlicher Anstieg der Blitzhäufigkeit um 852 Blitze pro 5 Minuten. Dieser Anstieg ist verbunden mit zwei Hagelmeldungen mit Korngrößen bis zu 6 cm. Erklärbar wäre diese erneute Zunahme und der große Hagel damit, dass in der Superzelle in diesem Zeitraum ein starker Aufwind herrschte, der die Hagelproduktion begünstigte (Theorie dazu in Kapitel 2.3). Jurković et al. (2015) spricht in seiner Arbeit davon, dass die positive Blitzratenänderung ein Hinweis auf einen starken Aufwind und eine verstärkte Hagelbildung ist. Nach dem absoluten Höhepunkt der Blitzanzahl um 13:05 UTC erfolgt insgesamt eine Abnahme innerhalb der nächsten 55 Minuten, wendgleich zwischendurch immer wieder kurze kleine Anstiege zu verzeichnen sind. Hierbei könnte jeweils eine kurzzeitige Verstärkung des Aufwindes wirken. Dies steht auch größtenteils im Einklang damit, dass nach wie vor Hagel bis 4 cm, anfangs auch bis 6 cm

⁸www.wetter3.de

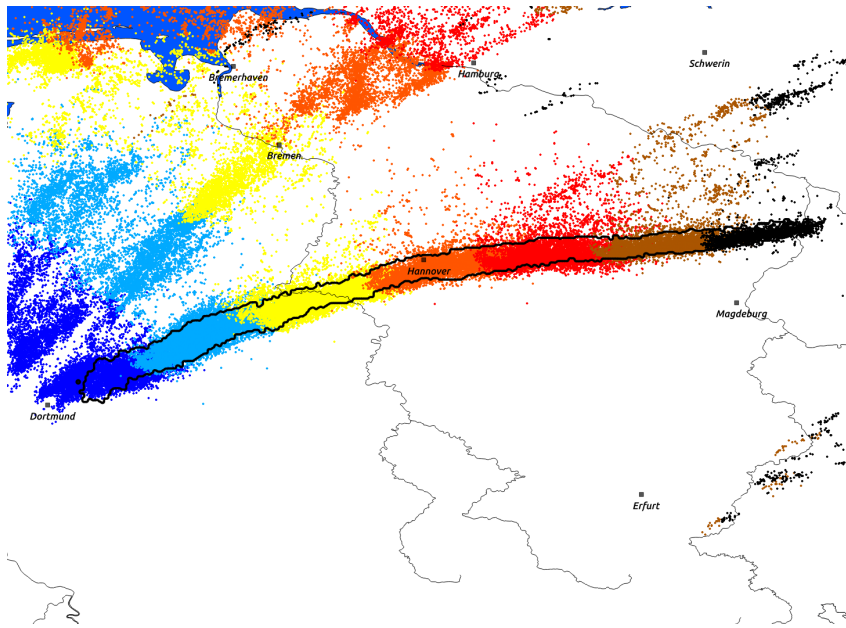


Abbildung 4.10: Alle Blitze im zeitlichen Verlauf der Hagelzugbahn (schwarz) am 27.07.2013. Dunkelblau sind Blitze zwischen 11:30 und 12:29 UTC, hellblau sind Blitze zwischen 12:30 und 13:29 UTC, gelb sind Blitze zwischen 13:30 und 14:29 UTC, orange sind Blitze zwischen 14:30 und 15:29 UTC, rot sind Blitze zwischen 15:30 und 16:29 UTC, braun sind Blitze zwischen 16:30 und 17:29 UTC und schwarz sind Blitze zwischen 17:30 und 18:30 UTC.

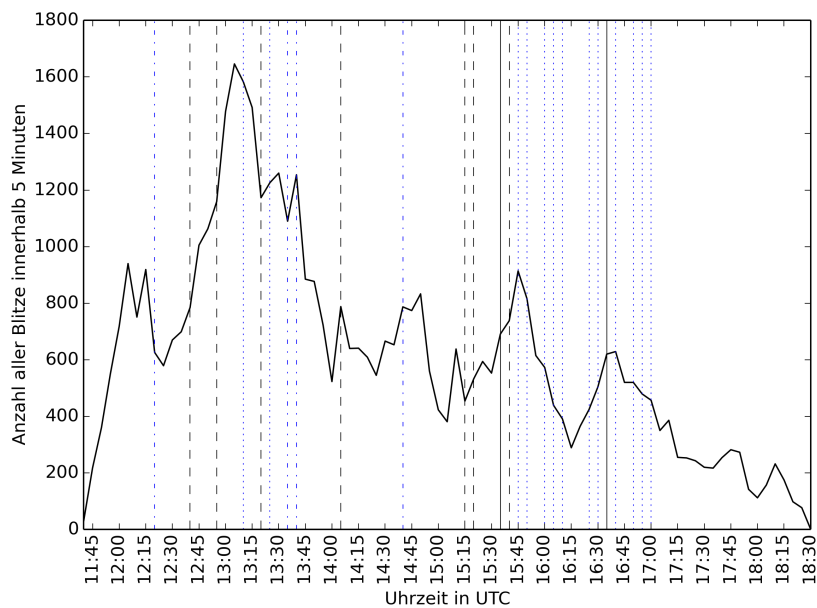


Abbildung 4.11: Fünfminütige Anzahl aller Blitze im zeitlichen Verlauf der Hagelzugbahn am 27.07.2013.

Größe beobachtet wird. Im Zeitraum der stärksten und kontinuierlichen Abnahme wurde kein weiterer Hagel gemeldet. Zwischen 14:00 und 16:40 UTC ist ein oszillierender Verlauf der Blitzrate gegeben. Danach sinkt sie, abgesehen von kleinen Ausreißern ab. Immer wieder liegen Hagelbeobachtungen mit verschiedenen Korngrößen vor, wobei zwischen 15:15 UTC und 15:40 UTC mehrmals großer Hagel mit Hagelkorndurchmessern von mehr als 4 cm beobachtet wird. Mit Ausnahme der Hagelmeldung um 15:15 UTC steigt auch jeweils die Blitzhäufigkeit an. Im Zeitraum von 15:40 bis 17:00 UTC ist kein Zusammenhang zwischen Blitzrate und Hagelzeitpunkt erkennbar. Mit einer Ausnahme um 16:35 UTC wird auch nur kleinkörniger Hagel (bis 2 cm) beobachtet. Dass es um 16:35 UTC kurz vor einem sekundären Hochpunkt der Blitzanzahl Großhagel (> 6 cm) gibt, scheint Zufall zu sein. Solche Strukturen konnten nämlich zuvor nicht gefunden werden. Allerdings kann dem sekundären Hochpunkt ein lightning jump zugeordnet werden.

Ein Vergleich der Verteilung der Anzahl der CG-Blitze in Abbildung 4.12 (b) mit der Verteilung der Anzahl aller Blitze liefert ein recht ähnliches Ergebnis. Auffällig ist jedoch, dass im Zeitraum der größten Hagelbeobachtungen zwischen 15:15 und 15:40 UTC die Anzahl der CG-Entladungen relativ gering ist. Dennoch ist ein Anstieg der Blitzrate zu verzeichnen, der bis 15:50 UTC anhält. Im Anschluss nimmt die CG-Blitzanzahl wieder ab und im weiteren Verlauf treten nur noch geringfügige Änderungen der Blitzintensität auf.

Bis um 14:15 UTC ähnelt sich der zeitliche Verlauf der Blitzintensität von CG- und CC-Blitzen sehr (Abb. 4.12). Nach 14:15 und bis 15:45 UTC nehmen die CC-Blitze fast ständig deutlich zu. Sie erreichen ihre größte Anzahl innerhalb von 5 Minuten um 15:45 UTC mit circa 700 Blitzentladungen. Anschließend folgt ebenfalls eine starke Abnahme. Allerdings kommt es ab 16:15 UTC nochmals zu einem Anstieg, bevor die Anzahl der CC-Blitze endgültig abnimmt. Eine Ausnahme bildet der kurze Anstieg kurz nach 18:00 UTC (Abb. 4.12). Da um diese Zeit auch die Anzahl der CC-Blitze nochmals zunimmt, wäre zu vermuten, dass hier erneut Hagel fiel, der nicht detektiert wurde. Denkbar ist, dass die Hagelbeobachtung knapp außerhalb am südöstlichen Rand der Hagelzugbahn (Abb. 3.1) dem Blitzverhalten zugeordnet werden kann.

Die mittlere Höhe der CC-Blitzentladungen lag bei 9,68 km bei einer Standardabweichung von 2,08 km. Bereits zu Beginn der Analyse liegt sie auf einem hohen Niveau und ändert sich bis 15:00 UTC nur geringfügig (Abb. 4.13). Zwischen 15:00 und 15:10 UTC befand sich die Zelle über dem Großraum Hannover und es erfolgt ein sehr starker Anstieg der mittleren Blitzhöhe um etwa 2,5 km. Dieser Anstieg könnte in Verbindung mit einem sehr ausgeprägten Aufwind stehen. Eine mögliche Erklärung wäre, dass sich durch die in der Stadt starke bodennahe Überhitzung ein zusätzlicher Auftrieb ergab, der für den

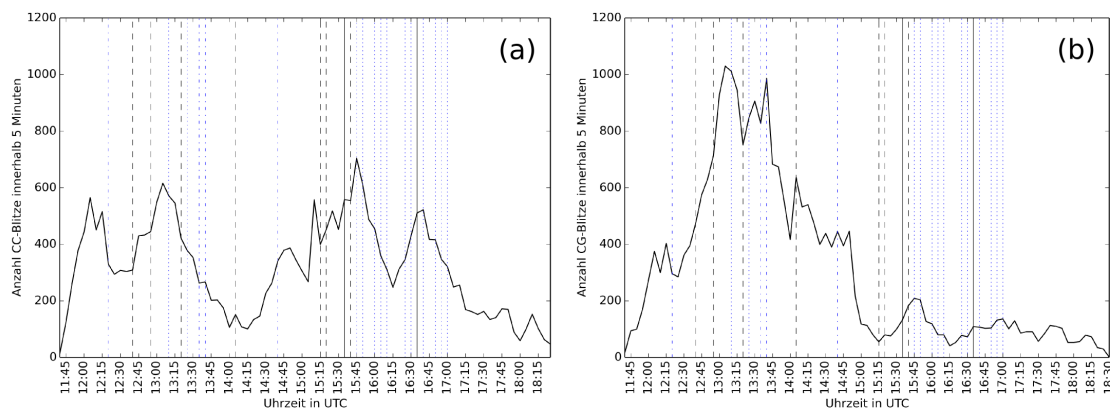


Abbildung 4.12: Fünfminütige Anzahl der CC-Blitze (a) und CG-Blitze (b) im zeitlichen Verlauf der Hagelzugbahn am 27.07.2013.

starken Aufwind und den Anstieg der mittleren Blitzhöhe und der Blitzintensität verantwortlich war. Kurz vor der Meldung einer Korngröße bis zu 6 cm, kommt es zu einer Abnahme der mittleren Blitzhöhe, die sich bis 15:45 UTC fortsetzt. Da wiederholt Großhagel beobachtet wird, ist davon auszugehen, dass die Zelle zu diesem Zeitpunkt sehr stark war, was sich auch in den Radardaten widerspiegelt. Nach einem absoluten Minimum um 15:45 UTC steigt die mittlere Blitzhöhe sukzessive wieder an beziehungsweise ändert sich zeitweise kaum. Erst ab 17:10 UTC erfolgt nach einem sekundären Maximum in 10,2 km Höhe ein leichtes Absinken des Höhenniveaus. Bemerkenswert ist dabei, dass dies nur zehn Minuten nach der letzten Hagelbeobachtung eintritt, was möglicherweise ein Indiz dafür ist, dass sich die Zelle abschwächte.

Die negativen CG-Blitze überwiegen fast durchgehend in der zeitlichen Entwicklung der Zugbahn, wie in Abbildung 4.14 (b) zu erkennen ist. Nur zu drei Zeitpunkten (15:25, 16:20 und 17:55 UTC) überwiegt die Anzahl positiver CG-Blitze. Besonders der erste Zeitpunkt ist interessant, denn kurz vor und kurz nach dem Minimum wird großer Hagel gemeldet. Außerdem nimmt hier, wie zuvor bereits beschrieben die CC-Blitzanzahl zu und auch die mittlere Höhe steigt an. Die zwei Hagelmeldungen um 15:15 und 15:20 UTC unterscheiden sich von den restlichen Hagelbeobachtungen der Klasse drei und vier dahingehend, dass zuvor die Anzahl an positiven CG-Blitzen zunahm, während sie bei allen anderen Hagelmeldungen dieser Klassen zuvor abnahm. Mehrmals kommt es jedoch in den 5 Minuten nach den Hagelmeldungen zu der in Hohl (2001) und Liu et al. (2009) beschriebenen Zunahme von positiven CG-Entladungen. Für die Hagelklassen eins und zwei sind keine signifikanten Strukturen auszumachen.

Das Verhältnis der negativen zu den positiven CC-Blitze in Abbildung 4.14 (a) ist mit einer großen Ausnahme durch negative CC-Entladungen geprägt. Eine deutliche Abwei-

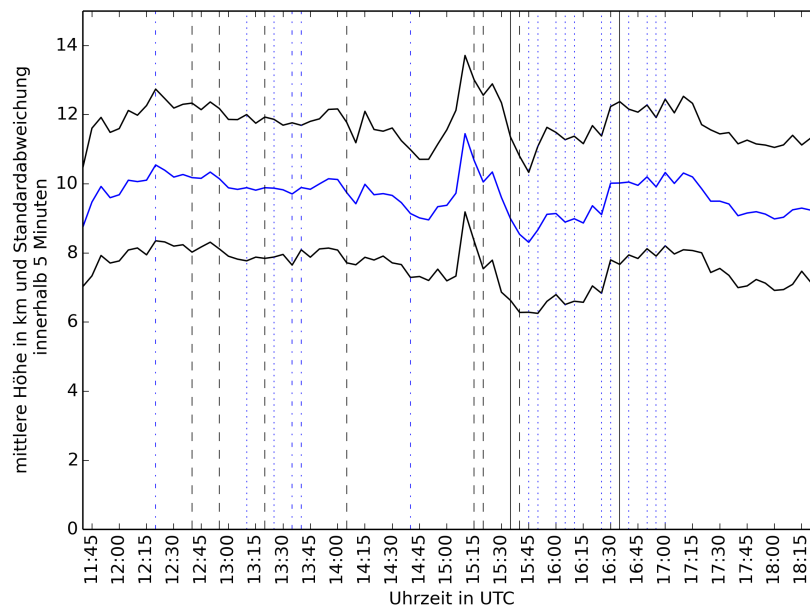


Abbildung 4.13: Fünfminütige mittlere Höhe als blaue Linie und deren Standardabweichung als schwarze Linien im zeitlichen Verlauf der Hagelzugbahn am 27.07.2013.

chung zeigt sich zwischen 14:50 und 15:40 UTC, denn in diesem Zeitintervall findet vorübergehend ein deutlicher Wechsel der Blitzpolarität statt. Die maximale Änderung von einem Verhältnis von 0,7 auf 0,24 ereignet sich zwischen 14:50 und 15:10 UTC. Es wurde in diesem Zeitabschnitt kein Hagel gemeldet. Um 15:15 UTC wurde allerdings bereits der nächste Hagel mit Hagelkorngrößen bis 6 cm beobachtet. Dabei kam es zu einer Zunahme der negativen CC-Blitze. Einer erneuten kurzzeitigen Abnahme der negativen CC-Blitze folgt ab 15:20 und bis 15:40 UTC eine deutliche Zunahme der Blitzintensität der CC-Blitze, wobei in diesem Zeitraum zweimal Großhagel gemeldet wird. Ähnlich dem Verhalten der negativen und positiven CG-Blitzen zum Zeitpunkt des Hagels der Klasse drei und vier nehmen auch die negativen CC-Blitze zuvor zu. Davon weicht nur das Verhältnis um 12:40 UTC ab, da hier zuvor eine Abnahme der CC-Entladungen zu verzeichnen ist.

4.3 Hagelzugbahn am 28.07.2013

4.3.1 Wetterlage

Am 28.07.2013 überquerte ein Hagelunwetter unter anderem die Städte Tübingen und Reutlingen. Die Wetterlage hatte sich gegenüber dem 27.07.2013 nur etwas verändert.

