

Räumliche und zeitliche Analyse von Hagelzugbahnen über Deutschland unter Verwendung verschiedener Beobachtungsdaten

Diplomarbeit im Fach Meteorologie
vorgelegt von

Sandra Freudenstein

August 2013



INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE

Referent:

PD Dr. Michael Kunz

Korreferent:

Prof. Christoph Kottmeier

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Theoretische Grundlagen	3
2.1	Grundlagen der Konvektion	3
2.2	Überblick über die Gewittersysteme und Hagelbildung	12
2.3	Blitzentstehung und Funktionsweise von Ortungssystemen	19
2.4	Bisheriger Stand der Forschung	23
3	Datengrundlage	27
3.1	Hagelereignisse	27
3.2	Identifikation von Zugbahnen aus Blitzdaten	29
3.3	Radiosondendaten	31
3.4	Objektive Wetterlagenklassifikation	31
3.5	Untersuchungsgebiet	33
4	Methoden der Auswertung	35
4.1	Verbindung Hagelereignisse – Blitzdaten	35
4.2	Polarstereografische Projektion	38
4.3	Flächenbezogene Häufigkeitsverteilungen	39
5	Analyse der kombinierten Beobachtungsdaten	41
5.1	Fallstudien	41
5.2	Raumzeitliche Analyse der Zugbahnen	48
5.3	Tageszeit und Entstehungsorte der Zugbahnen	55
5.4	Zugbahnen in Abhängigkeit der Länge	61
5.5	Untersuchung der Zugrichtung	63
5.6	Identifikation von hagelrelevanten Wetterlagen	65
6	Zusammenfassung und Ausblick	71
	Literaturverzeichnis	75
A	Anhang	I

1. Einleitung

Gewitter gehen oft einher mit extremen Wetterereignissen wie Starkniederschlägen, Blitzschlag, Hagel, Sturmböen oder Tornados. Besonders in den Sommermonaten können sich die Gewitter zu großen Komplexen ausbilden. Dies birgt ein erhebliches Gefahrenpotential für Menschen und materielle Werte. Zu spüren bekommt das vor allem die Landwirtschaft, das Baugewerbe und die Versicherungsbranche. Dabei hat der Hagelschlag eine große Bedeutung, denn fast 40% aller durch Naturereignisse bedingten Gebäudeschäden in Baden-Württemberg lassen sich auf Hagel zurückführen (Kunz und Puskeiler, 2010; Puskeiler, 2009). Darüber hinaus hat die Anzahl der Tage, die mit Hagelschäden verbunden sind, in den letzten zwei Jahrzehnten erheblich zugenommen (Kunz et al., 2009). Die Kenntnis über den Entstehungsort und -zeitpunkt sowie die Art und Intensität des Gewitters kann helfen, die damit einhergehenden Gefahren abzuschätzen, Entscheidungsträger frühzeitig zu warnen und gegebenenfalls Präventionsmaßnahmen einzuleiten.

Die Prognose von Gewittern zählt immer noch zu den schwierigsten Aufgaben der Wettervorhersage. Denn konvektive Ereignisse weisen nur eine begrenzte räumliche Ausdehnung auf (Größenordnung 1-10 km) und entwickeln sich auf einer kurzen zeitlichen Skala (Größenordnung 1-12 h). Die Auflösung der operationellen numerischen Wettervorhersagemodelle ist (noch) zu grob, um diese lokal-skaligen Systeme im Detail zu reproduzieren und zu prognostizieren. Hinzu kommt, dass der für die Initialisierung der Modellläufe benötigte Anfangszustand der Atmosphäre nur durch eine begrenzte Anzahl direkter Messungen bekannt ist. Bei Kurzfristvorhersagen im Bereich von wenigen Stunden sind auch Fernerkundungsbeobachtungen hilfreich wie z.B. Radarmessungen oder Blitzdetektionen. Während die Messungen mit Radargeräten Informationen über die vertikale und horizontale Erstreckung von Gewittersystemen liefern und dadurch Rückschlüsse auf die räumliche Ausdehnung von Niederschlagsgebieten möglich sind, bietet die Detektion von Blitzen den Vorteil, dass Einschlagsorte über sehr große Distanzen (einige 100 km) und mit hoher Genauigkeit gemessen werden können. Dies ermöglicht es, auch entfernte Gewitter zu detektieren und zu verfolgen. Vor diesem Hintergrund wurden auf Basis von Blitzdaten verschiedene Algorithmen zur Verfolgung von Gewitterzellen entwickelt (Meyer, 2010; Steinacker et al., 2000).

Als Betreiber eines europaweiten Messnetzes ist auch der Blitz-Informationsdienst von Siemens (BLIDS) daran interessiert, seine Kunden frühzeitig und zuverlässig vor einem Gewitter zu warnen. Forger (2010) entwickelte daher eine Methode, mit der der 'BLIDS Alarm' verbessert und sogenannte Blitzcluster automatisiert erkannt werden können. Zur Überprüfung seines Verfahrens

wendete er dieses auf Blitzdaten aus der Vergangenheit für den Zeitraum 2001 bis 2009 an. Die Daten bilden die Grundlage für die Untersuchungen dieser Diplomarbeit. Durch Kombination von Hagelmeldungen und Blitzdaten soll nun ein Verfahren entwickelt werden, das einzelne Hagelzüge (HZ) identifizieren kann. Dabei werden Informationen über Hagelereignisse aus der Europäischen Unwetterdatenbank ESWD sowie Schadendaten der Vereinigten Hagel verwendet. Ziel ist es, HZ mit langen Zugbahnen hinsichtlich ihrer räumlichen und zeitlichen Variabilität zu analysieren. Zudem soll untersucht werden, ob es bevorzugte Regionen für die Entstehung von HZ gibt und ob ein Zusammenhang zur Orografie erkennbar ist. Auch großräumige Parameter, die sich aus den objektiven Wetterlagenklassen des DWD ableiten lassen, werden betrachtet.

Die theoretischen Grundlagen, die zum Verständnis für die Gewitter- und Hagelentstehung notwendig sind, werden in Kapitel 2 erläutert. Hier wird auch auf die Entstehung von Blitzen und das Ortungsverfahren eingegangen. Kapitel 3 befasst sich mit den verwendeten Datensätzen sowie dem Untersuchungsgebiet. Die Methoden der Auswertung und die daraus abgeleitete Definition für einen Hagelzug sind in Kapitel 4 dargestellt. Kapitel 5 beschreibt ausführlich die Ergebnisse der Untersuchungen. Anhand von Fallstudien wird eine qualitative Überprüfung der verwendeten Methode durchgeführt und im Anschluss auf die verschiedenen Analysen eingegangen. Kapitel 6 diskutiert abschließend die Ergebnisse, die möglichen Fehlerquellen und zeigt weitere Perspektiven auf.

2. Theoretische Grundlagen

2.1 Grundlagen der Konvektion

Als Konvektion bezeichnet man in der Meteorologie kleinskalige vertikale Luftbewegungen, die durch Auftriebskräfte in einer labil geschichteten Umgebung verursacht werden. Die Vertikalgeschwindigkeiten können dabei Werte bis über 50 m s^{-1} erreichen (Kunz, 2012). Die Entstehung von sehr intensiven Gewittersystemen ist daher an das Auftreten von Konvektion gebunden. Im Allgemeinen unterscheidet man zwischen freier und erzwungener Konvektion. Wird beispielsweise ein bodennahes Luftpaket durch eine stark aufgeheizte Erdoberfläche erwärmt, sodass es gegenüber seiner Umgebung eine geringere Dichte aufweist, steigt es auf. Man spricht in diesem Fall von **freier Konvektion**. Wird die Ausgleichsströmung hingegen durch äußere Kräfte angetrieben (z.B. durch Druckgradientkräfte bei der Überströmung von Gebirgen), so wird dies als **erzwungene Konvektion** bezeichnet.

2.1.1 Statische Stabilität

Die Stabilität einer Schichtung gibt an, ob und in welchem Maße ein Luftpaket eine vertikale Beschleunigung erfährt, wenn es einer virtuellen Verrückung ausgesetzt ist. Im **stabilen** Fall kehrt es wieder in seine Ausgangslage zurück, im **neutralen** Fall bleibt es in seiner ausgelenkten Position und im **labilen** Fall entfernt es sich weiter von seiner ursprünglichen Ausgangslage. Die Temperaturschichtung wird also durch die Temperaturänderung mit der Höhe relativ zur Umgebungsluft des Luftpakets beschrieben. Die atmosphärische Stabilität zu kennen (oder wenigstens abschätzen zu können), ist wichtig für die Analyse und Vorhersage von konvektiven Ereignissen.

Wird ein Luftpaket gehoben, dehnt es sich aus, wobei Arbeit am Volumen geleistet wird. Nach dem 1. Hauptsatz der Thermodynamik kühlt sich das Luftpaket dadurch ab. Für reversible Prozesse in einem homogenen System gilt für die Änderung der inneren Energie du :

$$du = \delta q + \delta a \tag{2.1}$$

Dabei bezeichnet δq die zugeführte Wärmemenge und δa die verrichtete (Volumen-)arbeit, die sich schreiben lässt als $\delta a = -p \cdot d\alpha$, wobei p für den Druck, $\alpha = 1/\rho$ für das spezifische Volumen und ρ für die Dichte stehen. Die Änderung der inneren Energie ist proportional zur Änderung der Temperatur dT mit der spezifischen Wärme bei konstantem Volumen $c_v = 717 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$: $du = c_v \cdot dT$. Unter Verwendung der Enthalpie $h = u + p \cdot \alpha$ folgt damit aus Gleichung (2.1):

$$\delta q = dh - \alpha \cdot dp \quad (2.2)$$

Für die Änderung der Enthalpie gilt $dh = c_p \cdot dT$. Dabei ist $c_p = 1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ die spezifische Wärme bei konstantem Druck. Für einen adiabatischen Prozess mit $\delta q = 0$ folgt aus Gleichung (2.2):

$$dh = c_p \cdot dT = \alpha \cdot dp \quad (2.3)$$

Dieser Zusammenhang ist also bei der Hebung eines ungesättigten Luftpakets erfüllt. Unter der Annahme der hydrostatischen Approximation $\partial p / \partial z = -\rho \cdot g$ mit der Höhe z und der Schwerkerebeschleunigung g lässt sich daraus der **trocken-adiabatische Temperaturgradient** (bzw. die Abkühlungsrate) herleiten:

$$\Gamma_d = -\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{g}{c_p} = 0,0098 \text{ K m}^{-1} \quad (2.4)$$

Die atmosphärische Schichtung ist also genau dann **indifferent-trocken** (oder adiabatisch), wenn die Änderung der Umgebungstemperatur mit der Höhe $\gamma_U = \Gamma_d$ entspricht. Nimmt die Temperatur dagegen geringer ab als es der trocken-adiabatische Temperaturgradient vorgibt, $\gamma_U < \Gamma_d$, ist die Schichtung **trocken-stabil** (oder unteradiabatisch). Bei $\gamma_U > \Gamma_d$ liegt eine **trocken-labile** (oder überadiabatische) Schichtung vor.

Ein Luftpaket, das trocken-adiabatisch auf das Niveau p_0 gebracht wird, erlangt die **potentielle Temperatur**

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^\kappa \quad (2.5)$$

mit dem Isentropenexponenten $\kappa = R_l / c_p = 0,286$, der mittleren Gaskonstante für trockene Luft $R_l = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ sowie dem Referenzdruck $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ (Abb. 2.1).

Ab Erreichen des Kondensationsniveaus ist die bei der vertikalen Verrückung einsetzende Abkühlungsrate geringer als im oben beschriebenen trocken-adiabatischen Fall, da durch die Kondensation zusätzlich latente Wärme frei wird. Bei der Änderung der Enthalpie muss daher das Sättigungsmischungsverhältnis r_s miteinbezogen werden; es ergibt sich:

$$dh = c_p \cdot dT + l_{wd} \cdot dr_s \quad (2.6)$$

Dabei ist $l_{wd} = 2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ die latente Verdampfungswärme.

Der **pseudoadiabatische Temperaturgradient** (bzw. die Abkühlungsrate) Γ_s ist also vom Feuchtegehalt des Luftpakets abhängig. Er nimmt für typische atmosphärische Bedingungen in den mitt-

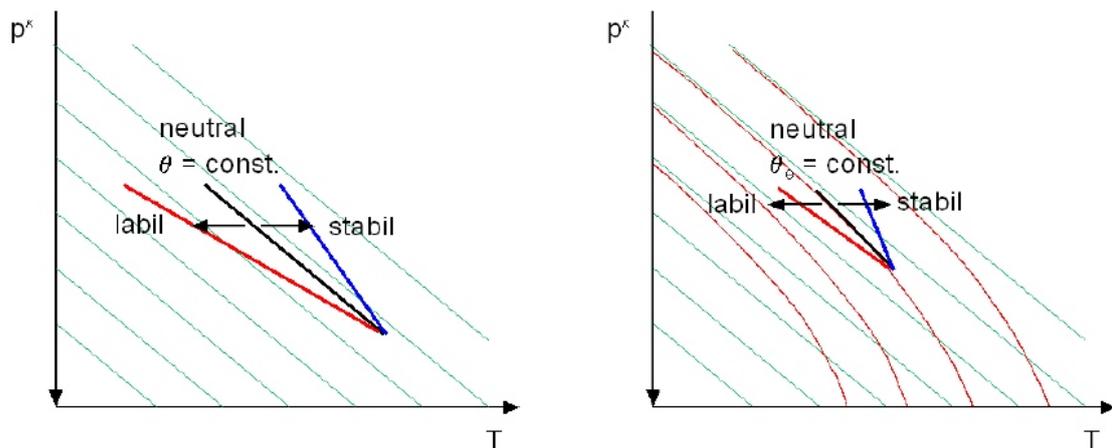


Abb. 2.1: Stabilitätsbereiche für ein ungesättigtes (links) und ein gesättigtes Luftpaket (rechts) bei unterschiedlicher Schichtung der Umgebung im Stüve-Diagramm mit Trockenadiabaten, auf denen ein nicht-gesättigtes Luftpaket läuft, das gehoben/ gesenkt wird (grün) und Pseudoadiabaten, auf denen ein gesättigtes Luftpaket läuft, das gehoben (wird); aus Kunz (2009).

leren Breiten Werte im Bereich von $0,004 \text{ K m}^{-1} \leq \Gamma_s \leq 0,0098 \text{ K m}^{-1}$ an. Aus der Clausius-Clapeyron-Gleichung, die den Gleichgewichtsdruck von Wasserdampf über Flüssigwasser beschreibt,

$$\frac{dp_{wd}}{dT} = \frac{l_{wd}}{T} \cdot \frac{1}{\alpha_d - \alpha_w} \quad (2.7)$$

leitet sich ab, dass eine geringere Temperatur mit einem geringeren Sättigungsmischungsverhältnis einhergeht, wobei p_{wd} der Sättigungsdampfdruck, α_d das spezifische Volumen im gasförmigen Zustand und α_w das spezifische Volumen im flüssigen Zustand ist. Damit nähert sich der feuchtadiabatische Temperaturgradient für tiefe Temperaturen dem trockenadiabatischen Gradienten an.

Ähnlich wie die potentielle Temperatur für trocken-adiabatische Vertikalbewegungen stellt die **äquivalent-potentielle Temperatur**

$$\theta_e \approx \theta \cdot \exp\left(\frac{l_{wd} \cdot r_s}{c_p \cdot T}\right) \quad (2.8)$$

eine konservative Größe für feucht-adiabatische Vorgänge dar.

Die Atmosphäre ist für gesättigte Luft **indifferent-feucht**, wenn $\gamma_U = \Gamma_s$ ist. Eine **feucht-stabile** Schichtung liegt bei $\gamma_U < \Gamma_s$ vor, eine **feucht-labile** Schichtung bei $\gamma_U > \Gamma_s$ (Abb. 2.1).

Wenn die Abnahme der Umgebungstemperatur mit der Höhe zwischen den beiden Temperaturgradienten liegt, also $\Gamma_s < \gamma_U < \Gamma_d$, liegt eine **bedingt labile** Schichtung vor. „Bedingt“ deshalb, weil sie nur bei Sättigung labil ist. Falls ein Luftpaket trotz erzwungener Hebung und Vorliegen einer bedingt labilen Schichtung keine Kondensation erfährt, weil es zu trocken ist, kann die Labilität nicht freigesetzt werden. Wird allerdings ein feuchtes Luftpaket aus niedrigeren Höhen

in dieses Niveau gebracht, kann es danach bei Hebung zu Kondensation kommen, sodass dieses Luftpaket einen positiven Auftrieb in der bedingt labilen Luftschichtung erfährt. Dies wird als **latente Labilität** bezeichnet.

Es sei noch angemerkt, dass eine Luftsäule auch als Ganzes eine Labilisierung durch Hebung erfahren kann. Dabei sind eine hinreichende Feuchtigkeit in niedrigen Höhen und eine trockene Schicht in den oberen Höhen vorausgesetzt. Eine solche Schichtung wird als **potentiell labil** bezeichnet.

Elementare Voraussetzung für die Auslösung von hochreichender Konvektion ist das Vorliegen einer bedingt labilen, latent labilen und potentiell labilen Schichtung.

Brunt-Väisälä-Frequenz

Die Brunt-Väisälä-Frequenz ist ein Maß für die statische Stabilität der Atmosphäre.

Aus der vertikalen Komponente der Bewegungsgleichung

$$\frac{dw}{dt} = -g - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} \quad (2.9)$$

mit der Zeit t und der Vertikalgeschwindigkeit $w = \frac{d}{dt}z$ lässt sich für die Beschleunigung eines Luftpakets in einer reibungsfreien, inkompressiblen und hydrostatischen Umgebung näherungsweise die Schwingungsdifferentialgleichung

$$\frac{d^2}{dt^2}z + N^2z = 0 \quad (2.10)$$

ableiten. N bezeichnet die Brunt-Väisälä-Frequenz (vgl. Queney, 1948); sie berechnet sich im ungesättigten Fall wie folgt:

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z}} \quad (2.11)$$

Dabei ist $\theta_v = \theta \cdot (1 + 0,61q)$ die virtuelle potentielle Temperatur, $\bar{\theta}_v$ der entsprechende Mittelwert und q die spezifische Feuchte. Als virtuelle Temperatur wird diejenige Temperatur bezeichnet, die trockene Luft haben müsste, um bei gleichem Druck die gleiche Dichte wie die betrachtete feuchte Luft zu besitzen.