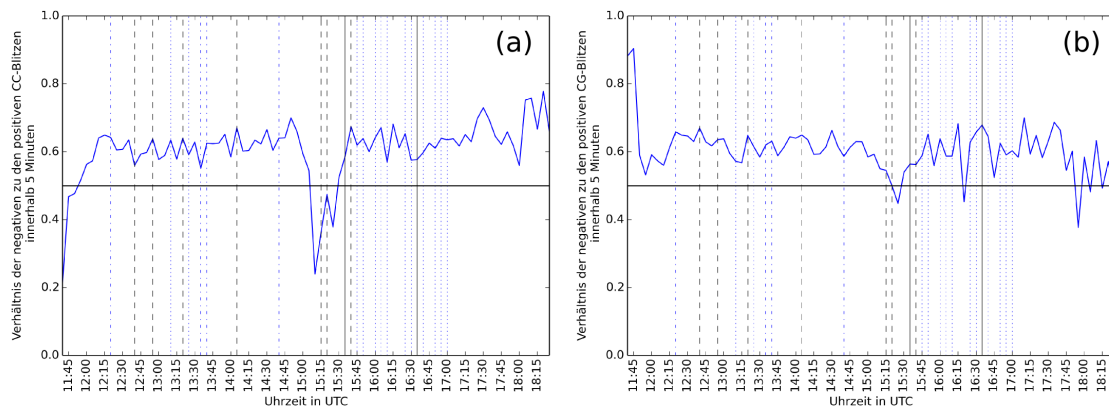


Abbildung 4.14: Fünfminütiges Verhältnis zwischen negativen und positiven CC-Blitzen (a) und CG-Blitzen (b) im zeitlichen Verlauf der Hagelzugbahn am 27.07.2013.

Nach wie vor befand sich ein Langwellentrog über Westeuropa und die Kaltfront des Tiefs Andreas lag am frühen Morgen über den Benelux - Ländern und Nordostfrankreich. Sie verlagerte sich im Tagesverlauf langsam nach Osten. Eine Konvergenzzone, die sich am frühen Nachmittag durch eine frontogenetische Querzirkulation präfrontal der Kaltfront im Bereich des Oberrheingrabens entwickelte, verlagerte sich ebenfalls von West nach Ost. Da die Konvergenzzone sich in einem instabil geschichteten Warmluftbereich befand, entwickelten sich rasch einige Gewitter. Auch die sehr hohen Werte ($> 60^\circ\text{C}$) der äquivalentpotentiellen Temperatur weisen auf einen großen Energiegehalt in der Luft hin (Abb. 4.15). Besonders die hohe Windrichtungs- und Geschwindigkeitscherung in Süddeutschland begünstigte dabei die Entwicklung von Superzellen. Auch der starke Gradient der CAPE-Werte bot eine gute Grundlage für eine Superzellenentwicklung. Abbildung 4.16 zeigt die für 15:00 UTC prognostizierten Windvektoren sowie CAPE-Werte, die in Süddeutschland bis etwa 1000 J kg^{-1} erreichen sollten. Die unterschiedlich farbigen Windvektoren geben die Windrichtung und die Windgeschwindigkeit in der jeweils betrachteten Höhe an. Am frühen Nachmittag entwickelte sich im Jura eine Gewitterzelle, die sich im Bereich der Donauquelle deutlich intensivierte und zur Superzelle heranwuchs. Die Superzelle zog unter Verstärkung vom Ostrand des Schwarzwaldes ins Neckartal, weiter in Richtung Nordosten über die Ostalb und das nördliche Altmühltal, sowie über den Raum Weiden in der Oberpfalz bis zur tschechischen Grenze, wo sie deutlich an Kraft verlor. Auf ihrem circa 500 km langen Weg fielen laut mehrerer Tageszeitungen, ESWD-Meldungen und Einträgen in Internetforen Hagelkörner bis zu 10 cm Größe. Eine weitere Superzelle bildete sich weiter nördlich im Raum Freudenstadt und zog über das südliche Kraichgau und den Schwäbischen Wald zur Fränkischen Alb, wo sie sich nahezu auflöste. Auch im Bereich dieser Superzelle wurden Hagelkörner beob-

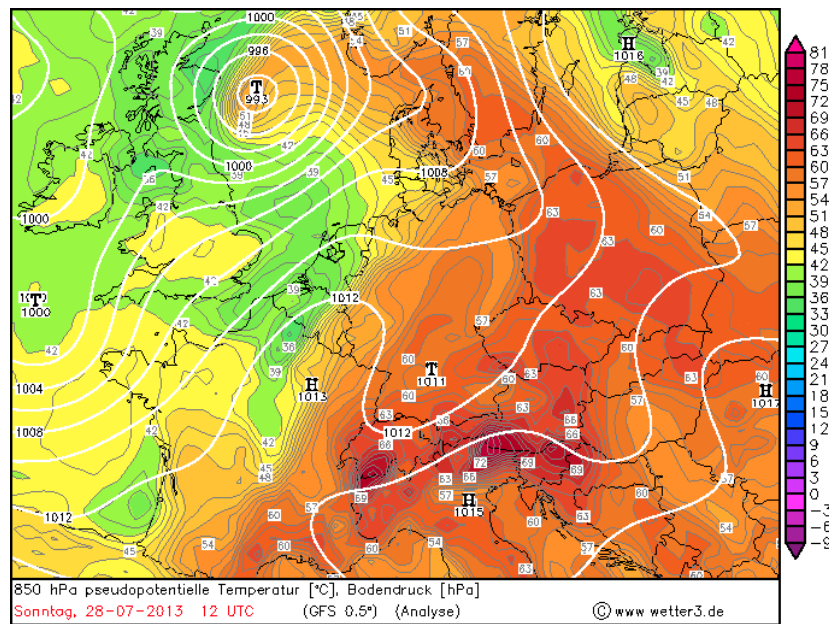


Abbildung 4.15: Äquivalentpotentielle Temperatur nach dem GFS-Modell über Mitteleuropa am 28.07.2013 um 12:00 UTC.⁹

achtet, die zum Beispiel in Großbottwar 5 cm groß waren.

4.3.2 Auswertung der Blitzdaten

Die gesamte registrierte Blitzanzahl innerhalb der in Abbildung 4.17 gezeigten Hagelzugbahn lag bei 21485 Entladungen. Es wurden 11694 CG-Blitze und 9791 CC-Blitze gemessen. Die Aufspaltung in positive und negative Blitze zeigt auch hier, dass es etwa ein Fünftel mehr negative (13035) als positive Entladungen (8450) gab. Im Bezug auf die CC-Blitze kommt dieser Unterschied noch deutlicher zum Tragen, denn die Anzahl der negativen CC-Blitze war um circa ein Drittel höher als die Anzahl der positiven Blitze (3174). Nicht so groß ist die Abweichung ($\sim 10\%$) bei 6418 negativen und 5276 positiven CG-Entladungen.

Ein relativ gleichmäßiger Anstieg mit nur kleinen negativen Abweichungen der Blitzhäufigkeit erfolgt von 13:40 bis 15:25 UTC (Abb. 4.18). Mehrmals treten in diesem Zeitraum Hagelmeldungen mit Hagelkörnern bis 6 cm Größe auf. Ein vorübergehendes Blitzmaximum wird mit 627 Blitzen um 15:25 UTC erreicht. Zu diesem Zeitpunkt gib es auch Hagelbeobachtungen mit Korngrößen über 6 cm. Im Anschluss wurde die nächsten 15 Minuten mehrmals Hagel gemeldet, der teilweise größer als 6 cm war. Der Zeitraum zwi-

⁹www.wetter3.de

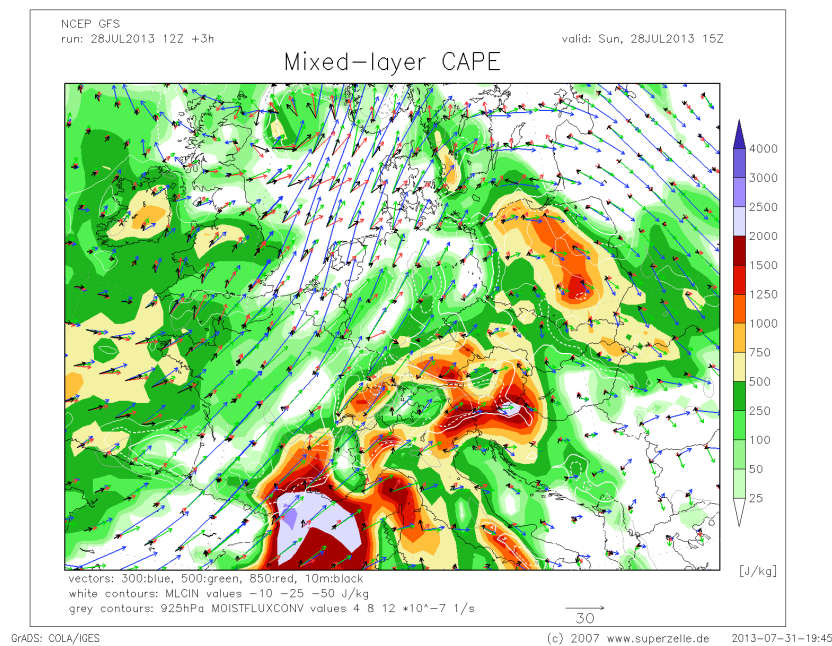


Abbildung 4.16: CAPE und Windscherung nach dem GFS-Modell über Mitteleuropa am 28.07.2013 um 15:00 UTC.¹⁰

schon 15:25 und 15:40 UTC entspricht genau dem Zeitraum, in dem die Superzelle über den Raum Tübingen und Reutlingen zog. Die Blitzrate oszilliert in diesem Zeitraum etwas. Erst ab 15:45 und bis 16:00 UTC steigt die Blitzanzahl wiederum signifikant an. Eine zusätzliche Intensivierung der Zelle am Alaufstieg könnte ein Indiz dafür sein. Zwischen 16:00 und 16:35 UTC oszilliert die Blitzhäufigkeit abermals. Um 16:10 UTC wurde nochmals Hagel mit einem Durchmesser von 6 cm beobachtet.

Die Bitzrate der CC-Entladungen (siehe Abb. 4.19 a) deckt sich relativ betrachtet größtenteils mit der Blitzrate aller Blitze. Auch schwächere Zu- und Abnahmen ähneln einander sehr. Das absolute Blitzmaxima des Häufigkeitsverteilung ist um 15 Minuten zeitlich verschoben, da es bei der CC-Entladungszahl erst um 16:50 UTC eintritt. Zum Ende hin etwas anders zeigt sich der Verlauf der CG-Blitze (Abb. 4.19 b). Hier erfolgt nach dem Maximum der Entladungen um 16:35 UTC ein sehr starker Abfall um nahezu 500 Blitze pro fünf Minuten innerhalb der nächsten 45 Minuten. Da auch keine Hagelmeldungen mehr in diesem Zeitraum vorliegen, wäre es möglich, dass die Zelle sich in diesem Zeitraum bereits abschwächte. Verbunden damit nimmt die Ladungstrennung zwischen Wolke und Erdboden ab, was sich in der verringerten Anzahl von CG-Blitzen bemerkbar macht. Es muss jedoch betont werden, dass trotz fehlender Hagelmeldungen, Hagel nicht ausgeschlossen werden kann.

¹⁰www.superzelle.de

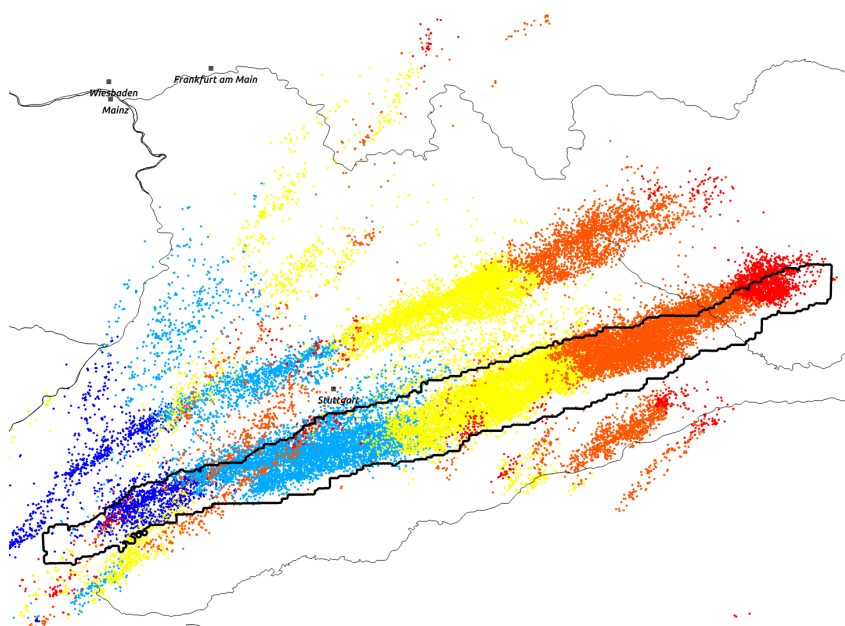


Abbildung 4.17: Alle Blitze im zeitlichen Verlauf der Hagelzugbahn (schwarz) am 28.07.2013. Dunkelblau sind Blitze zwischen 13:30 und 14:29 UTC, hellblau sind Blitze zwischen 14:30 und 15:29 UTC, gelb sind Blitze zwischen 15:30 und 16:29 UTC, orange sind Blitze zwischen 16:30 und 17:29 UTC und rot sind Blitze zwischen 17:30 und 17:45 UTC.

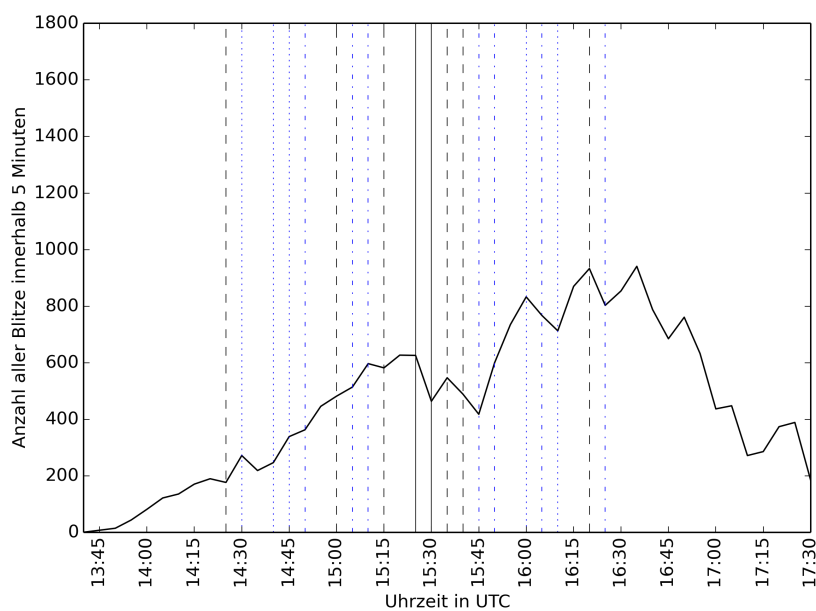


Abbildung 4.18: Fünfminütige Anzahl aller Blitze im zeitlichen Verlauf der Hagelzugbahn am 28.07.2013.

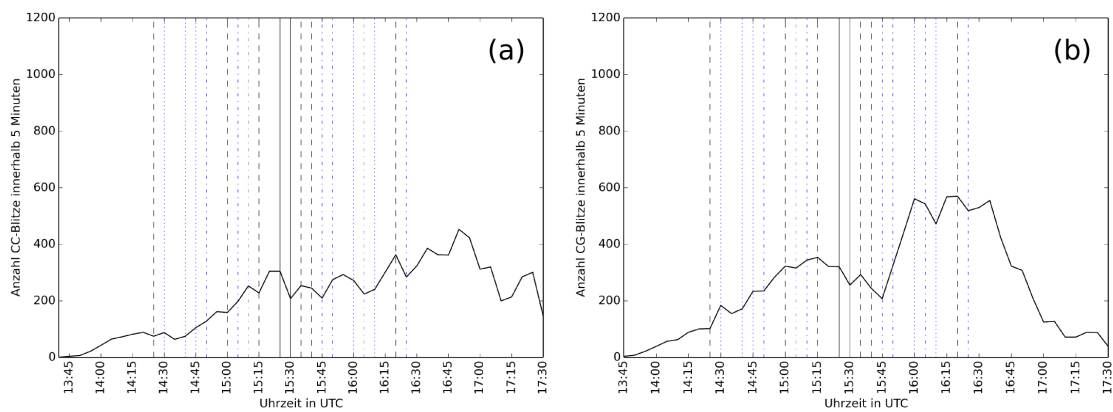


Abbildung 4.19: Fünfminütige Anzahl der CC-Blitze (a) und CG-Blitze (b) im zeitlichen Verlauf der Hagelzugbahn am 28.07.2013.

Eine mittlere CC-Blitzhöhe von 9,67 km bei einer Standardabweichung von 1,91 km ergibt sich für die betrachtete Superzelle. Zu Beginn der Hagelzugbahn steigt die mittlere Entladungshöhe mit nur kleinen Abweichungen kontinuierlich an und erreicht um 14:20 UTC mit 11,1 km ihr absolutes Maximum (Abb. 4.20). Der leicht oszillierende Verlauf zu Beginn ist ebenfalls ein Hinweis auf unterschiedlich starke Aufwinde innerhalb der Zelle. Dabei ist jedoch anzumerken, dass der insgesamt starke Anstieg der Blitzrate in Verbindung mit einer kräftigen Zellentwicklung steht. Die erste Hagelmeldung tritt 5 Minuten nach dem Maximum auf, wobei die mittlere Blitzhöhe in den folgenden 15 Minuten erneut leicht ansteigt. In der Folge sinkt sie bis 16:00 UTC auf etwa 9,1 km leicht ab, verweilt aber insgesamt auf einem hohen Niveau. Zwischen 16:00 und 16:30 UTC nimmt die mittlere CC-Blitzhöhe wiederum geringfügig zu, bevor sie 5 Minuten nach der letzten Hagelmeldung bis 17:20 UTC stetig abnimmt. Zum Ende hin gibt es, eventuell verbunden mit einem neuerlichen ausgeprägteren Aufwind, einen weiteren Anstieg der mittleren Blitzhöhe um 0,6 km.