Unter Verwendung der Anfangsbedingungen:

1. $z(t=0) = z_0$ sei die Anfangsauslenkung
2. $\frac{d}{dt}z(t=0) = 0$, das Luftpaket befinde sich zur Zeit $t=0$ in Ruhe

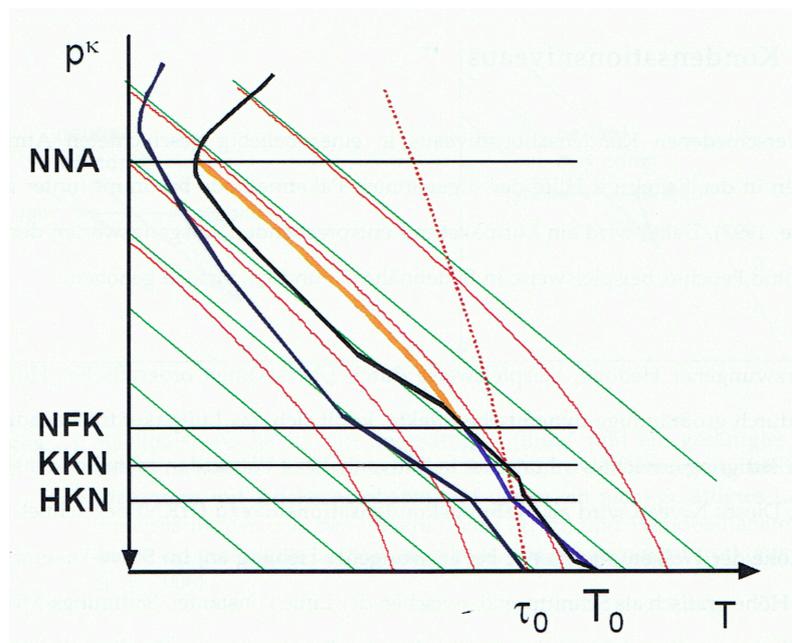


Abb. 2.2: Darstellung der verschiedenen Kondensationsniveaus im Stüve-Diagramm mit typischem Temp bzw. Schichtungskurve eines Gewittertags (schwarz), Vertikalprofil der Taupunkttemperatur (dunkelblau) und Hebungskurve (blau/ orange). Dabei bezeichnet T_0 die Temperatur am Boden und τ_0 die Taupunkttemperatur am Boden (Kunz, 2009, modifiziert durch Brombach, 2010).

ergeben sich die Lösungen für die Schwingungsdifferentialgleichung (2.10) schließlich zu (Etling, 2008):

$$z(t) = \begin{cases} z_0 \cdot \cosh(|N|t), & \text{für } N^2 < 0 : \text{labil} \\ z_0, & \text{für } N^2 = 0 : \text{indifferent bzw. neutral} \\ z_0 \cdot \cos(Nt), & \text{für } N^2 > 0 : \text{stabil} \end{cases} \quad (2.12)$$

Für $N^2 < 0$ nimmt die Vertikalgeschwindigkeit mit der Zeit zu und das Luftpaket entfernt sich immer schneller von seiner Ausgangslage, die Atmosphäre ist labil geschichtet. Bei $N^2 = 0$ erfährt das Luftpaket keine Beschleunigung, die Schichtung ist daher neutral. Für $N^2 > 0$ schwingt das Luftpaket um seine Ausgangslage mit der Frequenz N , die Atmosphäre ist dann stabil geschichtet.

2.1.2 Kondensationsniveaus

Mit Hilfe von thermodynamischen Diagrammpapieren lassen sich verschiedene Kondensationsniveaus leicht bestimmen. Der Deutsche Wetterdienst (DWD) verwendet hierfür das **Stüve-Diagramm** (Abb. 2.2): Auf der Abszisse ist die Temperatur T linear aufgetragen, auf der Ordinate eine Exponentialform des Drucks p^κ , wobei $\kappa = R_l/c_p$. Damit können die Trockenadiabaten ($\theta = \text{const.}$) im Diagramm als Geraden (grün) dargestellt werden. Die rot ausgezogenen Linien in Abbildung 2.2 sind die Pseudoadiabaten ($\theta_e = \text{const.}$), Linien konstanten Sättigungsmischungs-

verhältnisses ($r_s = \text{const.}$) sind rot gestrichelt eingezeichnet.

Das Hebungskondensationsniveau (HKN) bezeichnet die Höhe der Wolkenuntergrenze eines Luftpakets, das eine erzwungene Hebung erfährt. Dabei wird angenommen, dass es sich bis zum Einsetzen der Kondensation trockenadiabatisch abkühlt. Im Diagrammpapier wird dazu der Schnittpunkt zwischen Trockenadiabaten (von T_0 ausgehend) und der Linie konstanten Sättigungsmischungsverhältnisses (von τ_0 , der Taupunktstemperatur am Boden, ausgehend) ermittelt.

Das Niveau der freien Konvektion (NFK) bezeichnet die Höhe, in der ein Luftpaket eine höhere Temperatur (bzw. geringere Dichte) als die umgebende Luft hat. Dieser Fall kann eintreten, wenn das Luftpaket bis zum HKN trockenadiabatisch gehoben wird und dann weiter feuchtadiabatisch bis zur Kondensation weiter gehoben wird. Im Stüve-Diagramm wird das NFK über den Schnittpunkt der vom HKN ausgehenden Pseudoadiabaten und dem Temp bestimmt.

Das Kumuluskondensationsniveau (KKN) bezeichnet die Höhe der Wolkenuntergrenze eines Luftpakets, das durch freie Konvektion aufsteigt. Der Schnittpunkt zwischen dem Temp und der Linie konstanten Sättigungsmischungsverhältnisses (von τ_0 ausgehend) bestimmt das KKN. Ein trockenadiabatisches Absinken im Stüve-Diagramm vom KKN zum Boden ergibt die notwendige **Auslösetemperatur** der freien Konvektion.

Das Niveau des neutralen Auftriebs (NNA) bezeichnet die Wolkenobergrenze. Wegen der Definition des Auftriebs

$$B = \left(\frac{T - T_U}{T_U} \right) \quad (2.13)$$

ist diese Höhe genau dann erreicht, wenn $B = 0$ ist bzw. die Temperatur des Luftpakets T der Umgebungstemperatur T_U entspricht. Das bedeutet, dass das NNA dort zu finden ist, wo der Temp und die Pseudoadiabate (entweder von KKN oder HKN ausgehend) sich zum zweiten Mal schneiden.

2.1.3 Konvektionsindizes

Ob Konvektion ausgelöst wird oder nicht, hängt von der thermischen Stabilität der Luftschichtung ab (siehe Kap. 2.1.1). Für die Identifikation und Quantifizierung der Stabilität/ Labilität werden häufig verschiedene Konvektionsindizes verwendet. Sie berücksichtigen die Temperatur und/ oder die Feuchtigkeit in verschiedenen Druckniveaus, in einigen Fällen auch die Windscherung. Dadurch lassen sich Aussagen über die Gewitterwahrscheinlichkeit ableiten (Andersson et al., 1989). Im Folgenden werden drei ausgewählte Indizes kurz vorgestellt.

CAPE

Die konvektive verfügbare potentielle Energie CAPE (engl.: convective available potential energy) ist ein Energiemaß für die Konvektion. Sie gibt die Obergrenze für die potentielle Energie durch Auftriebskräfte an, die einem Luftpaket zur Verfügung steht, das pseudoabiatisch vom NFK bis zum NNA aufsteigt:

$$CAPE = R_l \int_{p_{NFK}}^{p_{NNA}} (T - T_U) d \ln p \quad (2.14)$$

Aufgrund von Messungen lassen sich folgende typische Werte für Süddeutschland benennen (Kunz, 2007):

$$\begin{aligned} CAPE < 500 \text{ J kg}^{-1} &, \text{ Gewitter sind unwahrscheinlich} \\ 500 \text{ J kg}^{-1} \leq CAPE < 1000 \text{ J kg}^{-1} &, \text{ Gewitter sind wahrscheinlich} \\ CAPE \geq 1000 \text{ J kg}^{-1} &, \text{ starke Gewitter (mit Hagel) sind wahrscheinlich} \end{aligned}$$

Zusätzlich liefert die CAPE auch eine Abschätzung für die maximale Vertikalgeschwindigkeit (Emanuel, 1994):

$$w_{max} = \sqrt{2 \cdot CAPE} \quad (2.15)$$

Aufgrund von Mischungsvorgängen und Verdunstung beträgt die reale Vertikalgeschwindigkeit ungefähr die Hälfte des berechneten Wertes.