Das Verhältnis von positiven zu negativen CG-Blitzen ergibt zum Zeitpunkt der Hagelniederschläge kein einheitliches Bild. Es kommt sowohl vor als auch nach den Hagelmeldungen zu kurzzeitigen Änderungen des Verhältnisses (Abb. 4.21 b). Einzig ein gleichbleibendes Verhältnis ist so gut wie nie auszumachen. Unter Vernachlässigung der ersten 10 Minuten aufgrund der geringen Blitzanzahl findet bis 14:40 UTC ein ständiges Schwanken um den Mittelwert statt. Erst danach überwiegen bis 16:30 UTC die negativen CG-Blitze. In diesem Zeitintervall gibt es einige Hagelmeldungen. Erst nach der letzten Hagelbeobachtung um 16:35 UTC liegt der Anteil positiver CG-Blitze über 50%.

Durchgängig mehr negative CC-Blitze entladen sich innerhalb der gesamten Hagelzugbahn (Abb. 4.21 a). Vor der ersten Hagelbeobachtung nimmt die Anzahl positiver CC-

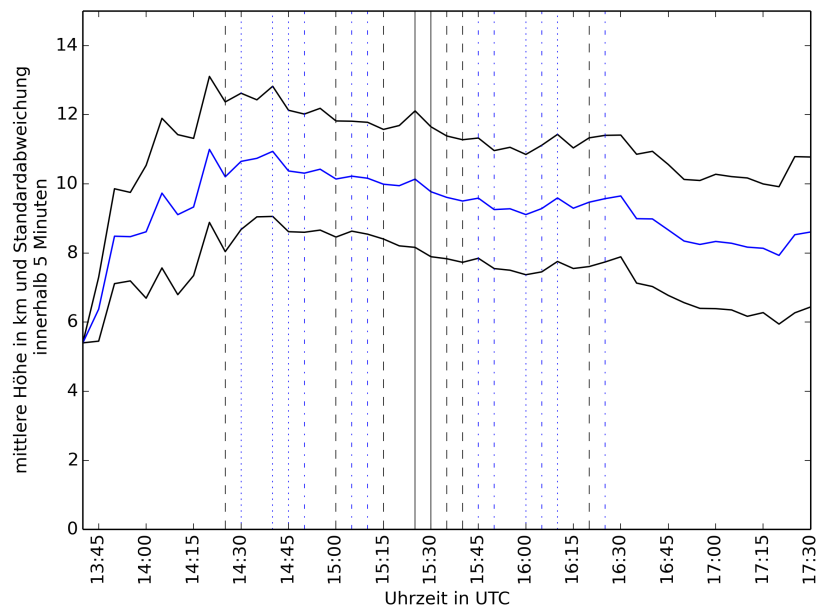


Abbildung 4.20: Fünfminütige mittlere Höhe als blaue Linie und deren Standardabweichung als schwarze Linien im zeitlichen Verlauf der Hagelzugbahn am 28.07.2013.

Entladungen zu, im weiteren Verlauf allerdings werden immer mehr negative CC-Blitze analysiert. Ein Zusammenhang zwischen den Hagelmeldungen und der CC-Blitzcharakteristik zu diesen Zeitpunkten kann nicht festgestellt werden. Selbst eine Betrachtung der unterschiedlichen Hagelklassen liefert kein eindeutiges Ergebnis.

4.4 Vergleich der drei Fallbeispiele

Nach einer ausführlichen Analyse der drei Fallbeispiele in den Unterkapiteln zuvor, werden sie hier miteinander verglichen. Es wird versucht, einige Gemeinsamkeiten herauszuarbeiten, die für die statistische Auswertung aller Hagelzugbahnen verwendet werden können. Die Zugbahn am 11.09.2011 wird in den weiteren Betrachtungen als Zelle mit NSZ-Eigenschaften festgelegt, wenngleich sich eine Superzelle im Verlauf bildete. Allerdings ist der Großteil der Blitze dem MCS zuvor zuzuordnen. In den Hagelzugbahnen am 27.07 und 28.07.2013 kann jeweils eine Superzelle lokalisiert werden.

Die Anzahl der registrierten Blitze unterscheidet sich in allen drei Fallbeispielen teilweise deutlich. Dies ist darauf zurückzuführen, dass der betrachtete gesamte Zeitraum pro Zugbahn variiert. Dennoch deutet sich an, dass Superzellen in kürzerer Zeit mehr Blitze hervorbringen. In allen drei Analysen überwiegt die Anzahl negativer CC-Entladungen,

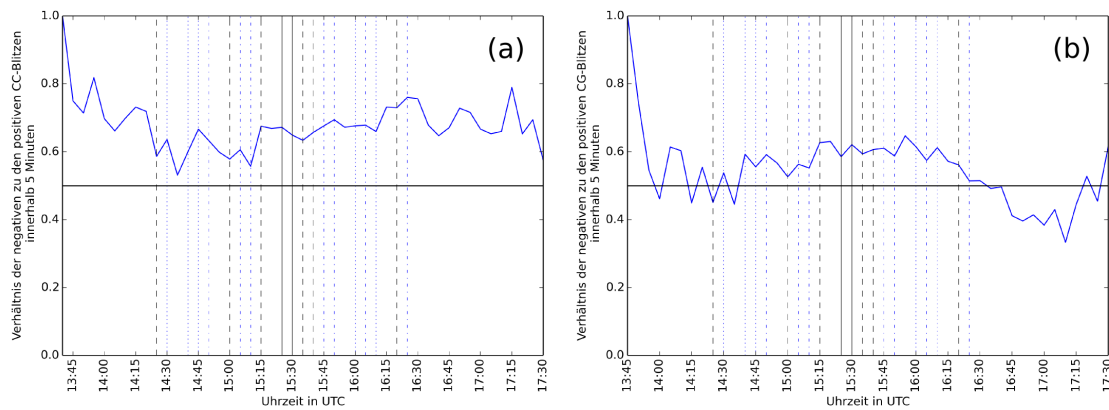


Abbildung 4.21: Fünfminütiges Verhältnis zwischen negativen und positiven CC-Blitzen (a) und CG-Blitzen (b) im zeitlichen Verlauf der Hagelzugbahn am 28.07.2013.

wobei vor allem innerhalb der Hagelzugbahn am 28.07.2013 deutlich mehr negative als positive CC-Blitze registriert wurden. Auch in der Superzelle am 27.07.2013 traten mehr negative CC-Blitze auf, während sich im MCS am 11.09.2011 nur etwas mehr negative als positive CC-Blitze entwickelten. Die Anzahl negativer CG-Entladungen überwiegt in allen drei Fällen ebenfalls. Dies stützt die Untersuchungen von Williams et al. (2005) und Macgorman und Burgess (1994), die feststellten, dass die Anzahl von negativen CG-Entladungen von größerem Umfang ist. Dahingegen kann die Aussage von Schmidt (2007), dass die Anzahl positiver CC-Blitze überwiegt, für die Fallbeispiele nicht bestätigt werden. Er erklärt dies damit, dass das negative Ladungsgebiet in der Mitte der Wolke viel stärker ausgeprägt ist als der positiv geladene untere Bereich der Wolke. Eventuell führt die Hagelbildung zu einer Verschiebung der Ladungszentren, wodurch mehr negative CC-Blitze entstehen. Vergleiche mit der Literatur sind allerdings mit Vorsicht zu genießen, da die Blitzmessungen sehr häufig mit anderen Blitzmesssystemen durchgeführt wurden.

Die mittlere CC-Blitzhöhe befand sich bei beiden Superzellen im gleichen Höhengniveau, während sie für das MCS 1,2 km tiefer lag. Dies könnte mit einer dynamischeren und kräftigeren Entwicklung erklärt werden, worauf auch die hohe Anzahl großer Hagelmeldungen hindeutet. Die Standardabweichung ist für alle drei Ereignisse mit etwa 2 km recht hoch, was auf eine große vertikale Streuung der CC-Blitzentladungen schließen lässt. In den zwei Superzellen stieg die mittlere Entladungshöhe vor dem ersten Hagel an, woraus man ableiten könnte, dass in Superzellen zu Beginn eine starke Dynamik herrscht. Beim analysierten MCS ist diese Eigenschaft nicht zu beobachten, jedoch entwickelt er sich auch nicht erst zum Startzeitpunkt der Analyse. In allen drei Fallbeispielen sinkt die mittlere Blitzhöhe nach oder unmittelbar vor der letzten Hagelbeobachtung ab.

Jedoch kommt es am 11.09.2011 später erneut zu einem Anstieg der mittleren Blitzhöhe. Eine einheitliche Blitzcharakteristik ergibt sich für alle drei Fälle nicht, denn es wird kein Zusammenhang zwischen der Änderung der CC-Entladungshöhe und dem Auftreten von Hagel erkannt.

Ein lightning jump vor dem Hagel, wie ihn Schultz et al. (2009), Emersic et al. (2011) und Jurković et al. (2015) in ihren Untersuchungen ermittelten, findet sich stets zu Beginn der Analysen vor der ersten Hagelmeldung, was eine Grundlage für weitere Untersuchungen bildet. Auch die Erkenntnis von Williams et al. (1999), einer Zunahme der CC-Blitze vor dem Hagel, kann zumindest für den ersten Hagels bestätigt werden. Die Anzahl der CC-Blitze ist aber am 11.09.2011 zu Beginn sehr gering. Im weiteren zeitlichen Verlauf der Zugbahn werden immer wieder lightning jumps analysiert. Allerdings kann diesen weder eine bestimmte Hagelklasse zugeordnet werden, noch ist jeweils Hagel in Verbindung mit ihnen gemeldet worden.

Die Auswertung der unterschiedlichen zuvor betrachteten und beschriebenen Verhältnisse ergibt ebenfalls keine klaren Charakteristiken des Blitzverhaltens während des Untersuchungszeitraumes. Es wurden auch noch weitere Verhältnisse im Rahmen der Arbeit untersucht, wie zum Beispiel das Verhältnis zwischen CC und CC-Blitzen. Gleichwohl führten auch diese Untersuchungen zu keinem einheitlichen Ergebnis für alle drei Fallbeispiele.

Abschließend betrachtet führten die Analysen der Fallbeispiele nur zu wenigen einheitlichen Blitzcharakteristika. Es ist jedoch mehrmals ein oszillierender zeitlicher Verlauf der untersuchten Parameter erkennbar, was mutmaßlich in Zusammenhang mit der Dynamik der Zellen steht. Allerdings konnten keine Schwellenwerte bestimmt werden, die auf weitere Untersuchungen angewendet werden könnten. Eine Unterteilung in verschiedene Hagelkorngrößenklassen führte ebenfalls nicht zu gleichen Ergebnissen. Aus diesem Grund wurde im folgenden Kapitel nicht mit Schwellenwerten und Hagelkorngrößen gearbeitet, sondern es erfolgte eine Analyse mehrerer SZ- und NSZ-Gewitterzellen. Die Analysen basierten größtenteils auf den angewendeten Methoden in diesem Kapitel, um eventuell durch eine höhere Stichprobenzahl ein gegenüber den Fallbeispielen eindeutigeres Bild zu erhalten.

5. Statistische Analysen der Blitzeigenschaften von Hagelzugbahnen

Nachdem die Fallbeispiele im vorherigen Kapitel umfangreich bezüglich ihrer Blitzcharakteristika untersucht wurden, folgt hier die Betrachtung der Blitzeigenschaften für eine größere Anzahl von Gewitterzellen. Aufgrund der Annahme, dass SZ-Systeme (32 Ereignisse) und NSZ-Systeme (16 Ereignisse) in ihrem Blitzverhalten differieren, wurde zwischen diesen beiden Zellformen bei der Analyse unterschieden. Die verwendeten Methoden entsprechen größtenteils denen der Fallbeispiele. Zunächst erfolgt eine Untersuchung der Blitzeigenschaften vor und nach den ersten Hagelmeldungen. Anschließend wird auf die Blitzcharakteristika zum Zeitpunkt der Hagelbeobachtungen eingegangen. Alle Auswertungen beziehen sich, soweit nicht anders angegeben, auf den Median der untersuchten Blitzeigenschaften.

5.1 Analyse der Blitzeigenschaften zu Beginn der Hagelmeldungen

Der Zeitraum der Analysen erstreckt sich von 45 vor bis 20 Minuten nach den ersten Hagelbeobachtungen je Hagelzugbahn. Die Hagelbeobachtungen beziehen sich sowohl auf ESWD-Daten als auch auf die von EWC gewonnenen Hagelraten. Dabei variiert, je nach Zeitpunkt, die Anzahl an Hagelmeldungen (Tabelle 5.1 und Tabelle 5.2). Die Datenauswertung erfolgt in fünfminütigen Zeitschritten. Eine Änderung der Blitzanzahl wird relativ betrachtet, da die Blitzhäufigkeit sich in den unterschiedlichen Gewitterzellen teilweise erheblich unterscheidet.

Bei Betrachtung der relativen Änderung der absoluten Blitzanzahl ist ein oszillierender Verlauf der Blitzhäufigkeit für beide Gewittersysteme (SZ und NSZ) bis 5 Minuten nach der Hagelbeobachtung erkennbar (Abb. 5.1 und Abb. 5.2). Der Zuwachs an Blitzentla-

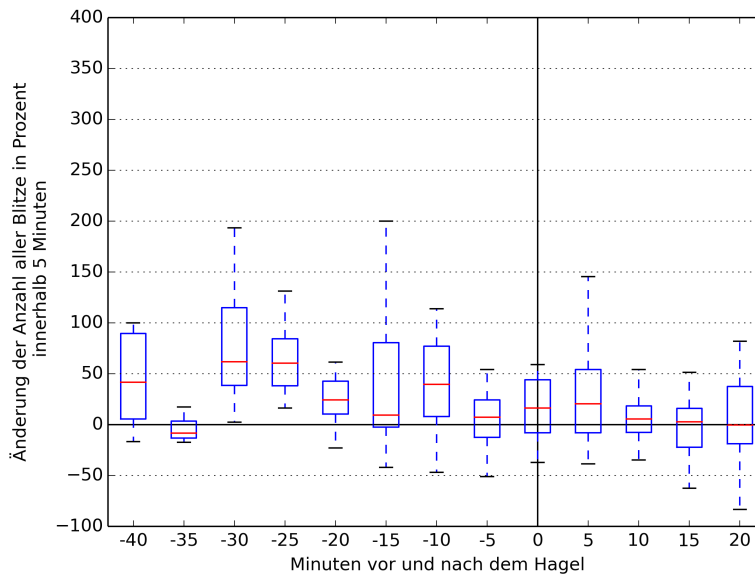


Abbildung 5.1: Boxplots der fünfminütigen prozentualen Änderung der Anzahl aller Blitze innerhalb der SZ-Gewittersysteme.

dungen ist bei SZ-Systemen deutlich stärker als bei NSZ-Gewittersystemen, wobei das Maximum von 62% 30 Minuten vor den Hagelbeobachtungen erreicht wird. Für NSZ-Systeme liegt es mit 56,3% 15 Minuten vor den Hagelbeobachtungen. Die unteren Quartile erreichen zu diesen Zeitpunkten ebenfalls jeweils ihren Höchstwert. Das bedeutet somit, dass auch in 75% der Fälle ein starker Zuwachs der Blitze zu den zuvor genannten Zeitpunkten erfolgt. Auffallend ist jeweils ein sekundäres Minimum vor dem Höchstwert der absoluten Blitzanzahl. Vermutlich sind wechselnde Auf- und Abwinde für dieses Blitzverhalten verantwortlich. Die Blitzcharakteristika nach den Hagelmeldungen weisen für beide Zellarten kleine Unterschiede auf. Bei SZ-Gewittersystemen erfolgt bis 15 Minuten nach den Hagelmeldungen weiterhin eine geringfügige Zunahme der Blitze, wohingegen bei NSZ-Gewittersystemen bereits 10 Minuten nach den Hagelbeobachtungen eine schwache Abnahme der Blitzhäufigkeit auftritt. Insgesamt wird jedoch die Theorie des lightning jumps vor einer Hagelbeobachtung, wie ihn bereits Schultz et al. (2009), Emersic et al. (2011) und Jurković et al. (2015) in ihren Untersuchungen feststellten, erfüllt. Die in den Tabellen 5.1 und 5.2 aufgelisteten Extrema sind für die positiven Werte deutlich ausgeprägter als für die negativen, woraus sich ableiten lässt, dass die Zellentwicklung deutlich rascher erfolgt als eine Abschwächung der Zelle.

Die Analyse der CG-Blitze vor den Hagelmeldungen ergibt ein sehr ähnliches Ergebnis wie die Analyse aller Blitze. Dies gilt sowohl für SZ-Systeme als auch für NSZ-Systeme. Bereits 5 Minuten nach den Hagelmeldungen nimmt die Anzahl der CG-Blitze

Tabelle 5.1: Statistische Größen der prozentualen Änderung der Anzahl aller Blitze in fünfminütigen Zeitschritten innerhalb der SZ-Gewittersysteme.

Zeitpunkt (min)	Anzahl	Mittel (%)	Median (%)	Max (%)	Min (%)	q75 (%)	q25 (%)
-40	5	44,0	41,7	100,0	-16,7	89,47	5,5
-35	5	-3,6	-8,3	17,4	-17,4	3,5	-13,3
-30	8	81,8	62,0	193,3	2,6	114,92	38,4
-25	11	70,5	60,5	166,0	16,3	84,5	38,0
-20	12	30,7	24,2	149,0	-22,8	42,6	10,3
-15	16	73,9	9,4	420,0	-42,1	80,5	-2,5
-10	19	45,2	39,7	214,3	-47,0	77,2	7,9
-5	20	20,2	7,3	181,0	-51,2	24,4	-12,5
0	25	43,5	16,2	248,7	-37,3	44,2	-7,9
5	25	31,9	20,4	155,6	-38,6	54,2	-7,8
10	27	27,8	5,6	300,0	-34,7	18,2	-7,5
15	27	-0,6	2,7	51,2	-62,5	16,0	-22,4
20	25	8,5	-0,3	136,8	-83,4	37,5	-18,8

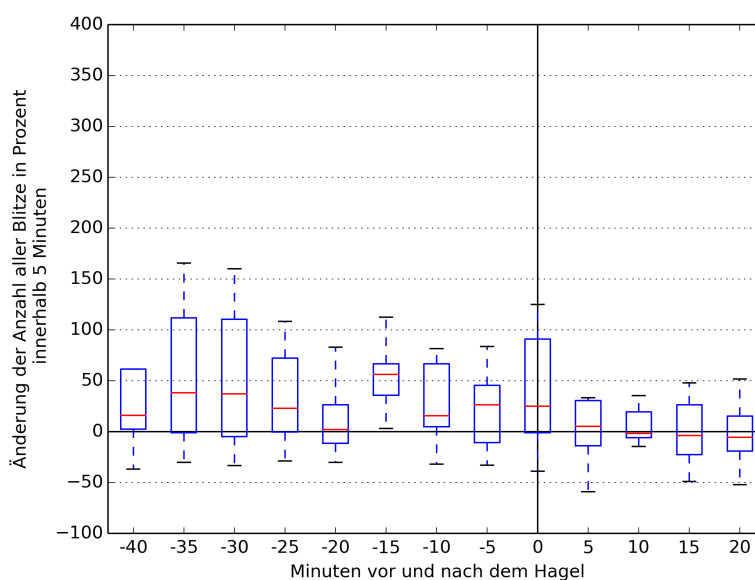


Abbildung 5.2: Boxplots der fünfminütigen prozentualen Änderung der Anzahl aller Blitze innerhalb der NSZ-Gewittersysteme.

Tabelle 5.2: Statistische Größen der prozentualen Änderung der Anzahl aller Blitze in fünfminütigen Zeitschritten innerhalb der NSZ-Gewittersysteme.

Zeitpunkt (min)	Anzahl	Mittel (%)	Median (%)	Max (%)	Min (%)	q75 (%)	q25 (%)
-40	5	54,2	16,0	227,8	-36,7	61,5	2,6
-35	7	104,1	38,1	500,0	-30,4	111,7	-1,1
-30	8	53,7	37,2	160,0	-33,3	110,3	-4,7
-25	7	35,1	22,9	108,2	-28,9	72,1	-0,3
-20	8	44,6	2,2	320,0	-30,2	26,5	-11,43
-15	10	54,9	56,3	112,6	3,2	66,7	35,8
-10	11	48,1	15,5	288,5	-31,9	66,7	4,8
-5	13	76,3	26,3	600,0	-33,0	45,6	-10,6
0	16	49,6	25,1	275,0	-39,0	91,0	-1,1
5	16	13,2	5,3	133,3	-59,1	30,6	-14,0
10	15	26,6	-1,6	300,0	-66,7	19,4	-6,0
15	14	-1,4	-3,7	47,9	-49,1	26,3	-22,5
20	13	-1,4	-5,5	51,9	-52,0	15,3	-19,3

bei den NSZ-Systemen ab, während sie für SZ-Systeme noch weiterhin zunimmt beziehungsweise sich ab 15 Minuten nach den Hagelbeobachtungen nicht mehr verändert. Das Maximum des Medians der prozentualen Änderung der CG-Blitze wird bei NSZ (SZ)-Gewittersystemen mit 82,7% (76,3%) 15 Minuten (30 Minuten) vor den Hagelbeobachtungen erreicht. Auch das untere Quartil erreicht zu den gleichen Zeitpunkten für die jeweiligen Gewittersysteme seinen Höchstwert.

Die Auswertung der CC-Blitze vor und nach den Hagelmeldungen ergibt bei SZ-Gewittersystemen eine relative Zunahme der CC-Blitze bis 5 Minuten nach den Hagelmeldungen (Abb. 5.3). Danach kommt es nur noch zu geringen Änderungen. Am stärksten ist die Zunahme mit 76,5% 40 Minuten vor den Hagelbeobachtungen. Das untere Quartil dagegen erreicht seinen Höchstwert erst 25 Minuten vor den Hagelbeobachtungen. Es hebt sich außerdem um über 30% von den Zeitpunkten zuvor und danach ab.

Auch bei den NSZ-Gewittersystemen nehmen die CC-Blitze bis 25 Minuten vor den Hagelmeldungen relativ betrachtet stark zu (Abb. 5.4). Die größte relative Zunahme der Anzahl an CC-Blitzen erreicht der Median mit 85,7% 40 Minuten vor den Hagelmeldungen. Das Maximum des unteren Quartils wird zeitgleich mit einem sekundären Maximum des Medians, 25 Minuten vor den Hagelbeobachtungen erreicht. Eine deutliche Abnahme der CC-Blitze liegt 20 Minuten vor den Hagelbeobachtungen vor. Hier nimmt die Anzahl um 22,5% ab, was zeitgleich mit einer deutlich geringeren Zunahme der CG-Blitze erfolgt. Eine mögliche Erklärung dieses Blitzverhaltens wäre eine temporäre Abschwächung der

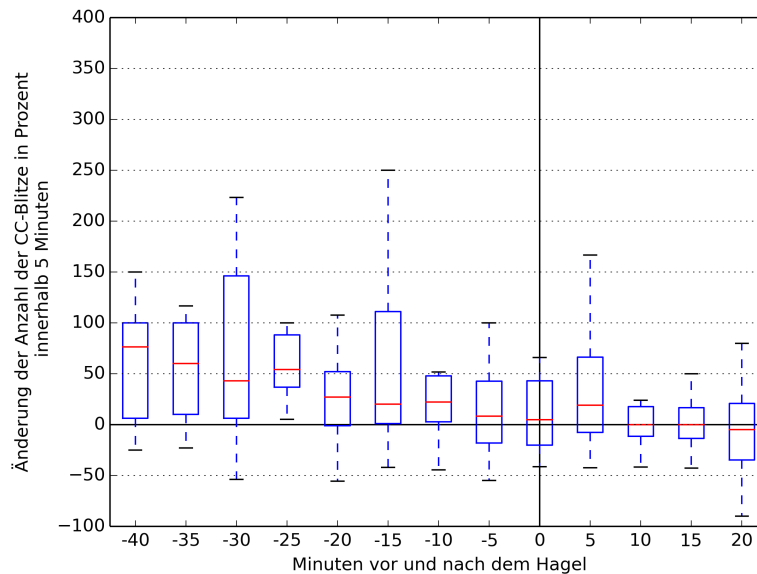


Abbildung 5.3: Boxplots der fünfminütigen prozentualen Änderung der CC-Blitze innerhalb der SZ-Gewittersysteme.

Gewitterzelle. Ebenfalls könnte sich in diesem Fall der pulsierende Charakter von Multizellen zeigen. Nach dem Minimum nehmen die CC-Blitze bis zu den Hagelmeldungen deutlich zu. Bereits 5 Minuten nach den Hagelmeldungen ist die Zunahme nur noch gering. Im weiteren Verlauf nimmt die Anzahl immer mehr ab. Dies spiegelt sich auch im unteren Quartil wieder das in den letzten 10 Minuten des Analysezeitraumes um fast 18% absinkt. Die zwei Zellsysteme (SZ und NSZ) unterscheiden sich nach den Hagelbeobachtungen dadurch, dass es bei NSZ-Gewittersystemen schneller zu einer relativen Abnahme der CC-Blitze kommt. Die Analysen von Williams et al. (1999) eines lightning jumps der CC-Blitze vor dem Hagel bestätigen sich auch in dieser Untersuchung.

Das Verhältnis der CC- zur CG-Blitzanzahl zeigt sowohl für die SZ- als auch für die NSZ-Gewittersysteme fast durchgehend mehr CG-Blitze. Dies widerspricht der gängigen Literatur. Eine Erklärung hierfür wäre, dass durch LINET mehr schwache CG-Blitze (<5 kA) registriert werden als durch andere Messsysteme (Betz et al., 2009). Abbildung 5.5 zeigt für NSZ- und SZ-Gewittersysteme sehr hohe Standardabweichungen, die im Mittel bei 0,22 beziehungsweise 0,23 liegen. Bei NSZ-Gewittersystemen ändert sich das Verhältnis des Medians der CC-Blitze zu den CG-Blitzen in den ersten 15 Minuten aufgrund einer relativen Zunahme der CC-Blitze um 13,7%. Anschließend nimmt der Median bis 5 Minuten vor den Hagelbeobachtungen um 16,5% ab. Sehr interessant ist die anschließende fast stetige Zunahme der CC-Blitze bis zum Ende des Analysezeitraumes um über 30%. Dann sind 53,6% CC-Blitze und 46,4% CG-Blitze. Auffällig ist außerdem, dass

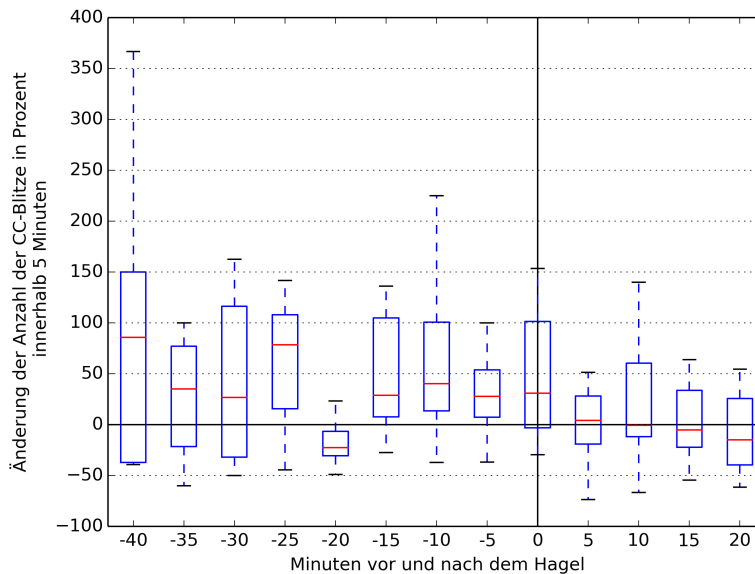


Abbildung 5.4: Boxplots der fünfminütigen prozentualen Änderung der CC-Blitze innerhalb der NSZ-Gewittersysteme.

das obere Quartil bis 10 Minuten vor den Hagelbeobachtungen mit einer Ausnahme unter 0,5 liegt. Das heißt, dass im Zeitraum vom Beginn der Analyse bis 10 Minuten vor den Hagelbeobachtungen in mindestens 75% der Fälle CG-Blitze auftreten.

Im Gegensatz zu den NSZ-Gewittersystemen ist bei den SZ-Gewittersystemen ein nur schwach oszillierender Verlauf des Verhältnisses erkennbar. Dabei nimmt die Periodendauer zwischen den sekundären Maxima um jeweils 5 Minuten zu. Des Weiteren nehmen die CC-Blitze relativ zu den CG-Blitzen vom Beginn der Analyse bis 10 Minuten nach den Hagelbeobachtungen um insgesamt 22% zu. In den letzten 10 Minuten des Untersuchungszeitraumes sinkt die relative Anzahl der CC-Blitze gegenüber den CG-Blitzen um 8,7%. Besonders die ersten beiden Zeitpunkte der Analyse sind auch von Interesse, denn hier liegt das obere Quartil unter dem Verhältnis von 0,4, womit mindestens drei Viertel der Blitze CG-Blitze sind.

Ein Vergleich der beiden Zellarten zeigt, dass bei SZ-Gewittersystemen eine gewisse Periodizität vorliegt, die bei NSZ-Gewittersystemen nicht gegeben ist. Außerdem ändert sich das Verhältnis bei NSZ-Gewittersystemen zwischen 5 Minuten vor und 20 Minuten nach den Hagelbeobachtungen dahingehend, dass die CC-Blitze gegenüber den CG-Blitzen zunehmen. Bei SZ-Gewittersystemen sind diese Blitzcharakteristika in diesem Zeitintervall nicht zu erkennen. Ein Grund hierfür könnte sein, dass SZ-Gewittersysteme auch nach dem ersten Hagelschlag noch wesentlich dynamischer und intensiver ausgeprägt sind, und damit relativ betrachtet weiterhin mehr CG-Blitze auftreten als bei NSZ-

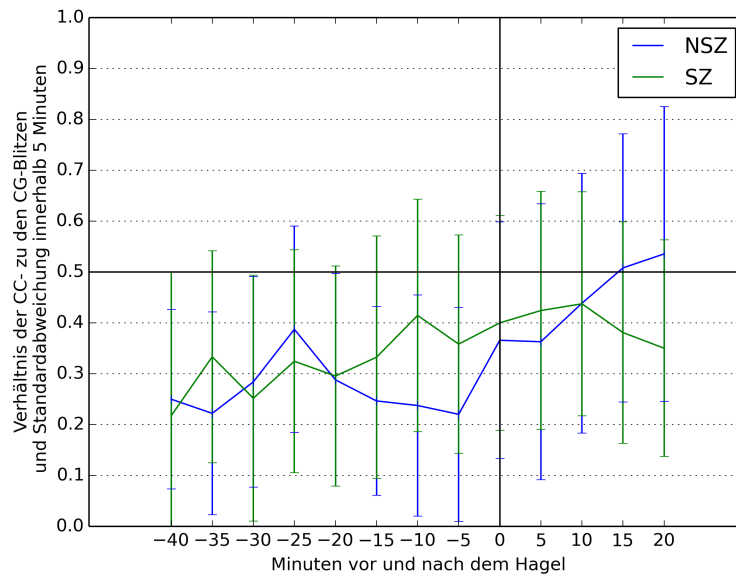


Abbildung 5.5: Fünfminütiges Verhältnis zwischen CC- und CG-Blitzen im zeitlichen Verlauf mit Median und Standardabweichungen. Für Werte über 0,5 ist die CC-Blitzanzahl höher.

Gewittersystemen. Besonders zu Beginn der Untersuchungen überwiegen nach Auswertung des oberen Quartils in beiden Gewittersystemen die CG-Blitze.

Ein Vergleich des Verhältnisses zwischen negativen und positiven CG-Blitzen, zeigt für beide Gewittersysteme während der gesamten Analysedauer überwiegend negative CG-Blitze (Abb. 5.6). Selbst das untere Quartil liegt für die Gewittersysteme fast immer über dem Verhältnis von 0,5. Dies deckt sich mit den Untersuchungen von Rakov et al. (1994), da positive CG-Blitze üblicherweise nur aus einer Hauptentladung bestehen, während etwa 80% der negativen CG-Blitze zwei oder mehr Teilblitze enthalten. Bei NSZ-Gewittersystemen variiert das Verhältnis lediglich zwischen 0,53 und 0,62. Damit ergeben sich meist nur geringe Schwankungen, die unterhalb der Standardabweichung von 0,1 liegen. Erwähnenswert ist noch, dass sich vor allem nach den Hagelbeobachtungen das Verhältnis nicht mehr ändert. Auch bei SZ-Gewittersystemen ist die Spanne zwischen dem Maximum und Minimum des Medians eher gering, da sich die Werte des Verhältnisses nur zwischen 0,55 und 0,65 ändern (Abb. 5.6). Allerdings tritt im Zeitraum zwischen 35 und 30 Minuten vor den Hagelmeldungen eine Zunahme der positiven gegenüber den negativen CG-Blitzen von 10% auf. Ansonsten sind die Änderungen bei einem leicht oszillierenden Verlauf bei einer Standardabweichung von 0,11 unbedeutend.