Lifted Index

Der Hebungsindex LI (engl.: Lifted Index) entspricht der Temperaturdifferenz zwischen der Umgebungsluft in 500 hPa und einem Luftpaket, das zunächst trockenadiabatisch vom Boden bis zum HKN und anschließend pseudoadiabatisch bis auf 500 hPa gehoben wird:

$$LI = T_{500 \text{ hPa}} - T_{Boden \rightarrow 500 \text{ hPa}} \quad (2.16)$$

Bei negativen Werten ist das gehobene Luftpaket in 500 hPa wärmer als seine Umgebung. Es erfährt somit aufgrund der geringeren Dichte einen positiven Auftrieb, der die Gewitterentstehung begünstigt. Für Süddeutschland können im Mittel folgende Werte angenommen werden (Kunz, 2007):

$$\begin{aligned} LI > -2 \text{ K} &, \text{ Gewitter sind unwahrscheinlich} \\ -4 \text{ K} < LI \leq -2 \text{ K} &, \text{ Gewitter sind wahrscheinlich} \\ LI \leq -4 \text{ K} &, \text{ starke Gewitter (mit Hagel) sind wahrscheinlich} \end{aligned}$$

K-Index

Der K-Index berücksichtigt den vertikalen Temperaturgradienten zwischen 850 hPa und 500 hPa, den Feuchtegehalt in der unteren Troposphäre und die vertikale Erstreckung dieser Feuchte:

$$K = T_{850 \text{ hPa}} - T_{500 \text{ hPa}} + \tau_{850 \text{ hPa}} - [T_{700 \text{ hPa}} - \tau_{700 \text{ hPa}}] \quad (2.17)$$

Er ist vor allem für die Berechnung der Gewitterwahrscheinlichkeit in Gebieten mit schwachem synoptisch-skalierten Einfluss nützlich (Sadowski und Rieck, 1977) und lässt sich in folgende Klassen einteilen:

$K < 20 \text{ K}$, keine Schauer oder Gewitter

$20 \text{ K} < K \leq 35 \text{ K}$, Schauer sind möglich (20–60%)

$35 \text{ K} < K \leq 40 \text{ K}$, zahlreiche Schauer und Gewitter sind wahrscheinlich (> 80%)

$K > 40 \text{ K}$, zahlreiche Schauer mit starken Gewittern sind wahrscheinlich (> 90%)

2.1.4 Bedingungen der Konvektionsauslösung

Die notwendigen Bedingungen für die Auslösung von hochreichender Konvektion und somit auch für die Entstehung von Gewittern sind folgende (Doswell III, 1982; Houze, 1993):

- (i) Die Atmosphäre ist (bedingt, latent oder potentiell) labil geschichtet (siehe Kap. 2.1.1).
- (ii) Die Luftfeuchtigkeit in der unteren Troposphäre (Grenzschicht) ist hoch, sodass das aufsteigende Luftpaket ab dem Kondensationsniveau eine verringerte Abkühlungsrate erfährt und hohe Vertikalgeschwindigkeiten möglich sind.
- (iii) Ein Hebungsmechanismus (Triggermechanismus) ist wirksam und bringt das Luftpaket in die Höhe des KKN oder NFK.

Die Auslösemechanismen der Konvektion lassen sich grob unterteilen in thermisch induzierte, orografische und synoptische Hebung. Bei der thermisch induzierten Hebung steigt ein Luftpaket aufgrund starker solarer Einstrahlung aktiv auf. Häufig beobachtet man diese Art der Hebung über Gebirgen, wenn sich die Luft über den sonnenexponierten Hängen schneller erwärmt als die benachbarte Umgebungsluft. Gebirge beeinflussen die Konvektionsauslösung auf vielfältige Weise, die später noch näher diskutiert wird. Auf der synoptischen Skala kommt es zu Hebungs Vorgängen beispielsweise durch Querkirkulationen an Fronten oder durch bodennahe Konvergenzlinien. Dabei tritt vor allem im Sommer an sogenannten Ana-Kaltfronten starke Konvektion auf, wobei sich die Kaltluft keilartig unter die feuchtere Luft des Warmluftsektors schiebt. Außerdem kann großräumige Hebung auf der Vorderseite eines Troges einsetzen. Voraussetzung ist eine differen-

tielle positive Vorticityadvektion und/ oder Schichtdickenadvektion nach der ω -Gleichung (vgl. Kurz, 1990):

$$\left(\sigma \nabla_p^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = - \underbrace{f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left[-v_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f) \right]}_{\text{vertikale \u00c4nd. der Vorticityadvektion}} - \underbrace{\frac{R_l}{p} \nabla_p^2 \left[-v_g \cdot \nabla_p T \right]}_{\text{Laplace der Temperaturadvektion}} - \underbrace{\frac{R_l}{c_p p} \nabla_p^2 H}_{\text{Laplace der diabatischen W\u00e4rme\u00fcberg\u00e4nge}} \quad (2.18)$$

Dabei ist σ ein Stabilit\u00e4tsparameter, f_0 der Coriolisparameter, ω die Vertikalgeschwindigkeit im p-System, v_g der geostrophische Wind, ζ_g die relative Vorticity des geostrophischen Winds, f die planetare Vorticity und H beschreibt die diabatischen W\u00e4rme\u00fcberg\u00e4nge. Die Omegagleichung (2.18) stellt also eine Beziehung zwischen der Vertikalgeschwindigkeit im p-System (linke Seite) und den drei benannten Antriebstermen (rechte Seite) her. Hebung ($\omega < 0$) tritt folglich bei einer mit der H\u00f6he zunehmenden positiven Vorticityadvektion (bzw. einer mit der H\u00f6he abnehmenden negativen Vorticityadvektion) ein, im Bereich der relativ st\u00e4rksten Warmluftadvektion (bzw. im Bereich der relativ schw\u00e4chsten Kaltluftadvektion) und/ oder im Bereich der relativ gr\u00f6\u00dften diabatischen W\u00e4rmezufuhr (bzw. im Bereich des relativ schw\u00e4chsten W\u00e4rmeentzugs).

Einfluss der Orografie auf die Konvektionsausl\u00f6sung

Die atmosph\u00e4rische Str\u00f6mung ist nicht nur von dem Zustand der Atmosph\u00e4re abh\u00e4ngig, sondern wird auch durch orografische Erhebungen, beispielsweise durch Gebirge, beeinflusst. Ein Gebirge kann \u00fcber- oder umstr\u00f6mt werden, die Str\u00f6mung kann im Luv blockieren oder es k\u00f6nnen sich Schwerewellen ausbilden. Eine St\u00f6rung der Str\u00f6mung beeinflusst daher die Niederschlagsbildung in orografisch strukturiertem Gel\u00e4nde auf verschiedene Weise.

Die Str\u00f6mung in der Atmosph\u00e4re l\u00e4sst sich durch die Navier-Stokes-Gleichung im Relativsystem beschreiben (z.B. Pichler, 1997):

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla \vec{v} = -\nabla \Phi - \alpha \nabla p - 2\vec{\Omega} \times \vec{v} - \alpha \nabla \cdot \Psi \quad (2.19)$$

wobei \vec{v} der Windgeschwindigkeitsvektor, Φ das Geopotential, p der Druck, Ψ der Tensor des viskosen Impulsflusses (Reibungs-Spannungstensor) und $\vec{\Omega}$ der Vektor der Erdrotation ist.

Aus der Gleichung (2.19) lassen sich nach dem \u00c4hnlichkeitskonzept mehrere dimensionslose Kennzahlen ableiten, die den Betrag der Tr\u00e4gheitskraft ins Verh\u00e4ltnis zum Betrag einer anderen Kraft setzen. Um die Modifikation der Str\u00f6mung im Bereich von (Mittel-)Gebirgen zu untersuchen, kann die Betrachtung der **Froude-Zahl** n\u00fctzlich sein (Brombach, 2012). Sie ergibt sich aus

dem Verhältnis zwischen Trägheitskraft und Schwerkraft:

$$Fr = \frac{|\vec{v} \cdot \nabla \vec{v}|}{|\nabla \Phi|} = \frac{V_\infty^2}{gL} \quad (2.20)$$

Dabei ist V_∞ die charakteristische Geschwindigkeit und L die charakteristische Länge.

Für meteorologische Betrachtungen ist es sinnvoll auch die Schichtung der Atmosphäre zu berücksichtigen. Smith (1979) leitete daher die (barokline) Froude-Zahl ab:

$$Fr = \frac{U}{NH} \quad (2.21)$$

U stellt die ungestörte horizontale Windgeschwindigkeit senkrecht zum Hindernis dar und H die Hindernishöhe.

Die Froude-Zahl ist ein Maß dafür, wie stark ein Gebirge über- oder umströmt wird. Um zu analysieren, inwiefern das Strömungsverhalten über orografisch strukturiertem Gelände die Auslösung von Konvektion beeinflussen kann (Triggermechanismus), untersuchte beispielsweise Wörner (2011) in seiner Arbeit die Gewitterentstehung in Abhängigkeit von der Froude-Zahl.

Im Fall hoher Gebirge, geringer Windgeschwindigkeiten und/ oder hoher Stabilität herrscht nach Gleichung (2.21) nur eine sehr geringe Auftriebskraft ($Fr < 1$) und das Gebirge wird vor allem umströmt. Vor dem orografischen Hindernis bildet sich dann ein Staudruck aus, die Windgeschwindigkeit nimmt in diesem Bereich ab. Je nach Froude-Zahl kann die Strömung vollständig blockieren, wodurch sie schließlich gezwungen ist, sich zu teilen und um das Hindernis herumzulaufen. Im Lee des Gebirges wird durch die dort auftretende Konvergenz der Strömung eine Hebung induziert (Ausbildung einer Konvergenzzone), die dann zu Wolken- und Niederschlagsbildung führen kann (Kunz und Puskeiler, 2010).

Für den Fall großer Froude-Zahlen ($Fr \gg 1$) hingegen, also wenn das Gebirge niedrig, die Windgeschwindigkeiten hoch und/ oder die Stabilität gering sind, werden die Luftmassen über einen weiten Höhenbereich (stromaufwärts) gehoben. Je größer also die Froude-Zahl ist, desto verstärkter und glatter wird das Gebirge überströmt (Smith, 1979).

Für den Fall, dass der Wert der Froude-Zahl im Bereich von $Fr \approx 1$ liegt, wird das Gebirge sowohl teilweise umströmt als auch überströmt.

Alle theoretischen Überlegungen konnten durch eine Vielzahl von Untersuchungen realer Situationen bestätigt werden (Hagen et al., 2011).