Eine Gegenüberstellung der CG-Blitzcharakteristika der beiden Gewittersysteme zeigt,

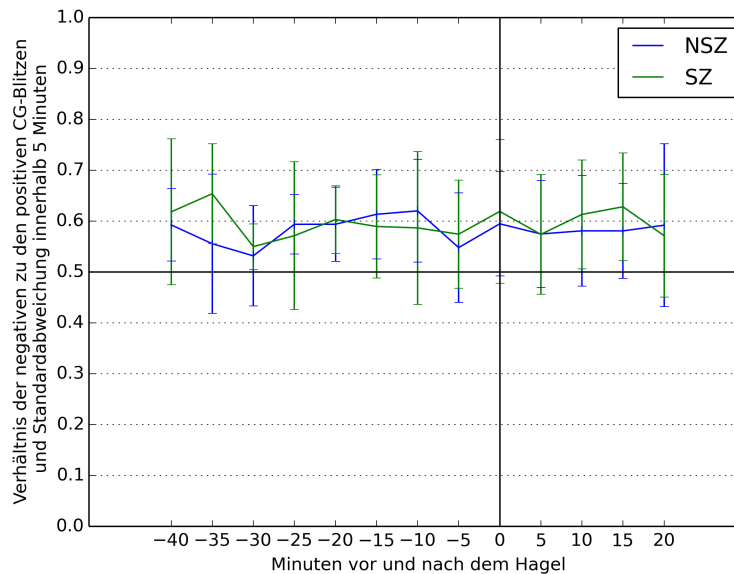


Abbildung 5.6: Fünfminütiges Verhältnis zwischen negativen und positiven CG-Blitzen im zeitlichen Verlauf mit Median und Standardabweichungen. Für Werte über 0,5 ist die negative CG-Blitzanzahl höher.

dass in den 5 Minuten nach den Hagelmeldungen jeweils die positiven CG-Blitze etwas zunehmen (Abb. 5.6). Da die Zunahme vor allem für NSZ-Gewittersysteme (2,0%) gering ist, ist ein Literaturvergleich schwierig. Für die SZ-Gewittersysteme in denen die positiven CG-Blitze 5 Minuten nach der Hagelmeldungen um 4,5% zunehmen, ist ein Vergleich mit den Arbeiten von Hohl (2001) und Liu et al. (2009) sinnvoll. Sie fanden ebenfalls heraus, dass die positiven CG-Blitze gegenüber den negativen CG-Blitzen nach dem Hagel zunehmen. Allerdings untersuchten sie die absolute Anzahl an negativen und positiven CG-Blitzen und nicht Verhältnisse. Es folgt ein weiterer Vergleich mit Hohl und Schiesser (2001), der herausfand, dass die größte Anzahl von negativen CG-Blitzen etwa 20 Minuten vor dem Hagel auftritt. Bei SZ-Gewittersystemen befindet sich das Maximum des Medians (0,65) der negativen CG-Blitze 35 Minuten vor der Hagelmeldungen und bei den NSZ-Gewittersystemen tritt es (0,62) 10 Minuten vor den Hagelbeobachtungen auf. Damit unterscheiden sich die gewonnen Ergebnisse von den Ergebnissen von Hohl und Schiesser (2001).

Das Verhältnis der negativen zu den positiven CC-Blitze in Abbildung 5.7 stellt dar, dass während des gesamten Analysezeitraumes mehr negative Blitze auftreten. Dies widerspricht den Untersuchungen von Schmidt (2007), der mehr positive CC-Blitze analysierte. Die gemittelte Standardabweichung beträgt für NSZ-Gewittersysteme 0,18, für SZ-Gewittersysteme 0,14. Sie ist damit etwas ausgeprägter als im zuvor betrachteten Verhält-

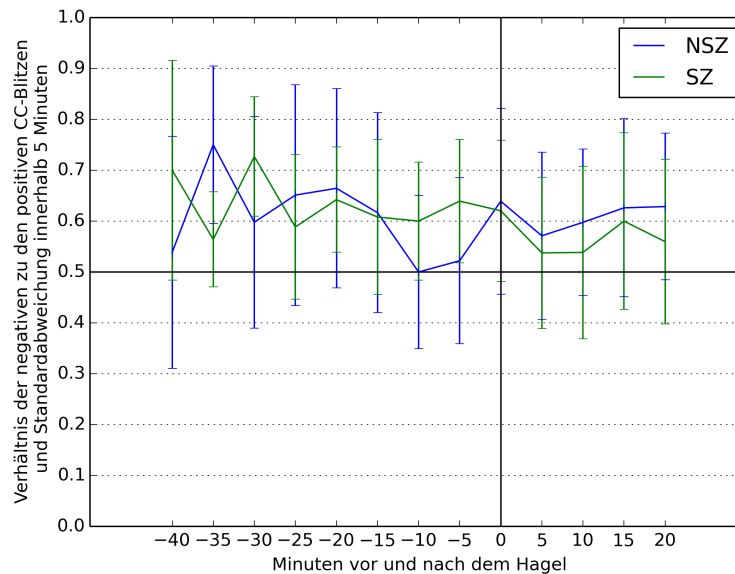


Abbildung 5.7: Fünfminütiges Verhältnis zwischen negativen CC- und positiven CC-Blitzen im zeitlichen Verlauf mit Median und Standardabweichungen. Für Werte über 0,5 ist die negative CC-Blitzanzahl höher.

nis. Auch die Schwankungen des Medians sind insgesamt stärker. Besonders in den ersten 20 Minuten des Analysezeitraumes schwankt der Median bei SZ-Gewittersystemen um bis zu 17%. Er erreicht auch 30 Minuten mit 73% negativer Blitze sein Maximum. Das untere Quartil liegt zu diesem Zeitpunkt bei einem Verhältnis von 0,67. Im weiteren Verlauf der Analyse sind die Schwankungen des Medians deutlich geringer ($\leq 0,1$) als zuvor. Auch bei den NSZ-Gewittersystemen variiert der Median des Verhältnisses der CC-Blitze zu Beginn der Untersuchungen sehr stark. In den ersten 5 Minuten erfolgt eine Zunahme von 21,2%. Schon 35 Minuten vor den Hagelbeobachtungen ist der Median mit 75% negativer CC-Blitze an seinem Maximalwert angekommen (Abb. 5.7). Außerdem sind in mindestens 75% der Fälle zwei Drittel der Blitze negativ. Weitere starke Änderungen des Verhältnisses treten im Zeitraum von 15 Minuten vor den Hagelbeobachtungen bis zu den Hagelbeobachtungen auf. Zuerst nimmt der Median um 12% ab bevor er um 14% zunimmt. Nach den Hagelmeldungen sind die Änderungen wieder geringer. Auffallend ist, dass in den 5 Minuten nach den Hagelbeobachtungen die positiven CC-Blitze um 7% (SZ) beziehungsweise 8% (NSZ) zunehmen. Damit ist die Zunahme auch etwas ausgeprägter als die Zunahme der positiven CG-Blitze für die zwei Gewittersysteme.

Zum Abschluss der Untersuchungen, die sich auf die ersten Hagelmeldungen beziehen wird die mittlere Höhe der Blitzeinschläge der CC-Blitze untersucht. Die gemittelte Standardabweichungen ist ziemlich groß, für NSZ-Gewittersysteme beträgt sie 1,25 km, für

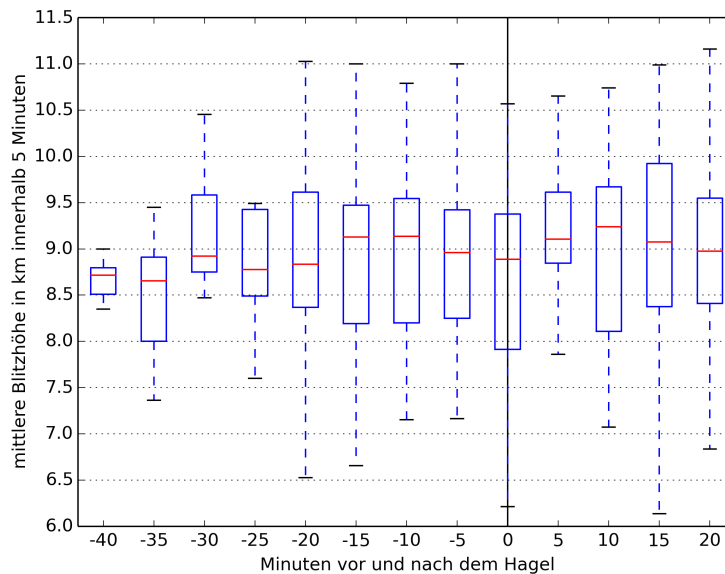


Abbildung 5.8: Boxplots der fünfminütigen Änderung der mittleren Höhe innerhalb der SZ-Gewittersysteme.

SZ-Gewittersysteme 0,98 km. In den Abbildungen 5.8 und 5.9 zeigt sich, dass bei SZ-Gewittersystemen das untere und obere Quartil jeweils deutlich enger zusammen liegen, als bei den NSZ-Gewittersystemen. Dies kann zum einen daran liegen, dass sich durch die größere Anzahl an Ereignissen (Tabelle 5.3) eine geringere Spanne gegenüber den Auswertungen der mittleren Höhe der NSZ-Gewittersysteme (Tabelle 5.4) ergibt. Eine andere Möglichkeit wäre, dass SZ-Gewittersysteme immer recht ähnliche Blitzstrukturen aufweisen, während bei NSZ-Gewittersystemen mehrere verschiedene Gewittersysteme betrachtet werden, in denen deutlich unterschiedliche mittlere Blitzhöhen auftreten. Die Extremwerte unterscheiden sich ebenfalls erheblich. Bei NSZ-Gewittersystemen (SZ-Gewittersystemen) liegt das absolute Minimum der mittleren Blitzhöhe bei 4,90 km (6,10 km) und das absolute Maximum bei 11,44 km (11,21 km). Um die Abbildungen nicht zu sehr auseinanderzuzerren, werden nicht alle Extremwerte abgebildet.

Besonders bei den NSZ-Gewittersystemen ist ein Anstieg der mittleren Blitzhöhe im Zeitraum zwischen 15 Minuten vor und bis zu den Hagelbeobachtungen sehr spannend. In diesem Zeitraum steigt die mittlere Blitzhöhe stetig von 8,26 km auf 9,05 km an (Abb. 5.9). Dies entspricht einer Höhenzunahme von fast 10%. Vor dem deutlichen Anstieg oszilliert der Median der mittleren Blitzhöhe etwas und danach ändert er sich fast nicht mehr. Das untere Quartil schwankt besonders bis 20 Minuten vor den Hagelbeobachtungen sehr. Die Zunahme im mittleren Abschnitt der Analyse wird aber auch hier deutlich, wenngleich die Höhenänderung im Zeitraum von 15 Minuten vor den Hagelbeobachtung-

Tabelle 5.3: Statistische Größen der Änderung der mittleren Höhe in fünfminütigen Zeitschritten innerhalb der SZ-Gewittersysteme.

Zeitpunkt (min)	Anzahl	Mittel (km)	Median (km)	Max (km)	Min (km)	q75 (km)	q25 (km)
-40	5	8,67	8,71	9,00	8,35	8,80	8,51
-35	5	8,48	8,66	9,45	7,36	8,91	8,00
-30	8	9,18	8,92	10,46	8,47	9,58	8,75
-25	11	8,85	8,77	11,21	6,53	9,43	8,49
-20	12	8,74	8,83	11,03	6,10	9,61	8,37
-15	16	8,78	9,13	11,00	6,26	9,47	8,19
-10	19	8,93	9,14	10,79	7,15	9,54	8,20
-5	20	9,01	8,96	11,00	7,16	9,42	8,25
0	25	8,72	8,89	10,57	6,22	9,38	7,91
0	25	9,05	9,11	10,65	6,77	9,61	8,85
10	27	8,95	9,24	10,74	7,07	9,67	8,11
15	27	9,01	9,07	10,99	6,14	9,92	8,37
20	25	8,91	8,97	11,16	6,84	9,55	8,41

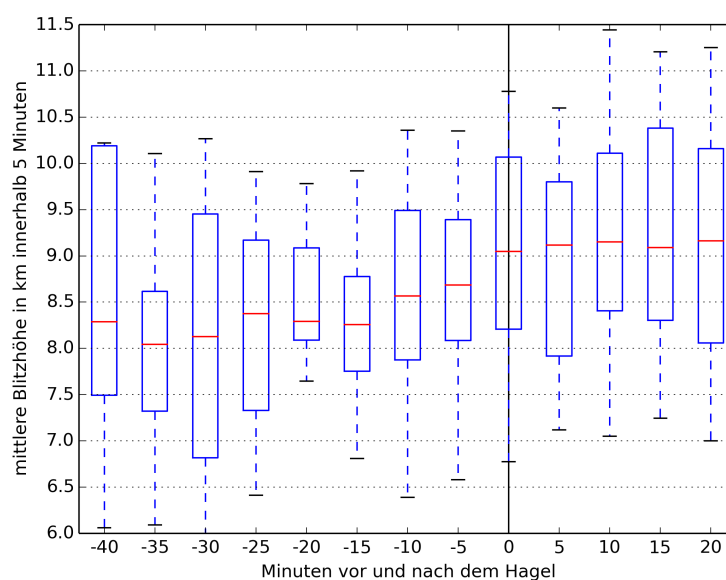


Abbildung 5.9: Boxplots der fünfminütigen Änderung der mittleren Höhe innerhalb der NSZ-Gewittersysteme.

Tabelle 5.4: Statistische Größen der Änderung der mittleren Höhe in fünfminütigen Zeitschritten innerhalb der NSZ-Gewittersysteme.

Zeitpunkt (min)	Anzahl	Mittel (km)	Median (km)	Max (km)	Min (km)	q75 (km)	q25 (km)
-40	5	8,45	8,29	10,22	6,06	10,18	7,49
-35	7	8,02	8,04	10,11	6,09	8,61	7,32
-30	8	7,92	8,13	10,27	4,90	9,45	6,82
-25	7	8,24	8,38	9,91	6,41	9,17	7,33
-20	8	8,36	8,29	9,78	6,25	9,08	8,09
-15	10	8,19	8,26	9,92	6,81	8,77	7,75
-10	11	8,61	8,56	10,36	6,39	9,49	7,88
-5	13	8,57	8,69	10,35	6,58	9,38	8,08
0	16	8,94	9,05	10,78	6,78	10,06	8,21
5	16	8,87	9,12	10,60	7,12	9,80	7,92
10	15	9,15	9,15	11,44	7,05	10,10	8,40
15	14	9,26	9,09	11,21	7,24	10,38	8,30
20	13	9,17	9,16	11,25	7,00	10,15	8,06

en bis zu den Hagelbeobachtungen insgesamt nur 0,46 km beträgt.

Im Unterschied zu den NSZ-Gewittersystemen ist bei den SZ-Gewittersystemen im Untersuchungszeitraum kein Zeitraum erkennbar, in dem eine ähnlich ausgeprägte Änderung der mittleren Blitzhöhe der CC-Blitze erfolgt (Abb. 5.8). Allerdings liegt sie bereits in den ersten 10 Minuten des Untersuchungszeitraumes um fast 0,7 km höher als die mittlere Blitzhöhe der NSZ-Gewittersysteme (Abb. 5.10). Zwei etwas prägnantere Änderungen des Medians fallen auf. Zwischen 20 Minuten und 15 Minuten vor den Hagelbeobachtungen nimmt er um 0,3 km zu, und im Zeitraum ab den Hagelbeobachtungen bis 10 Minuten danach steigt er um 0,35 km. Besonders das untere Quartil 5 Minuten nach den Hagelbeobachtungen unterscheidet sich maßgeblich von den unteren Quartilen davor und danach, da es um über 0,7 km höher liegt. Damit könnte es als Kriterium gelten, nachträglich Hagel zu detektieren. Des Weiteren bemerkenswert ist, dass 5 Minuten nach den Hagelbeobachtungen die mittlere Blitzhöhe sowohl für SZ- als auch für NSZ-Gewittersysteme bei etwa 9,1 km liegt.

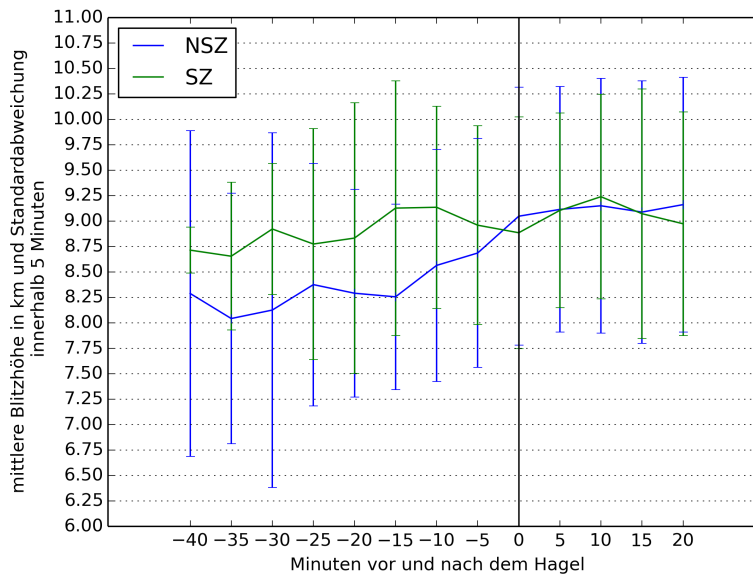


Abbildung 5.10: Fünfminütige Änderung der mittleren Höhe im zeitlichen Verlauf sowie die Standardabweichungen.