2.2 Überblick über die Gewittersysteme und Hagelbildung

Es gibt verschiedene Organisationsformen hochreichender Konvektion, die sich in ihrer Struktur, Lebensdauer und Intensität unterscheiden (Tabelle 2.1). Welches System im Einzelfall auftritt, wird in erster Linie durch die vertikale Scherung des Horizontalwindes und großräumige Hebungsvorgänge bestimmt. Die Art des Gewittersystems beeinflusst zudem die Bildung von Hagel.

Tabelle 2.1: Gewittersysteme differenziert nach Organisationsform (Kunz, 2012).

System	Lebensdauer	horizontale Skala	Gefahrenpotential
Einzelzelle	30 min.	1 - 10 km	gering
Multizelle	einige h	bis 50 km	hoch
Superzelle	einige h	bis 50 km	sehr hoch
MCS	~ 24 h	~ 300 km	mittel - hoch
Gewitterlinie	~ 24 h	~ 400 km	hoch

2.2.1 Organisationsformen konvektiver Zellen

Im Folgenden werden die charakteristischen Merkmale der verschiedenen Gewittersysteme kurz erläutert. Eine ausführliche Darstellung findet sich bei Houze (1993) oder Markowski und Richardson (2011).

Einzelzellen entstehen häufig an Sommertagen, wenn die solare Einstrahlung den Erdboden und mit ihm die bodennahen Luftschichten aufheizt. Daher kommt es bevorzugt in den Nachmittags- und Abendstunden zur Auslösung von Einzelzellen. Voraussetzung für deren Entwicklung sind schwache Windgeschwindigkeiten und eine geringe Windscherung. Der Lebenszyklus dieser Zellen lässt sich unterteilen in Cumulus-, Reife- und Dissipationsstadium. Wegen der geringen Windscherung befinden sich der Aufwind und der ab dem Reifestadium durch Niederschlagsteilchen induzierte Abwind nahezu senkrecht übereinander. Damit unterdrückt der Abwind schließlich im Dissipationsstadium den Aufwind. Die Lebensdauer von Einzelzellen ist sehr kurz (max. 1 h), sodass Hagel bei dieser Organisationsform nur selten auftritt.

Multizellen bestehen aus mehreren Einzelzellen verschiedener Entwicklungsstadien (Abb. 2.3). Die Voraussetzung für die Bildung eines derartigen Clusters ist eine vertikale Geschwindigkeitscherung des Horizontalwinds. Sie sorgt dafür, dass während des gesamten Lebenszyklus eine räumliche Trennung von Aufwind- und Abwindgebieten gewährleistet ist. Dadurch ist eine einseitige Abschwächung nicht möglich. In Abbildung 2.3 kann dort, wo der Abwind auf den Boden trifft und die Kaltluft sich mit hoher Geschwindigkeit horizontal ausbreitet, die Böenfront ausgemacht werden. Sie hat eine wichtige Auslösefunktion für die an der Vorderflanke ständig neu entstehenden Zellen, da sie durch die der Scherung entgegengesetzten Vorticity für die notwendige Hebung der Luftmassen sorgt. Multizellen können auf diese Weise über mehrere Stunden bestehen. Die Verlagerungsgeschwindigkeit des gesamten Clusters \vec{v}_k setzt sich zusammen aus der Verlagerungsgeschwindigkeit des Ortes für die Zellneubildungen \vec{v}_{neu} und dem Horizontalwindvektor \vec{v}_h ; es gilt folglich: $\vec{v}_k = \vec{v}_{neu} + \vec{v}_h$.

Superzellen sind einzelne große Zellen, deren charakteristisches Merkmal ihre Rotation und das permanente Einströmen feucht-warmer Luft in den Aufwindbereich ist (Abb. 2.4). Die Lage vorderseitig eines Höhentrogs und die aus der Divergenz resultierende Hebung begünstigt die Bildung einer Superzelle. In Bodennähe werden im Idealfall feucht-warme Luftmassen (in der Regel

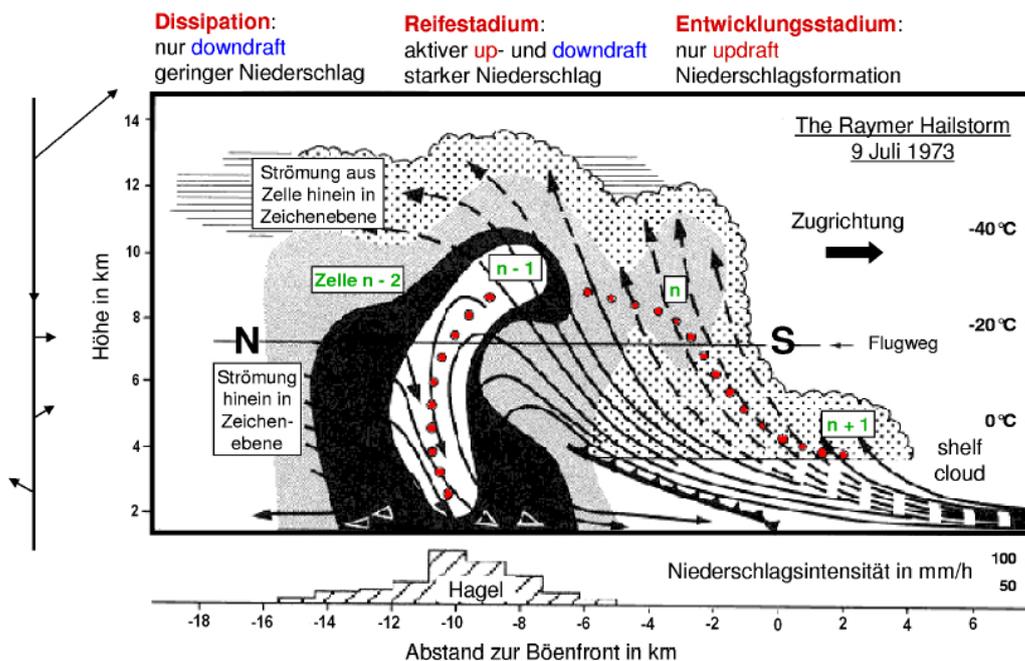


Abb. 2.3: Schematischer Vertikalschnitt mit Entwicklungsstadien ($n+1$, n , $n-1$, $n-2$) einer Multizelle, Niederschlag mit Radarreflektivitäten zwischen 35 und 45 dBZ (schwarze Fläche), Hagel mit Radarreflektivitäten > 50 dBZ (weiße Fläche), möglicher Hageltrajektorie (rote Punkte) und Stromlinien relativ zu dem sich nach rechts bewegendem System (durchgezogene Linien/ Pfeile) (Browning, 1977, modifiziert durch Kunz, 2012).

aus Südwest) advehiert, die die Zelle mit Energie versorgen und damit am Leben erhalten. Für den Transport feucht-warmer Luftmassen in den Aufwindbereich kann ein Low Level Jet unterstützend wirken. Die wichtigste Bedingung aber für das Entstehen einer Superzelle ist eine starke vertikale Windscherung, insbesondere eine Richtungsscherung, denn sie ist verantwortlich für die notwendige Separierung von Aufwind und Abwind und sorgt für die Rotation der gesamten Zelle. In Abbildung 2.4 erkennt man, dass der Aufwind sowohl durch einen vorder- als auch rückseitigen Abwindbereich eingerahmt ist. In Bodennähe führen die Abwinde zu Böenfronten. Eine Abschwächung des Aufwinds erfolgt jedoch erst, wenn die beiden Böenfronten aufeinander zulaufen. Dann führt der im Abwindbereich ausfallende Niederschlag zu einer Abschwächung des Aufwinds und kann die Zufuhr der feucht-warmer Luftmassen schließlich unterbinden. Superzellen sind fast immer mit Orkanböen, Starkniederschlägen, Hagel und teilweise auch mit Tornados verbunden.

Gewitterlinien (engl.: squall lines) sind linienhafte Anordnungen konvektiver Zellen. Sie treten häufig in Verbindung mit einer Kaltfront am Boden oder einer Höhenfront auf. Die notwendige Voraussetzung für die Entstehung ist dabei eine Umgebung mit vertikaler Windscherung, ähnlich wie es bei Multizellen der Fall ist. Daneben ist meist noch ein Antrieb aus der Höhe wirksam in Form eines divergenten Höhentrogs, der als Trigger für die Konvektion dient. Im Radarbild

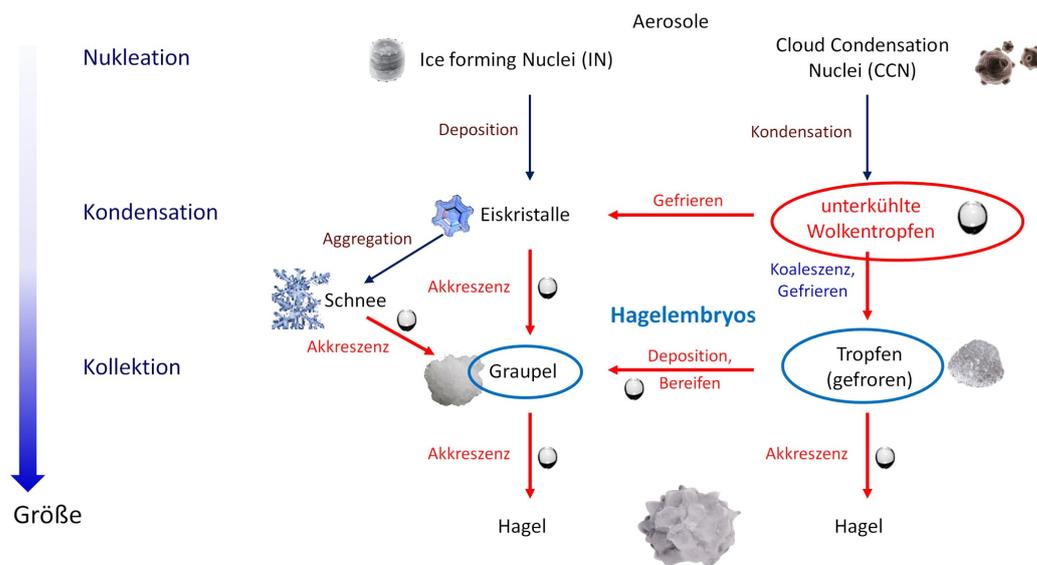


Abb. 2.5: Vereinfachtes Schema des Hagelwachstums in kalten konvektiven Wolken ($T < 0^\circ\text{C}$) mit Nukleation oben, Kondensation in der Mitte und Kollektion unten (Knight und Knight, 2001, modifiziert durch Kunz, 2012).

milchig-trüb sein oder, wie es meistens der Fall ist, aus abwechselnd klaren und undurchsichtigen Schichten bestehen. Bei Durchmessern von kleiner als 5 mm spricht man von Graupelteilchen (World Meteorological Organization, 1956).

Die Entstehung von Hagel ist an Gewittersysteme gekoppelt, die von starker Konvektion angetrieben sind. Im Allgemeinen sind dies Multizellen, MCS/MCC oder Superzellen. Wenngleich die exakten Prozesse der Hagelentstehung äußerst komplex und bis heute nicht vollständig verstanden sind, lassen sich doch einige wichtige Voraussetzungen benennen (Houze, 1993): starke Aufwinde, die auch große Hagelkörner mit einigen Zentimetern Durchmesser in der Schwebe halten können, eine hohe Dichte unterkühlter Wassertröpfchen im Verhältnis zu einer geringen Anzahl an Gefrierkernen, eine lange Verweilzeit in der Wolke, sowie niedrige Temperaturen unterhalb der 0°C -Grenze, idealerweise $-10^\circ > T > -20^\circ$.

Nach dem Überschreiten des Kondensationsniveaus befinden sich in einer Wolke viele Wassertröpfchen, deren Anzahldichteverteilung ein Maximum bei einem Durchmesser von etwa $20\ \mu\text{m}$ hat. Um zu Eisteilchen gefrieren zu können, benötigen sie entweder einen sogenannten **Gefrierkern** (engl.: Ice forming Nuclei, IN) oder eine Umgebungstemperatur von kleiner -35°C , ab der es zu **spontanen Gefrierprozessen** kommt. Als Gefrierkerne kommen bestimmte Aerosole, Schneekristalle oder Eisteilchen in Frage (Abb. 2.5).

Die Eisteilchen, die den oberen (und damit sehr kalten) Teil der Wolke passiert haben, fallen rückseitig des Aufwindgebiets zu Boden. Stoßen sie dabei auf unterkühlte Wassertröpfchen, kommt es zum spontanen Gefrieren und es bildet sich Graupel, wodurch Hagelembryos entstehen (Abb. 2.6, links). Dieser Prozess wird Akkreszenz genannt. Die Dichte der Graupelteilchen liegt im Bereich

von $0,2 \text{ g cm}^{-3} \leq \rho_{(\text{Graupel})} \leq 0,8 \text{ g cm}^{-3}$ (Pruppacher und Klett, 1997). Auch gefrorene Tropfen können als Hagelembryos fungieren. Gelangen die Hagelembryos anschließend in den Randbereich des Aufwinds und treffen dort auf eine hohe Anzahl unterkühlter Wassertröpfchen, bilden sich nach und nach Eisschichten um diese (weitere Akkreszenz). Durch den Aufwind werden sie in höhere Luftschichten transportiert und treffen dann auf weitere unterkühlte Wassertröpfchen, die sofort anfrieren. Auf diese Weise entstehen Hagelkörner, die schnell an Größe und Volumen zunehmen.

Daneben kommt es in hoch reichenden Mischwolken aufgrund des Bergeron-Findeisen-Prozesses (nach Tor Bergeron und Walter Findeisen) auch zum sogenannten **Depositionswachstum** von Wolkeneis. Bei gleich großer Oberfläche und Temperatur ist der Sättigungsdampfdruck über Wasser höher als über Eis, sodass die direkte Umgebungsluft über den Wassertröpfchen ungesättigt ist. Die unterkühlten Tröpfchen verdunsten und die hierbei entstehenden Wassermoleküle bewegen sich entlang des Dampfdruckgefälles in Richtung der Eiskristalle, an welchen sie sich dann resublimierend niederschlagen. Die Eiskristalle wachsen also auf Kosten von unterkühlten Wassertropfen. Dieser Prozess läuft jedoch langsamer ab als die Akkreszenz und ist daher für die Hagelentstehung nur von untergeordneter Bedeutung (Pruppacher und Klett, 1997).

Die einzelnen Eisschichten der Hagelkörner variieren stark in ihrer Dichte. Je nach Temperatur, Feuchtegehalt und Akkreszenzrate unterscheidet man zwischen zwei Wachstumsprozessen: dem feuchten und dem trockenen Wachstum. In Umgebungen mit niedrigeren Wassergehalten, tieferen Temperaturen (etwa -20°C bis -50°C) und geringer Akkreszenzrate findet ein **trockenes Wachstum** statt. Dabei werden unzählige kleine Luftbläschen eingeschlossen und die Anlagerungsschichten bekommen ein trübes, weißliches Aussehen. Von **feuchtem Wachstum** spricht man, wenn durch die bei der Phasenumwandlung der unterkühlten Tröpfchen frei werdende Gefrierwärme die Oberfläche des Hagelkorns genau bis zum Gefrierpunkt erwärmt wird. Dann kann Flüssigwasser in die Poren eindringen, die während des trockenen Wachstums entstanden sind, und es entsteht eine klare, durchsichtige Schicht. Voraussetzung für das feuchte Wachstum ist eine sehr hohe Dichte an Flüssigwasser und relativ warme Umgebung (0°C bis -20°C).

Aufgrund der verschiedenen Wachstumsphasen, die das Hagelkorn auf seinem Weg durch die Wolke durchläuft, lassen sich im Querschnitt der Hagelkörner häufig Ringstrukturen erkennen (Abb. 2.6, rechts). Die trüben Schalen mit Lufteinschlüssen sind der Grund, weshalb die Dichte von Hagel mit $\rho_{(\text{Hagel})} \approx 0,8 \text{ g cm}^{-3}$ etwas geringer ist als die von reinem Eis $\rho_{(\text{Eis})} \approx 0,9 \text{ g cm}^{-3}$.

Die Trajektorien (Bahnkurven) einzelner Hagelkörner werden neben dem starken Aufwind auch durch die vertikale Windscherung innerhalb einer Gewitterwolke bestimmt. So werden die Hagelkörner mit der Zeit auf die Vorderseite des Aufwindgebiets transportiert und fallen hier, sofern sie ein bestimmtes Gewicht erreicht haben, bei der die Schwerkraft größer als der Auftrieb ist, zum Erdboden. Es kann sich auch der gesamte Prozess wiederholen, wenn das Hagelkorn beim Fall erneut in einen starken Aufwindstrom gerät. Besonders lange verweilen Hagelkörner in einem rotierenden Aufwind von Superzellen; hier werden sie auf Spiralbahnen in hohe Luftschichten

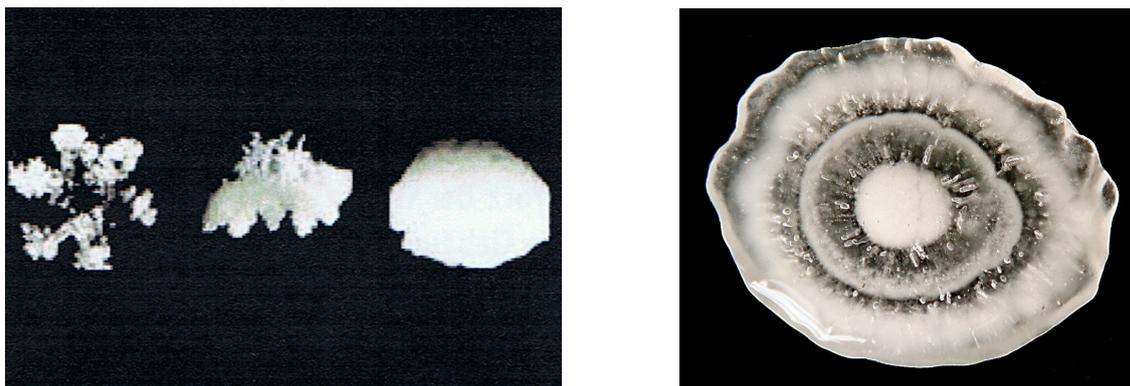


Abb. 2.6: Der fortschreitende Bereifungsprozess zeigt die Entstehungsstufen eines Hagelembryos von einem Schneekristall bis zum Graupelkorn (links). Der Querschnitt eines Hagelkorns verdeutlicht den ringförmigen Schichtungs Aufbau, welcher durch die Abfolge von trockenem und feuchtem Wachstum entsteht (rechts).

geführt. Dabei entstehen Hagelkörner mit einem großen Durchmesser (Rauber et al., 1999; Kunz, 2012).