5.2 Analyse der Blitzeigenschaften für alle Hagelmeldungen

In den folgenden Analysen werden die Blitzcharakteristika zum Zeitpunkt der Hagelmeldungen mit denen im gesamten Zeitraum der Hagelzugbahnen verglichen. In den Boxplots „alle Zeitpunkte“ sind immer die Blitzcharakteristika dargestellt, die für alle Zeitpunkte in allen Hagelzugbahnen analysiert wurden. Die Boxplots „Hagelbeobachtungszeitpunkte“ hingegen beschreiben nur die Blitzeigenschaften, wie sie zu den Zeitpunkten der Hagelbeobachtungen registriert wurden. Damit sollte es ermöglicht werden, außer dem ersten Hagel auch weiteren Hagel im Zusammenhang mit den Blitzeigenschaften untersuchen zu können. Es wurden hier im Grunde die gleichen Methoden und Untersuchungen durchgeführt wie in Kapitel 5.1. Allerdings war es nicht möglich, Analysen zwischen einem Zeitraum vor und nach den Hagelmeldungen durchzuführen, da sonst viele Blitze mehrfach in die Analyse miteingegangen wären. Bei den Auswertungen zu den Änderungen der Blitzanzahl wurde jeweils ein Zeitintervall von 5 Minuten vor den Hagelbeobachtungen bis zu den Hagelbeobachtungen analysiert. Alle Vergleiche beziehen sich, soweit nicht anders angegeben, auf den Median. Für die NSZ (SZ)-Gewittersysteme wurden 86 (202) Hagelmeldungen im Bezug auf die Blitzeigenschaften analysiert.

Abbildung 5.11 zeigt, dass innerhalb der Gewittersysteme die Blitzanzahl zu allen Zeitpunkten nur geringfügig zunimmt. Dies ist auch so zu erwarten, da es im gesamten Zeit-

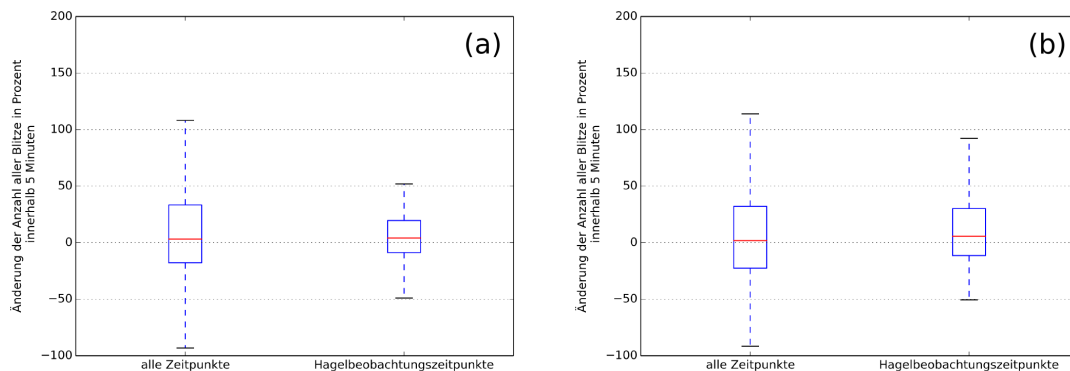


Abbildung 5.11: Boxplots der prozentualen Änderung der Anzahl aller Blitze für alle Zeitpunkte und für die Hagelbeobachtungszeitpunkte innerhalb der NSZ- (a) und der SZ-Gewittersysteme (b).

raum auch Abnahmen der Blitzhäufigkeit gibt. Jedoch ist die maximale Zunahme bei NSZ (SZ)-Gewittersystemen mit etwa 1000% (1500%) viel stärker ausgeprägt als das Minimum der Abnahme von jeweils knapp unter 100%. Für eine bessere Darstellung werden Ausreißer nicht dargestellt. Die Blitzcharakteristika zeigen die heftige Entwicklung besonders von SZ-Gewitterzellen, während sich die Gewittersysteme deutlich geringer abschwächen.

Die relative Zunahme der Blitzanzahl zu den Hagelbeobachtungszeitpunkten beträgt für die zwei Gewittersysteme circa 5%. Somit kann man von einem lightning jump, wie ihn auch Schultz et al. (2009), Emersic et al. (2011) und Jurković et al. (2015) in ihren Untersuchungen feststellten, ausgehen. Es ist jedoch schwierig diese Aussage als Kriterium für das Einsetzen von Hagel zu nutzen, da das untere Quartil jeweils eine Verringerung der Blitzanzahl zeigt. Die maximale relative Zunahme der Blitzanzahl ist mit 300% in beiden Fällen deutlich geringer als im Vergleich zur maximalen relativen Zunahme für alle Zeitpunkte. Dies lässt darauf schließen, dass eine starke Zellentwicklung bereits vor den Hagelbeobachtungen stattfindet. Auch hier weisen die Minima deutlich negative Werte von ungefähr -50% auf.

Für die CC- und die CG-Blitze ist bei den Gewittersystemen die relative Änderung der Blitzanzahl zu allen Zeitpunkten quasi konstant (Abb. 5.13 und Abb. 5.12). Im Gegensatz zu den CC-Blitzen, wo es zu den Zeitpunkten der Hagelbeobachtungen nur kleine Änderungen der Blitzanzahl gibt, nehmen die CG-Blitze zu diesen Zeitpunkten bei NSZ (SZ)-Gewittersystemen um 3% (4,9%) zu. Auch hier tritt somit ein lightning jump auf. Die Untersuchungen von Williams et al. (1999) können jedoch nicht bestätigt werden, da sich die Anzahl der CC-Blitze zu den Hagelbeobachtungszeitpunkten bei beiden Gewit-

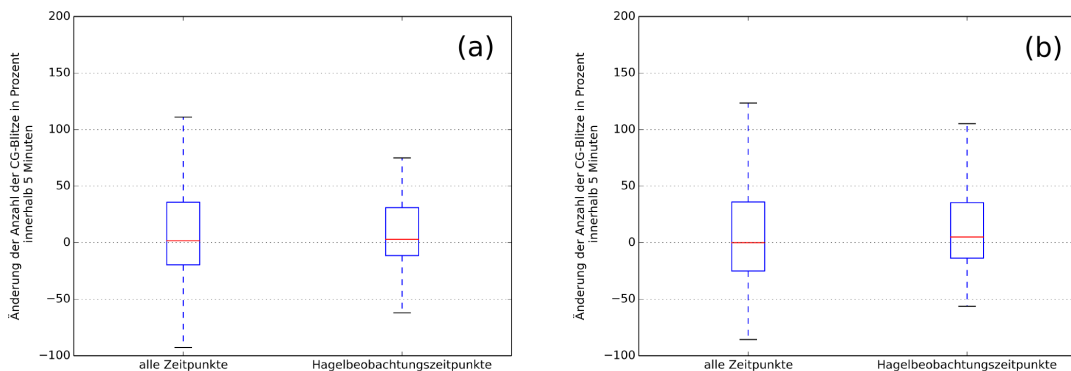


Abbildung 5.12: Boxplots der prozentualen Änderung der Anzahl der CG-Blitze für alle Zeitpunkte und für die Hagelbeobachtungszeitpunkte innerhalb der NSZ- (a) und der SZ-Gewittersysteme (b).

tersystemen kaum ändert (1,5%). Aus der Verteilung der Quartile können für CC- und CG-Blitze keine Erkenntnisse gewonnen werden.

Abbildung 5.14 zeigt, dass zu allen Zeitpunkten bei NSZ (SZ)-Gewittersystemen die CG-Blitze gegenüber den CC-Blitzen überwiegen. Dabei sind etwa 62% CG-Blitze. Zum Zeitpunkt der Hagelbeobachtungen stellt sich das Ergebnis deutlich anders dar, denn hier überwiegen nun bei NSZ-Gewittersystemen die CC-Blitze mit 52,9%, wohingegen bei SZ-Gewittersystemen mit 59% weiterhin mehr CG-Blitze auftreten. Es werden keine Extremwerte untersucht, da es Zeitpunkte gibt, in denen entweder nur CG-Blitze oder nur CC-Blitze auftreten.

Bei NSZ- und SZ-Gewittersystemen werden zu allen Zeitpunkten mehr negative als positive CC-Blitze (etwa 61%) (Abb. 5.15) analysiert. Selbst das untere Quartil deutet darauf hin, dass bei SZ-Gewittersystemen in 75% der Fälle noch 50% der Blitze negativ sind. Bei NSZ-Gewittersystemen sind es 46% der Blitze. Im Moment der Hagelbeobachtungen ist die Verteilung des unteren Quartils für die NSZ-Gewittersysteme sehr ähnlich zur Verteilung zu allen Zeitpunkten. Der Wert des unteren Quartils nimmt bei SZ-Gewittersystemen um 3,4% zu. Die Mediane steigen zwischen allen Zeitpunkten und den Hagelbeobachtungszeitpunkten für beide Gewittersysteme um 3% an. Daraus lässt sich schließen, dass es zum Zeitpunkt des Hagels zu noch mehr negativen CC-Blitzen kommt.

Das Verhältnis der negativen gegenüber den positiven CG-Blitzen ähnelt dem Polaritätsverhältnis der CC-Blitze, denn auch hier sind fast 60% der CG-Blitze bei NSZ (SZ)-Gewittersystemen zu allen Zeitpunkten negativ (Abb. 5.16). Auch das untere Quartil zeigt für die Gewittersysteme mindestens ähnlich viele positive wie negative Blitze. Es verschiebt sich in diesem Fall genauso wie der Median, zu den Zeitpunkten der Hagel-

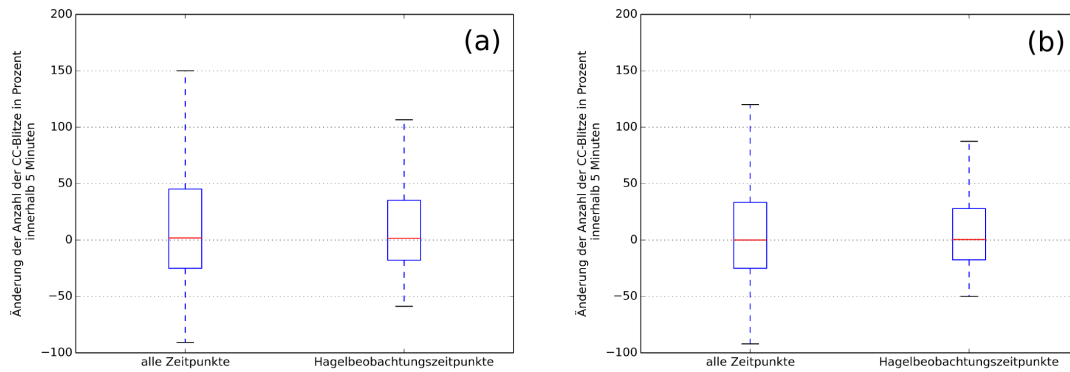


Abbildung 5.13: Boxplots der prozentualen Änderung der Anzahl der CC-Blitze für alle Zeitpunkte und für die Hagelbeobachtungszeitpunkte innerhalb der NSZ- (a) und der SZ-Gewittersysteme (b).

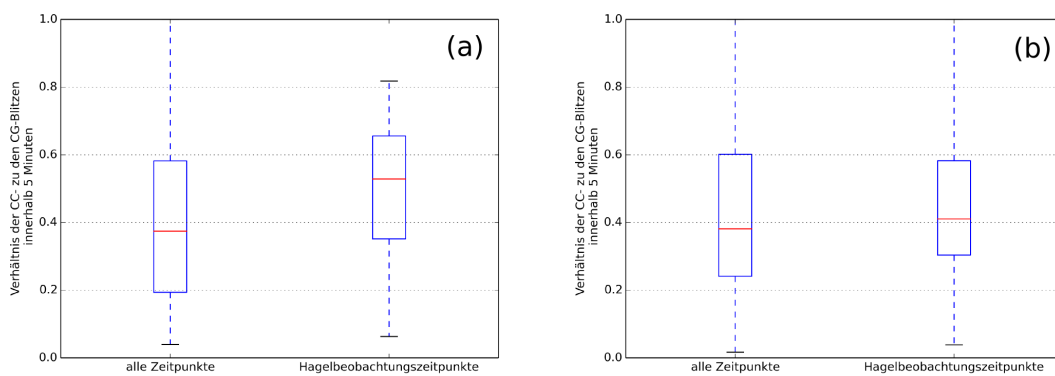


Abbildung 5.14: Boxplots des Verhältnisses der CC- zu den CG-Blitzen für alle Zeitpunkte und für die Hagelbeobachtungszeitpunkte innerhalb der NSZ- (a) und der SZ-Gewittersysteme (b). Werte über 0,5 bedeuten, dass mehr CC-Blitze auftreten.

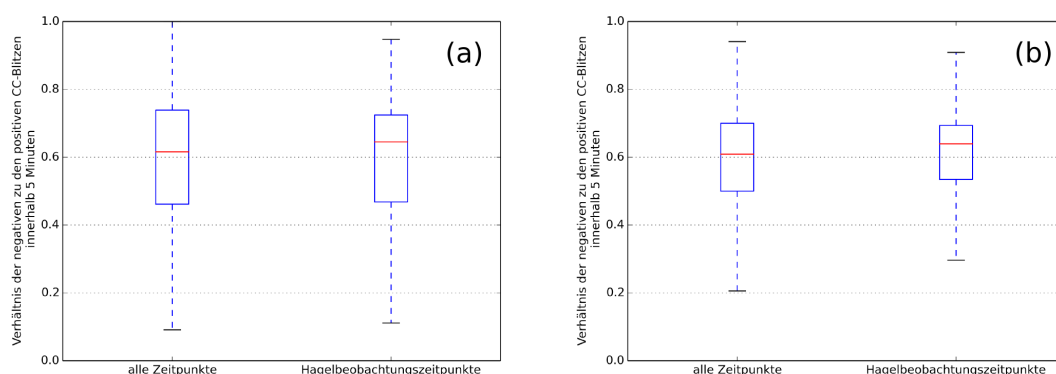


Abbildung 5.15: Boxplots des Verhältnisses der negativen zu den positiven CC-Blitzen für alle Zeitpunkte und für die Hagelbeobachtungszeitpunkte innerhalb der NSZ- (a) und der SZ-Gewittersysteme (b). Werte über 0,5 bedeuten, dass mehr negative CC-Blitze auftreten.

beobachtungen etwas in Richtung mehr negativer CG-Blitze (2-3%). Im Gegensatz dazu ändern sich die Mediane zwischen den Analysezeitpunkten nicht.

Die mittlere Blitzhöhe liegt zu allen Zeitpunkten bei NSZ (SZ)-Gewittersystemen bei 8,91 km (8,55 km) (Abb. 5.17). Die Standardabweichung liegt in beiden Gewittersystemen bei 1,34 km. Das Maximum liegt jeweils über 14,00 km. Dies entspricht für mitteleuropäische Verhältnisse extrem hohen Werten, da es kaum Gewitterzellen gibt, die sich vertikal bis in solche Höhen erstrecken. Die Minima erreichen mittlere Blitzhöhen von 4,10 km (3,35 km) bei NSZ (SZ)-Gewittersystemen. Sehr auffällig ist, dass zu den Zeitpunkten der Hagelbeobachtungen die mittlere Blitzhöhe bei SZ-Gewittersystemen mit 9,07 km bei einer Standardabweichung von 1,03 km deutlich höher liegt als zu allen anderen Zeitpunkten. Bei NSZ-Gewittersystemen ist dies nicht der Fall. Hier sinkt die mittlere Blitzhöhe um 0,37 km auf 8,54 km zu den Hagelbeobachtungszeitpunkten ab. Die Standardabweichung beträgt 1,08 km. Das untere Quartil ändert sich zwischen allen Zeitpunkten und den Hagelbeobachtungszeitpunkten in ähnlicher Weise, wenngleich der Anstieg bei SZ-Gewittersystemen noch deutlicher (0,71 km) als die Zunahme des Medians ausfällt. Bei NSZ-Gewittersystemen sinkt das untere Quartil weniger ab (-0,22 km) als der Median. Ein Grund für die Änderungen ist, dass bei SZ-Gewittersystemen zum Zeitpunkt des Hagels die mittlere Blitzhöhe durch starke Aufwinde noch weiter ansteigt. Wahrscheinlich setzt bei NSZ-Gewittersystemen mit Beginn des Hagels sehr schnell ein starker Abwind ein, weshalb die mittlere Blitzhöhe absinkt.