Zusammenfassend ist das Hagelwachstum von mehreren Faktoren abhängig:

- Spektrum, Art und Typ der Aerosole als IN
- Feuchtegehalt der Wolke bzw. Menge an unterkühlten Wassertröpfchen
- Stärke und Form des Aufwindgebiets
- Ausprägung der vertikalen Windscherung
- Verweildauer der Hagelembryos in der Wachstumszone
- Trajektorien der Hagelkörner

Im Allgemeinen gilt: Je größer die Hagelkörner sind, desto größer ist auch die Wahrscheinlichkeit, dass sie als solche den Erdboden erreichen. Denn jedes Hagelkorn schmilzt an der Oberfläche während des Fallens ab einer bestimmten Temperatur. Vollkommen geschmolzener Hagel erreicht den Erdboden als (teils großtröpfiger) Regen. Theoretisch fängt ein Hagelkorn an zu schmelzen, sobald die Umgebungstemperatur oberhalb des Gefrierpunkts liegt. In der Tat verdunstet jedoch ein geringer Teil seiner Oberfläche, was lokal zu einer Abnahme der Temperatur führt. Dies bewirkt, dass Hagelkörner praktisch erst ab einer Umgebungstemperatur von ungefähr $+5^\circ\text{C}$ schmelzen, wenn die Luftfeuchtigkeit im Bereich von 50% liegt (Houze, 1993).

Die Fallgeschwindigkeit der Hagelkörner lässt sich bei einem Druck von 800 hPa und einer mittleren Umgebungstemperatur von 0°C näherungsweise durch die empirische Formel von Auer (1972) berechnen:

$$v \approx 9 \cdot D_h^{0,8} \quad (2.22)$$

Dabei ist der Durchmesser D_h in cm anzugeben. Die Gleichung (2.22) gilt für Hagelkörner mit Durchmessern bis zu 8 cm (Pruppacher und Klett, 1997). Houze (1993) beziffert die Fallgeschwin-

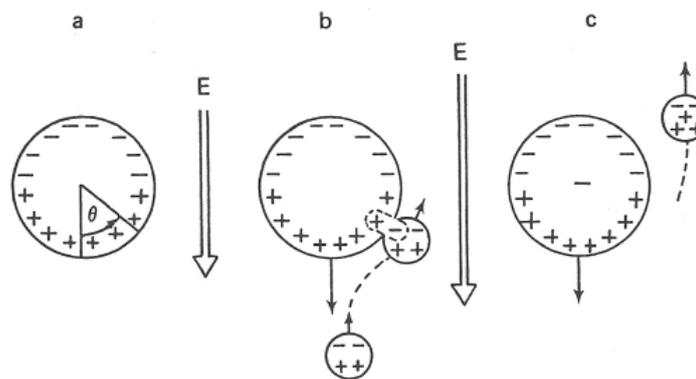


Abb. 2.7: Induktive Ladungstrennung bei kollidierenden Tropfen in einem nach unten gerichteten elektrischen Feld \vec{E} . Ein polarisierter Tropfen (a) kommt in Kontakt mit einem kleineren Tropfen (b), wodurch Ladungstrennung stattfindet (c). (Beard und Ochs, 1986)

digkeit von Hagel, je nach Größe, mit $10 - 50 \text{ m s}^{-1}$. Die Fallgeschwindigkeit von Graupelteilchen ist wegen der geringeren Masse und Dichte bedeutend niedriger und liegt bei etwa $1 - 3 \text{ m s}^{-1}$.

Die hohe Dichte, Größe und Fallgeschwindigkeit der Hagelkörner ist verbunden mit einer hohen kinetischen Energie, weshalb Hagel am Boden große Schäden in der Landwirtschaft, an Gebäuden und an Fahrzeugen verursachen kann.

Über Mitteleuropa treten Hagelereignisse im Allgemeinen während des Sommerhalbjahres auf. In den Monaten von Oktober bis März sind die Temperaturen sehr niedrig und die Luftmassen meist stabil geschichtet.

2.3 Blitzentstehung und Funktionsweise von Ortungssystemen

Blitze können zwischen einer Gewitterwolke und dem Erdboden (engl.: cloud-to-ground, CG) auftreten, aber auch innerhalb einer Wolke (engl.: intra-cloud, IC) oder zwischen zwei Wolken (engl.: cloud-to-cloud, CC). Eine Blitzentladung führt zu einem Ladungstransport zwischen zwei Bereichen unterschiedlicher Raumladung (Houze, 1993). Welche physikalischen Prozesse Blitzentladungen jeglicher Art auslösen, ist noch nicht vollständig verstanden und Gegenstand aktueller Forschungen (Solomon et al., 2001). Es lassen sich aber verschiedene Ansätze nennen, die Ladungstrennungen in einer Cumulonimbuswolke verursachen können.

2.3.1 Ladungstrennung in einer Gewitterwolke

Im Wesentlichen werden zwei Vorgänge der Ladungstrennung unterschieden: ein induktiver und ein nicht-induktiver Prozess.

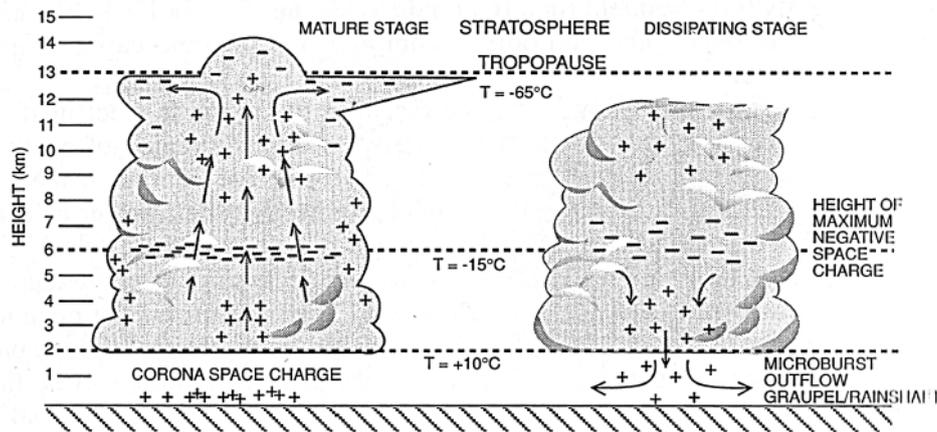


Abb. 2.8: Schematische Darstellung der Ladungsverteilung in einer Cumulonimbuswolke. Plus- und Minus-Zeichen geben die Polarität an (Houze, 1993).

Der **Ladungstransfer durch Induktion** ist in Abbildung 2.7 dargestellt. Nach (Houze, 1993) liegt in einem Cumulonimbus häufig schon ein elektrisches Feld an, wobei der obere Teil der Wolke meist positiv und der untere Teil negativ geladen ist. Durch das anliegende elektrische Feld werden die Tropfen innerhalb der Gewitterwolke polarisiert. Wenn zwei Niederschlagspartikel unterschiedlicher Masse (und Fallgeschwindigkeit) zusammenstoßen, können diese durch den Kontakt der positiv geladenen Unterseite des größeren Tropfens mit der negativ geladenen Oberseite des kleineren Tropfens Ladung austauschen. Der kleinere Tropfen wird dann mit dem in der Gewitterwolke vorhandenen Aufwind weiter nach oben transportiert. Weil dieser Tropfen nach Kollision positiv geladen ist, wird die ohnehin positive Ladung im oberen Teil der Wolke noch verstärkt (Beard und Ochs, 1986).

Nichtinduktive Ladungstrennung findet ohne das Anliegen eines elektrischen Feldes statt. Durch Zerplatzen oder Kollision von Wolkentropfen, Graupel oder Eisteilchen können sich die Niederschlagspartikel elektrisch aufladen. Dieser Prozess ist besonders dann wirksam, wenn Graupelteilchen mit Eisteilchen zusammenstoßen (Reynolds et al., 1957). Der Ladungstransfer ist dabei abhängig von dem Temperaturbereich in der Wolke (Houze, 1993). Daneben können aber auch bei Phasenübergängen Ladungstrennungen stattfinden (Findeisen, 1940).

Aufgrund dieser Vorgänge bildet sich innerhalb einer Cumulonimbuswolke eine Tripolstruktur aus, wie sie in Abbildung 2.8 dargestellt ist.