Für den Median (Mittelwert) der mittleren Blitzhöhe aller in Deutschland zwischen dem 01.01.2010 und dem 31.12.2013 registrierten Blitze ergibt sich ein Wert von 8,30 km

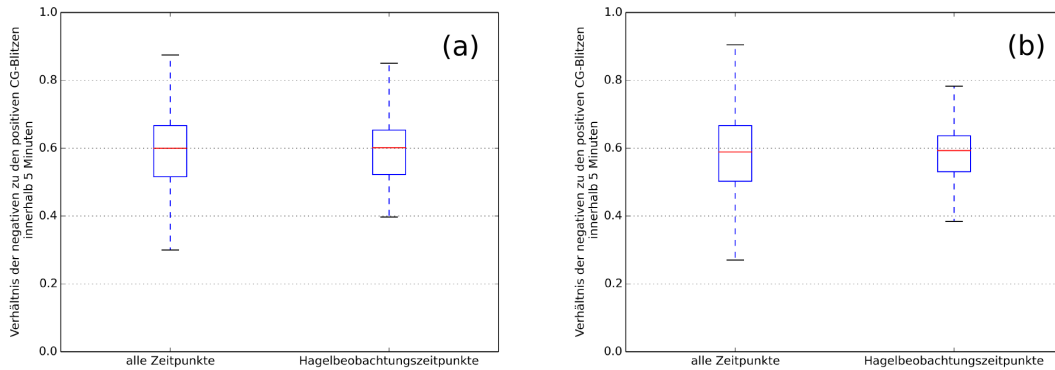


Abbildung 5.16: Boxplots des Verhältnisses der negativen zu den positiven CG-Blitzen für alle Zeitpunkte und für die Hagelbeobachtungszeitpunkte innerhalb der NSZ- (a) und der SZ-Gewittersysteme (b). Werte über 0,5 bedeuten, dass mehr negative CG-Blitze auftreten.

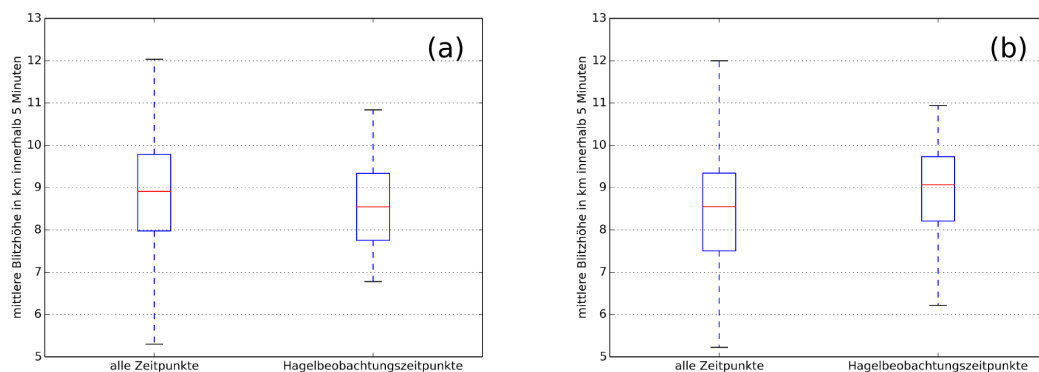


Abbildung 5.17: Boxplots der mittleren Blitzhöhe für alle Zeitpunkte und für die Hagelbeobachtungszeitpunkte innerhalb der NSZ- (a) und der SZ-Gewittersysteme (b).

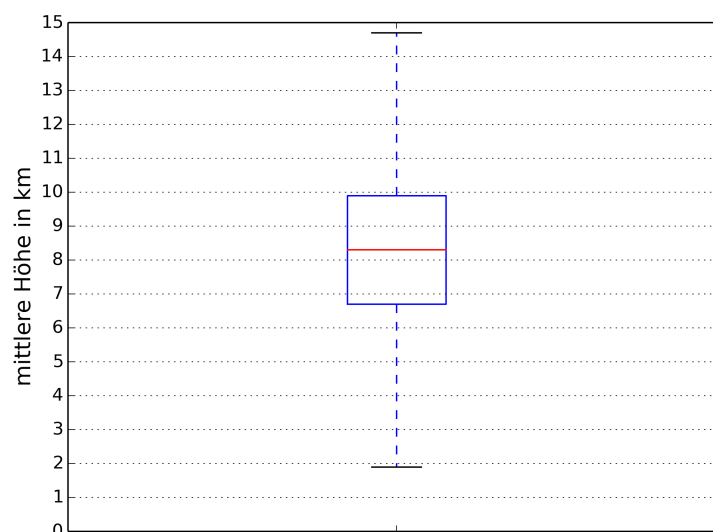


Abbildung 5.18: Boxplot der mittleren Blitzhöhe für den Zeitraum 2010 bis 2013.

(8,36 km) (Abb. 5.18). Die Standardabweichung ist mit 2,33 km allerdings relativ hoch. Es ist ersichtlich, dass sowohl für NSZ- als auch für SZ-Gewittersysteme die mittlere Blitzhöhe für alle Zeitpunkte innerhalb der Hagelzugbahnen höher liegt. Dies kann mit einer stärkeren Entwicklung der betrachteten Gewitterzellen begründet werden, denn in Abbildung 5.18 sind alle Gewittersysteme, die in Kapitel 2.2 beschrieben wurden, enthalten. Darin inbegriffen sind auch Gewittersysteme innerhalb derer es nicht zu Hagel kam.

6. Zusammenfassung und Ausblick

In den Sommermonaten treten über Deutschland oftmals Gewitter mit Starkregen, Sturmböen und Hagelschlag auf. Da großer Hagel durch seine hohe kinetische Energie große Schäden verursachen kann, ist es von besonderem Interesse, diesen nachträglich möglichst genau zu detektieren. Außerdem wäre auch eine Kurzzeitvorhersage interessant, denn die operationellen Wettervorhersagemodelle sind dazu derzeit noch nicht in der Lage. Ziel dieser Arbeit war es daher die unterschiedlichen Blitzeigenschaften im Zusammenhang mit Hagelereignissen zu untersuchen, um mit den gewonnenen Ergebnissen möglicherweise nachträglich auf Hagel schließen zu können. Auch die Blitzeigenschaften vor dem Ausfall des Hagels sollten untersucht werden, um eventuell analysierte Blitzstrukturen für eine Kurzzeitvorhersage von Hagel verwenden zu können. In der Vergangenheit gab es bereits Untersuchungen zu den Blitzcharakteristika während Hagelereignissen, allerdings bezogen sich diese oft nur auf einzelne Fallbeispiele (Damian, 2011), (Hohl, 2001). Aus diesem Grund wurde in dieser Arbeit neben der Untersuchung von drei Fallbeispielen (11.09.2011 und 27.7./28.7.2013) auf eine größere Stichprobenanzahl zurückgegriffen. Besonders auf die Blitzstrukturen vor der ersten Hagelmeldung sollte eingegangen werden, denn Untersuchungsergebnisse von Schultz et al. (2009), Emersic et al. (2011) und Jurković et al. (2015) zeigen, dass es zu einem Ansteigen der Blitzrate (lightning jump) vor dem Hagel kommt. Dieser Anstieg wird damit erklärt, dass es durch einen verstärkten Aufwind und den Transport von Eisteilchen in große Höhe zu einer starken Potentialdifferenz innerhalb der Wolke sowie zwischen der Wolke und dem Erdboden kommt. Dadurch entstehen vermehrt Blitze.

Grundlage der Arbeit bildeten anhand von Radardaten detektierte Hagelzugbahnen zwischen 2010 und 2013, die am am IMK am KIT entwickelt wurden. In den Hagelzugbahnen wurde nun auf Basis von Meldungen aus der European Severe Weather Database (ESWD) und einer Hageldetektion der European Weather Consult GmbH (EWC) untersucht, wann es zu Hagel kam. Dabei sind in den ESWD-Meldungen Informationen über Zeit, Ort und Korngröße des Hagel enthalten. Die Hageldetektion von EWC erfolgt durch eine Analyse von fünfminütigen Radardaten. Die von nowcast bereitgestellten Blitzdaten wurden zeitlich und räumlich mit den Hagelzugbahnen verschnitten. Somit war es mög-

lich Blitzstrukturen im Zusammenhang mit Hagelereignissen zu untersuchen. Es wurden alle Teilblitze (engl.: strokes) ausgewertet.

In allen drei Fallstudien kam es jeweils vor den ersten Hagelbeobachtungen, die auf ESWD-Meldungen basierten, zu den zuvor angesprochenen lightning jumps, das heißt die Anzahl aller Blitze stieg stark an. Auch zu den Zeitpunkten der weiteren Hagelbeobachtungen traten immer wieder lightning jumps auf. Jedoch konnte nicht jeder Hagelmeldung ein Solcher zugeordnet werden. Außerdem wurden auch lightning jumps analysiert, bei denen es zu keiner Hagelbeobachtung kam. Dies zeigt das Problem auf, dass es durch eine lückenhafte Datengrundlage unmöglich war, alle Hagelereignisse zu untersuchen. Die Anzahl der Wolke-Wolke (CC)-Blitze nahm in den Fallbeispielen ebenfalls vor den ersten Hagelmeldungen zu. Die Auswertung der mittleren Blitzhöhe der CC-Blitze ergab, dass sie für die beiden Superzellen (27.7./28.7.2013) um 1,2 km höher lag als die mittlere Blitzhöhe des MCS (11.09.2011). Dies könnte mit einer dynamischeren und kräftigeren Entwicklung der Superzellen erklärt werden, worauf auch die hohe Anzahl großer Hagelmeldungen hindeutete. Außerdem stieg die mittlere Entladungshöhe in den Superzellen vor den ersten Hagelmeldungen an, während sie sich innerhalb des MCS kaum änderte. Auch daraus könnte man eine stärkere Dynamik innerhalb der Superzellen ableiten. Einige weitere Untersuchungen zu verschiedenen Verhältnissen, beispielsweise zwischen der Anzahl der Wolke-Erde (CG)- und der CC-Blitze oder zwischen negativen und positiven Entladungen brachten keine einheitlichen Ergebnisse. Auch eine Einteilung der Hagelmeldungen in verschiedene Korngrößenklassen (0,5-2,0; 2,1-4,0; 4,1-6,0 und > 6,0 cm) führte zu keinem Zusammenhang mit den Blitzigenschaften.

Die analysierten Stichproben wurden durch die Analyse von Radarbildern in zwei Klassen eingeteilt. In die erste Klasse wurden alle Gewitterzellen eingeteilt, die in Radarbildern Eigenschaften einer Superzelle (SZ) aufwiesen. Beispielsweise wurde untersucht, ob es zu einem hook-Echo kam, ob eine Zellteilung auftrat oder ob es im Kernbereich der Zellen sehr hohe Reflektivitätswerte (> 60 dBZ) gab. Die zweite Klasse beinhaltete alle anderen Gewittersysteme (NSZ) wie Multizellen, MCSs oder auch Gewitterlinien. Die Einteilung erfolgte, da allgemein angenommen wird, dass sich durch die unterschiedliche Dynamik innerhalb der Zellen verschiedene Blitzcharakteristika ergeben. Es wurden 16 (32) NSZ (SZ)-Gewittersysteme den Hagelzugbahnen zugeordnet. Zuerst erfolgte eine Untersuchung der Blitzstrukturen im Bezug auf die ersten Hagelmeldungen. Hierfür wurden sowohl ESWD-Beobachtungen (alle QC-Level) als auch die Hageldetektion von EWC verwendet. Die Analysedauer erstreckte sich von 45 Minuten vor bis 20 Minuten nach den ersten Hagelbeobachtungen. Im Gegensatz zu den Fallstudien basierten die Ergebnisse auf einer relativen Auswertung der Blitzanzahl, da sich die Blitzintensität pro Hagelzugbahn teilweise deutlich unterschied.

Sowohl für die prozentuale Änderung des Medians der Anzahl aller Blitze als auch für die CC- und CG-Blitze ergab sich für beide Gewittersysteme vor den ersten Hagelmeldungen, eine Zunahme der Blitzanzahl. Diese war in SZ-Gewittersystemen etwa 30-40 Minuten vor der Hagelmeldung am stärksten. Dabei wurden Zunahmen zwischen 62 und 77% erreicht. Bei NSZ-Gewittersystemen lag die maximale Änderung für alle Blitze und CG-Blitze 15 Minuten vor den ersten Hagelbeobachtungen. Die Zunahme lag hier zwischen bei 56,3 beziehungsweise 82,7%. Zum gleichen Zeitpunkt wie in den SZ-Gewittersystemen nahmen die CC-Blitze 40 Minuten vor der ersten Hagelmeldungen um 76,5% zu. Somit erhöhte sich die Anzahl der CC-Blitze besonders zu Beginn des Gewitters stark, was auch plausibel erscheint, da durch die Aufwinde und dem damit verbundenen Teilchentransport Potentialdifferenzen in der Wolke entstehen. Die Betrachtung des Verhältnisses der Anzahl der CG- zu den CC-Blitzen ergab, dass bei den beiden Gewittersystemen fast durchgehend mehr CG-Blitze auftraten. Dies widerspricht der gängigen Literatur. Eine Erklärung hierfür wäre, dass durch LINET mehr schwache CG-Blitze ($< 5\text{kA}$) registriert werden als durch andere Messsysteme (Betz et al., 2009). Bei NSZ-Gewittersystemen steigt der Median der relativen Anzahl der CC-Blitze zu den CG-Blitzen ab 5 Minuten vor den Hagelbeobachtungen bis zum Ende des Analysezeitraumes um über 30%. Bei SZ-Gewittersystemen ist eine solche Änderung des Verhältnisses nicht zu beobachten. Dieses unterschiedliche Verhalten könnte damit begründet werden, dass sich SZ-Gewittersysteme weniger stark abschwächen und daher die CG-Blitzanzahl hoch bleibt.

Die Polaritätsanalysen zeigen, dass mehr negative als positive CC- und CG-Blitze registriert wurden. Dies deckte sich für die CG-Blitze mit den Untersuchungen von Rakov et al. (1994), da positive CG-Blitze üblicherweise nur aus einer Hauptentladung bestehen, während etwa 80% der negativen CG-Blitze zwei oder mehr Teilblitze enthalten. In den 5 Minuten nach den Hagelbeobachtungen nahm der Median der Anzahl an positiven CC-Blitzen bei NSZ (SZ)-Gewittersystemen um 8% (7%) zu. Für die CG-Blitze ist diese Änderung geringer ($< 5\%$).

Die Analyse der mittleren Blitzhöhe der CC-Blitze zeigte große Standardabweichungen, und auch die Extremwerte lagen sehr weit auseinander. Das heißt, dass die CC-Blitze in vielen verschiedenen Höhenbereichen auftraten. Besonders bei NSZ-Gewittersystemen war ein Anstieg der Mediane der mittleren Blitzhöhe um 0,79 km im Zeitraum zwischen 15 Minuten vor und bis zu den Hagelmeldungen zu beobachten. Eine solche Änderung war bei SZ-Gewittersystemen nicht zu erkennen, was der Analyse der Fallstudien widerspricht. Jedoch lag die mittlere Blitzhöhe bei SZ-Gewittersystemen bereits zu Beginn des Untersuchungszeitraumes um 0,7 km höher gegenüber den NSZ-Gewittersystemen. Dies weist darauf hin, dass SZ-Gewittersysteme bereits zu Beginn sehr kräftig waren und die

erstmalige Hagelbildung keine Änderung der mittleren Blitzhöhe verursachte. In NSZ-Gewittersystemen führte die Hagelbildung jedoch zur angesprochenen Höhenänderung, da die Eisteilchen in größere Höhen transportiert werden mussten, um sich zu Hagelkörnern entwickeln zu können. Zum Zeitpunkt 5 Minuten nach den Hagelbeobachtungen lag die mittlere Entladungshöhe bei den zwei Gewittersystemen in einer Höhe von 9,1 km.

Im letzten Teil der Untersuchungen wurden alle Hagelbeobachtungen zum Zeitpunkt ihres Auftretens auf unterschiedliche Blitzstrukturen untersucht. Gleichzeitig wurden die Ergebnisse mit den Blitzeigenschaften innerhalb der Hagelzugbahnen während des gesamten Untersuchungszeitraumes verglichen, um möglicherweise Strukturen zu erkennen, die von denen zu den Hagelbeobachtungszeitpunkten abweichen. Damit sollte es ermöglicht werden, außer dem ersten Hagel auch weiteren Hagel detektieren zu können. Auch hier trat zu den Zeitpunkten der Hagelbeobachtungen eine relativ betrachtete Zunahme der Anzahl aller Blitze auf. Die Zunahme des Medians betrug bei beiden Gewittersystemen etwa 5%. Dies als Kriterium für eine Hageldetektion zu nutzen ist jedoch nicht möglich, da das untere Quartil jeweils eine Abnahme der Blitzanzahl zeigte. Für die Anzahl der CC-Blitze ergaben sich zu den Hagelbeobachtungszeitpunkten nur geringfügige Änderungen, während die Anzahl der CG-Blitze bei NSZ (SZ)-Gewittersystemen leicht zunahm. Insgesamt sind in den Betrachtungen aller Zeitpunkte circa 62% der Blitze CG-Blitze. Dieser Wert änderte sich bei NSZ-Gewittersystemen zu den Hagelbeobachtungszeitpunkten markant, denn hier waren nur noch 47,1% der Blitze CG-Blitze. Dahingegen traten bei SZ-Gewittersystemen weiterhin mehr CG-Blitze auf (59%). Zu den Zeitpunkten der Hagelbeobachtungen nahm der Median der Anzahl der negativen CC-Blitze gegenüber dem gesamten Untersuchungszeitraum leicht zu. Für die CG-Blitze konnte diese Zunahme des Medians nicht bestätigt werden. Anders hingegen verhielt sich das untere Quartil, denn es verschob sich für beide Gewittersysteme sowohl leicht zu mehr negativen CC- als auch zu mehr negativen CG-Blitzen. Ein deutliches Ergebnis erbrachte die Auswertung des Medians der mittleren Blitzhöhe, denn er nahm in SZ-Gewittersystemen zu den Zeitpunkten der Hagelbeobachtungen deutlich zu (0,52 km), während er bei NSZ-Gewittersystemen leicht abnahm. Noch deutlicher änderte sich der Wert des unteren Quartils in SZ-Gewittersystemen zwischen allen Zeitpunkten und den Hagelbeobachtungszeitpunkten, da der Wert des unteren Quartils um (0,71 km) anstieg. Diese Ergebnisse deuteten darauf hin, dass es in den untersuchten SZ-Gewittersystemen zum Zeitpunkt der Hagelbeobachtungen noch zu einem starken Aufwind kam, wohingegen dies bei den NSZ-Gewittersystemen nicht der Fall war, beziehungsweise hier ein Abwind bereits zum Absinken der mittleren Blitzhöhe führte.

Die Ziele der Arbeit konnten teilweise erreicht werden. Vor allem die Zunahme der Anzahl aller Blitze sowie der CC- und CG-Blitze vor der ersten Hagelbeobachtung könn-

te als Kriterium für eine Kurzfristvorhersage genutzt werden. Auch eine Zunahme der mittleren Blitzhöhe bei NSZ-Gewittersystemen wäre ein Merkmal für den ersten Hagel. Eine Detektion von Hagel, auf Basis von Blitzstrukturen, die nach den ersten Hagelbeobachtungen analysiert wurden, gestaltet sich schwierig, denn hier wurde lediglich eine geringe Zunahme der positiven Blitzentladungen nach dem Hagel festgestellt. Für die Untersuchung aller Hagelmeldungen konnte kein Zeitraum vor und nach den Hagelbeobachtungen betrachtet werden, da es hier das Problem gegeben hätte, dass Blitze mehrfach in die Analyse mit eingegangen wären. Eine Möglichkeit einer nachträglichen Hageldetektion bildet hier jedoch die deutliche Zunahme der CC-Blitze bei NSZ-Gewittersystemen zum Hagelbeobachtungszeitpunkt. Auch der Anstieg der mittleren Blitzhöhe bei SZ-Gewittersystemen zum Hagelbeobachtungszeitpunkt wäre sicherlich ein interessanter Ansatz einer nachträglichen Hageldetektion. Insgesamt bestand aber durchgehend das Problem, dass eventuell nicht jeder aufgetretene Hagel in die Untersuchungen mit einfluss, da die ESWD-Meldungen sowie die Radaranalysen, diesen nicht lückenlos erfassten. Daher wäre es in Zukunft nötig auf eine größere Anzahl an Hagelbeobachtungen zurückgreifen zu können. Eine Möglichkeit wäre hier Schadensdaten von Versicherungen in die Auswertungen mit einfließen zu lassen. Außerdem wäre die Mitbeziehung anderer europäischer Länder sehr hilfreich, da Hagelschlag auch dort zu großen Schäden führt. Des Weiteren sollte eine weitere Unterteilung der Gewitterzellen erfolgen, denn sie ermöglicht es, die Dynamik der verschiedenen Zellsysteme und ihre Blitzcharakteristika noch näher zu betrachten. Aufgrund dessen, dass die Stichprobenanzahl insgesamt zu gering und der Untersuchungszeitraum zu kurz war, sind weitere weitere Forschungsarbeiten im Bereich der Blitzforschung im Zusammenhang mit Hagelereignissen notwendig.

Literaturverzeichnis

- Beard, K. und H. T. Ochs, 1986: Charging mechanisms in clouds and thunderstorms. *The Earth's Electrical Environment*, 114–130.
- Beheng, K. D., 2009: Dynamik der Atmosphäre, Skriptum zur Vorlesung WS09/10. *Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe, Deutschland*, 242 S.
- Berger, K., 1975: Development and properties of positive lightning flashes at mount s. *Salvatore with a short view on the problem of aviation protection. Conference on Lightning and Static Electricity, 14–17 April, Abingdon, England*.
- Betz, H. D., K. Schmidt, P. Laroche, P. Blanchet, W. P. Oettinger, E. Defer, Z. Dziewit, und J. Konarski, 2009: LINET—an international lightning detection network in Europe. *Atmos. Res.*, **91** (2), 564–573.
- Betz, H. D., U. Schumann, und P. Laroche, 2008: *Lightning: principles, instruments and applications: review of modern lightning research*. Springer Science & Business Media, 641 S.
- Bolton, D., 1980: The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046–1053.
- Bott, A., 2012: *Synoptische Meteorologie: Methoden der Wetteranalyse und-prognose*. Springer-Verlag, 486 S.
- Browning, K. A., 1977: The structure and mechanisms of hailstorms, Hail: A review of hail science and hail suppression. *Meteorol. Mag.*, **38**, 1–43.
- Busch, M., 2013: Untersuchung der Luftmasseneigenschaften und ihrer Transformation bei schweren Hagelereignissen über Europa. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe, Deutschland.
- Changnon Jr, S. A., 1970: Hailstreaks. *J. Atmos. Sci.*, **27** (1), 109–125.

- Chern, J., R. Hsu, H.-T. Su, S. Mende, H. Fukunishi, Y. Takahashi, und L.-C. Lee, 2003: Global survey of upper atmospheric transient luminous events on the ROCSAT-2 satellite. *Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics*, **65** (5), 647–659.
- Clarence, N. und D. Malan, 1957: Preliminary discharge processes in lightning flashes to ground. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **83** (356), 161–172.
- Corsmeier, U., et al., 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.
- Damian, T., 2011: Blitzdichte im Zusammenhang mit Hagelereignissen in Deutschland und Baden-Württemberg. Tech. rep., Seminararbeit, Universität Karlsruhe (TH), Institut für Meteorologie und Klimaforschung.
- De Miranda, F., O. Pinto, und M. M. F. Saba, 2003: A study of the time interval between return strokes and k-changes of negative cloud-to-ground lightning flashes in Brazil. *Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics*, **65** (3), 293–297.
- Doswell III., C. A., 1982: *The Operational Meteorology of Convective Weather. Volume 1. Operational Mesoanalysis*. Defense Technical Information Center, National Oceanic and Atmospheric Organisation, Kansas City, Missouri, USA, 102 S.
- Doswell III., C. A., 1987: The distinction between large-scale and mesoscale contributions to severe convection: A case study example. *Wea. Forecasting*, **2**, 3–16.
- Dotzek, N., P. Groenemeijer, B. Feuerstein, und A. M. Holzer, 2009: Overview of ESSL's severe convective storms research using the European Severe Weather Database ES-WD. *Atmos. Res.*, **93**, 575–586.
- Emersic, C., P. Heinselman, D. MacGorman, und E. Bruning, 2011: Lightning activity in a hail-producing storm observed with phased-array radar. *Monthly Weather Review*, **139** (6), 1809–1825.
- Findeisen, W., 1940: Über die Entstehung der gewitterelektrizität. *Met. Z.*, **57**, 201 S.
- Groenemeijer, P. H., 2009: Convective storm development in contrasting thermodynamic and kinematic environments. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe, Deutschland.
- Heimann, D. und M. Kurz, 1985: The Munich hailstorm of July 12, 1984: A discussion of the synoptic situation. *Beitr. Phys. Atmos.*, **58**, 528–544.

- Hohl, R., 2001: Relationship between hailfall intensity and hail damage on ground, determined by radar and lightning observations. Dissertation, University of Fribourg, Switzerland.
- Hohl, R. und H.-H. Schiesser, 2001: Cloud-to-ground lightning activity in relation to the radar-derived hail kinetic energy in Switzerland. *Atmos. Res.*, **56**, 375–396.
- Holton, J. R., 2004: *An introduction to dynamic meteorology*. Elsevier Academic press, San Diego, USA, 539 S.
- Houze, R. A., 1993: *Cloud Dynamics*. Nr. 53 in International Geophysics Series, Academic Press, San Diego, USA, 570 S.
- Jurković, P. M., N. S. Mahović, und D. Počakal, 2015: Lightning, overshooting top and hail characteristics for strong convective storms in Central Europe. *Atmos. Res.*, **161**, 153–168.
- Knight, N. C. und A. J. Heymsfield, 1983: Measurement and interpretation of hailstone density and terminal velocity. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1510–1516.
- Kraus, H., 2004: *Die Atmosphäre der Erde*. Springer-Verlag, 470 S.
- Kunz, M., 2007a: The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **7**, 327–342.
- Kunz, M., 2012a: Meteorologische Naturgefahren. Skript zur Vorlesung SoSe 2012, Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe, 115 S.
- Kunz, M., 2012b: Meteorologische Naturgefahren. Skript zur Vorlesung SoSe 2012, Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe, 140 S.
- Kunz, M., 2014: Meteorologische Naturgefahren. Skript zur Vorlesung SoSe 2014, Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe, 140 S.
- Kunz, M. und M. Puskeiler, 2010: High-resolution Assessment of the Hail Hazard over Complex Terrain from Radar and Insurance Data. *Meteor. Z.*, **19**, 427–439.
- Kurz, M., 1990: Synoptische Meteorologie: Leitfaden zur Ausbildung beim Deutschen Wetterdienst. *Deutscher Wetterdienst*, 181 S.

- Lemon, L. R. und C. A. Doswell III., 1979: Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1184–1197.
- Liljequist, G. H. und K. Cihak, 1984: *Allgemeine Meteorologie*. Vieweg, Braunschweig, 396 S.
- Liu, D., G. Feng, und S. Wu, 2009: The characteristics of cloud-to-ground lightning activity in hailstorms over northern China. *Atmos. Res.*, **91** (2), 459–465.
- Macgorman, D. R. und D. W. Burgess, 1994: Positive cloud-to-ground lightning in tornadic storms and hailstorms. *Monthly weather review*, **122** (8), 1671–1697.
- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **61** (11), 1374–1387.
- Markowski, P. und Y. Richardson, 2010: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell, Chichester, England, 407 S.
- MunichRe, 2008: Highs and Lows. Weather Risks in Central Europe. *Knowledge Series, Münchener Rückversicherungsgesellschaft, München, Deutschland, Artikelnummer 302-05482. 1.*
- Noppel, H., U. Blahak, A. Seifert, und K. D. Beheng, 2010: Simulations of a hailstorm and the impact of CCN using an advanced two-moment cloud microphysical scheme. *Atmos. Res.*, **96**, 286–301.
- Normand, C. W. B., 1938: On instability from water vapour. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **64**, 47–70.
- Pruppacher, H. R., J. D. Klett, und P. K. Wang, 1997: *Microphysics of clouds and precipitation*. Kluwer Academic Publishers, 954 S.
- Puskeiler, M., 2013: Radarbasierte Analyse der Hagelgefährdung in Deutschland. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe, Deutschland.
- Rakov, V. A., M. A. Uman, und R. Thottappillil, 1994: Review of lightning properties from electric field and TV observations. *J. Geophys. Res.*, **99** (D5), 10 745–10 750.
- Reynolds, S., M. Brook, und M. F. Gourley, 1957: Thunderstorm charge separation. *J. Meteor.*, **14** (5), 426–436.

- Schmidt, K., 2007: Ortung und Analyse von Blitzentladungen mittels Registrierung von VLF-Atmospherics innerhalb eines Messnetzes. Dissertation, Fakultät für Physik an der Ludwig-Maximilians-Universität München .
- Schultz, C. J., W. A. Petersen, und L. D. Carey, 2009: Preliminary development and evaluation of lightning jump algorithms for the real-time detection of severe weather. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **48 (12)**, 2543–2563.
- Stolzenburg, M., W. D. Rust, B. F. Smull, und T. C. Marshall, 1998: Electrical structure in thunderstorm convective regions: 1. Mesoscale convective systems. *J. Geophys. Res.*, **103 (D12)**, 14 059–14 078.
- Uman, M. A. und V. Rakov, 2003: Lightning: Physics and Effects. *Cambridge University Press*, **521 (58327)**, 1–12.
- Waldvogel, A., B. Federer, W. Schmid, und J. Mezeix, 1978: The kinetic energy of hail-falls. Part II: Radar and hailpads. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1680–1693.
- Williams, E., V. Mushtak, D. Rosenfeld, S. Goodman, und D. Boccippio, 2005: Thermodynamic conditions favorable to superlative thunderstorm updraft, mixed phase microphysics and lightning flash rate. *Atmos. Res.*, **76 (1)**, 288–306.
- Williams, E., et al., 1999: The behavior of total lightning activity in severe florida thunderstorms. *Atmos. Res.*, **51 (3)**, 245–265.

Danksagung

Als erstes gilt mein Dank Herrn PD Dr. Michael Kunz, der das Referat übernahm und es mir ermöglichte diese Diplomarbeit zu erstellen. Außerdem war seine Kritik immer sehr konstruktiv und brachte mich in der Arbeit stets voran. Herrn Prof. Dr. Christoph Kottmeier danke ich für die Übernahme des Korreferats.

Als nächstes gilt mein Dank Herrn Jon Meis von der European Weather Consult GmbH (EWC), der mir die Möglichkeit bot in seiner Firma die Arbeit zu erstellen. Vor allem zu Beginn gab er mir einige wertvolle Tipps bezüglich der Datenauswertung. Ein ganz besonderer Dank geht an Martin Busch, meinem langjährigen Studienkollegen und Kollegen bei EWC, denn er betreute mich bei der Diplomarbeit in einer Art und Weise, die mich sehr beeindruckte. Sein stets offenes Ohr und seine Ratschläge trugen maßgeblich zum Anfertigen der Arbeit bei. Auch in Phasen in denen ich zu verzweifeln schien schaffte er es mich neu zu motivieren. Des Weiteren bedanke ich mich ganz herzlich bei Miroslav Šedivý, Jérémy Sack und Christian Borger für die vielen Hilfestellungen bei Programmierproblemen, sowie einige auflockernde Gespräche zwischendurch. Auch Maik Trömel möchte ich danken, da er mir bei Datenbankverbindungen sowie der Verarbeitung der Blitzdaten sehr weitergeholfen hat. Achim Strunk spreche ich ebenfalls ein großes Dankeschön aus, denn er gab mir stets die benötigte Rückendeckung bei organisatorischen Problemen. Für das Korrekturlesen sowie ein tolles, ja freundschaftliches Verhältnis in der gesamten Zeit in der ich bisher als Werkstudent bei EWC gearbeitet habe, danke ich Nicola Ernst von ganzem Herzen. Es macht Spaß mit dir zu Arbeiten. Allen weiteren Kollegen von EWC danke ich ebenfalls für die sehr gute und familiäre Stimmung. Egal wen von euch ich zu kleineren Problemen fragte, ihr konntet mir stets weiterhelfen.

Der Arbeitsgruppe *Atmosphärische Risiken* bin ich dankbar, für die vielen Ideen und konstruktive Kritik innerhalb der Arbeitsgruppensitzungen. Namentlich sind dies Florian Ehmele, Elody Fluck, Julia Kosch, Michael Kunz, Susanna Mohr, Bernhard Mühr, David Piper, Heinz Jürgen Punge und Manuel Schmidberger. Besonders Bernhard Mühr brachte mir die Synoptik während des gesamten Studiums nahe, und gewährte mir Einblicke in das Leben eines Meteorologen, die nicht viele haben. Vielen Dank dafür.

Meinen Freunden möchte ich ebenfalls danken, denn in eurer Nähe konnte ich stets abschalten und das Leben neben der Diplomarbeit, beziehungsweise dem Studium, genießen.

Ein weiteres ganz dickes und herzlichstes Dankeschön will ich an meine Eltern Hartmut und Brigitte sowie an meine beiden Geschwister Sabrina und David richten. Ihr habt mich während meiner gesamten Studienzeit immer voll unterstützt. Selbst wenn es Phasen gab,

in denen ich an mir selbst zweifelte oder in ein Motivationsloch fiel, habt ihr mich immer wieder aufgerichtet. Die Stunden auf der Terrasse sind für mich unvergesslich. Auch meinen Großeltern will ich danken für die köstliche Verpflegung, wenn ich nach der Uni zu Besuch war sowie für ihre finanzielle Unterstützung.

Meiner Freundin Manuela bin ich sehr dankbar, dass sie mich während meines gesamten Studiums begleitete und mir immer den Rückhalt und die Geborgenheit gab, die ich benötigte. Ich weiß nicht, wie ich das alles ohne dich geschafft hätte. Es ist so schön einen Menschen wie Dich an meiner Seite zu haben.

Erklärung

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

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

Karlsruhe, den 07. August 2015

Marcel Schmid