2.3.2 Blitzvorgang bei Wolke-Erde-Blitzen

Ist die Ladungsdifferenz groß genug, finden Ausgleichsströme in Form von Blitzen statt. Die ersten Blitze treten meist innerhalb der Wolke auf, CG-Blitze folgen später (Lojou et al., 2009). Die am häufigsten beobachtete und untersuchte Blitzart ist der negative Abwärts-

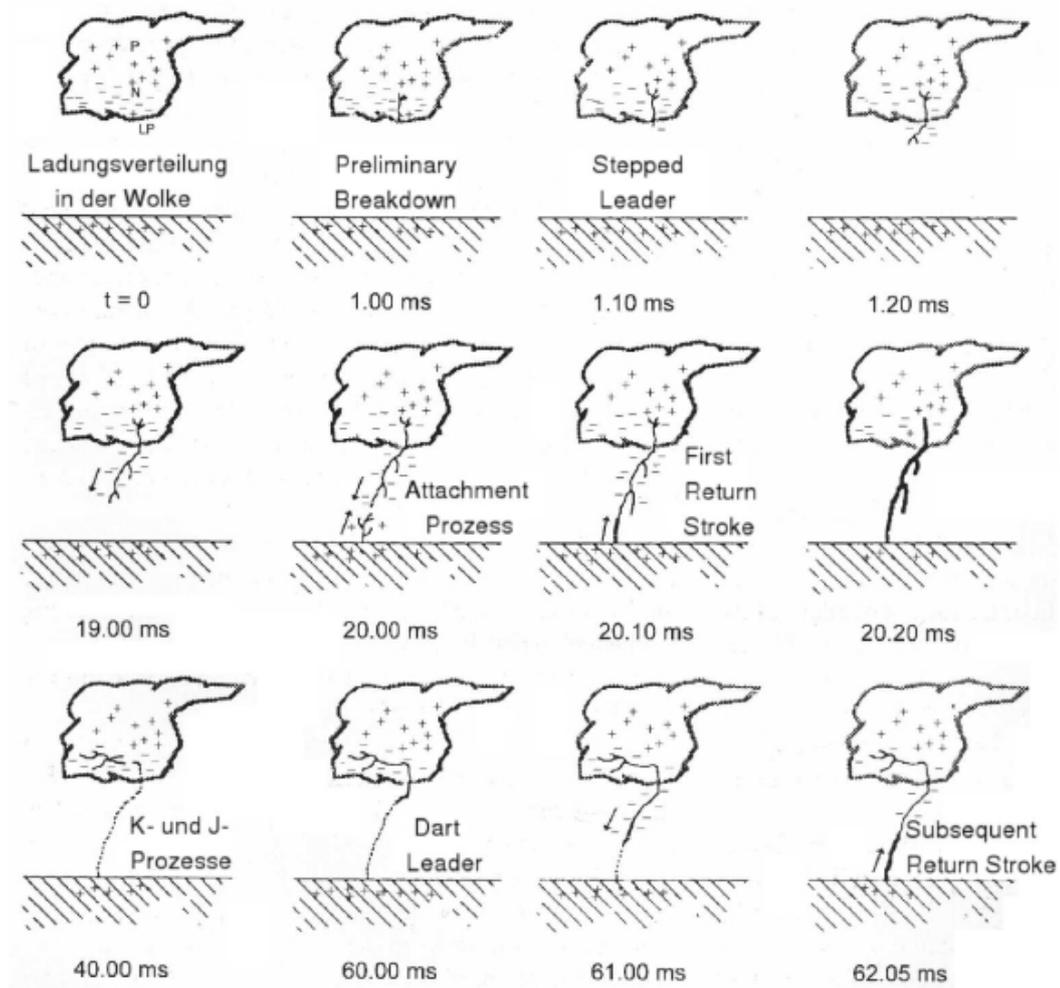


Abb. 2.9: Prozessphasen bei Wolke-Erde-Blitzen am Beispiel des negativen Abwärtsblitzes (Rakov und Uman, 2006).

blitz (–CG). Daher werden die Vorgänge während der Einzelprozesse bei der Blitzenstehung im Folgenden exemplarisch für den **Wolke-Erde-Blitz** dargestellt. Eine ausführliche Zusammenstellung aktueller Erkenntnisse findet sich unter anderem bei Rakov und Uman (2006).

Breakdown-Prozesse

Durch wolkeninterne Prozesse ausgelöst, finden zunächst sogenannte Vorentladungen (engl.: initial breakdown) statt. Dabei entstehen durch Stoßionisation der Luftmoleküle ionisierte Kanäle zwischen einzelnen Wolkenladungszentren (Clarence und Malan, 1957). Im Fall eines Blitzes dehnt sich der ionisierte Kanal aus und kann als Initiator für den nachfolgenden, abwärts gerichteten Stepped Leader angesehen werden (Berger, 1977).

Leader-Prozesse

Bei Leader-Prozessen werden die Ladungen aus der Wolke in Richtung Erde transportiert und ein ionisierter Plasmakanal (Blitzkanal) aufgebaut. Der erste Leader-Prozess eines Blitzkanals wird **Stepped Leader** genannt. Die Ausbildung des Plasmakanals erfolgt hierbei stoßweise, wodurch viele Verzweigungen entstehen, die beim nachfolgenden Return Stroke ebenfalls aufleuchten (Schmidt, 2007). Der Leader-Prozess verändert die Ladungsverteilung am Boden, je näher er der Erde kommt. Wird ein kritischer Wert überschritten, setzt der **Attachment-Prozess** ein (Abb. 2.9). Vom Boden her bildet sich dann ebenfalls ein Leader, die sogenannte **Fangentladung**, aus. Wenn sich die beiden ionisierten Kanäle verbinden, beginnt der Stroke-Prozess.

Stroke-Prozesse

Durch den Blitzkanal erfolgt nun die eigentliche Hauptentladung, der **Return Stroke**. Dabei fließt ein impulsartiger Strom, dessen Amplitude von der Ladungsmenge und der Wolkenhöhe abhängt (Schmidt, 2007). Oft folgen mehrere Hauptentladungen im selben Blitzkanal, die dann als **Folgeblitze** (engl.: subsequent return strokes) bezeichnet werden. Das Zeitintervall zwischen den einzelnen Hauptentladungen beträgt meist zwischen 50 ms und 100 ms, der gesamte Blitzvorgang benötigt etwa 200 ms (De Miranda et al., 2003).

Die Ladung kann in verschiedene Richtungen fließen. Ein Gewitter bringt in seinem Entwicklungsstadium jedoch vorwiegend negative Blitze hervor, während positive Entladungen bevorzugt im Reifestadium auftreten (Feng et al., 2007; Krehbiel, 1986).

2.3.3 Laufzeitmessung zur Blitzortung

Es gibt verschiedene Verfahren, Blitze räumlich und zeitlich zu orten. Im Folgenden wird nur die Laufzeitmessung, die Time-Of-Arrival-Methode (TOA-Methode), vorgestellt, da die in dieser Arbeit verwendeten Blitzdaten auf diesem Messprinzip basieren. Diese Methode ermöglicht neben der Berechnung des Einschlagsortes auch die Bestimmung der Polarität und Stromstärke von Blitzen.

Eine Blitzentladung erzeugt ein elektromagnetisches Feld, das sich vom Entstehungsort wellenförmig in alle Richtungen mit Lichtgeschwindigkeit c ausbreitet. Feldantennen an verschiedenen Messstationen, die über das Global-Positioning-System (GPS) zeitlich synchronisiert werden, können diesen elektrischen Impuls messen. Dabei registrieren sie das ankommende Signal zu unterschiedlichen Zeiten. Aus dieser Differenz lässt sich der Ort des Blitzeinschlags bestimmen (Abb. 2.10).

Betrachtet man im einfachsten Fall zwei Stationen 1 und 2, so berechnet sich ein Zeitunterschied von $\Delta t = (t_1 - t_2)$ und eine Wegdifferenz von $\Delta s = c \cdot \Delta t$. Alle geometrischen Objekte, bei

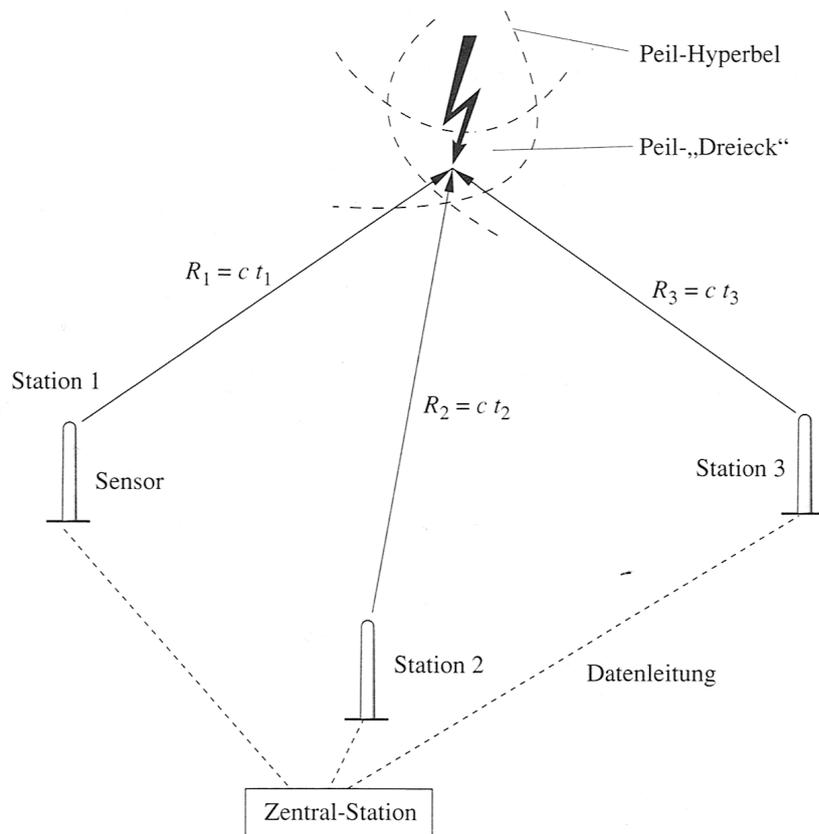


Abb. 2.10: Blitzpeilung nach der Ankunftszeit der elektromagnetischen Blitzfelder (Heidler und Stimper, 2009).

denen die Differenz der Entfernung von den beiden Stationen konstant ist, liegen auf einer Hyperbel, die somit die Peilkurve darstellt. Eine eindeutige Ortung des Blitzeinschlags kann folglich erst unter Verwendung einer dritten Messstation erfolgen. Aus drei Peilhyperbeln lässt sich im Idealfall ein gemeinsamer Schnittpunkt bestimmen.

Messungenauigkeiten bewirken bei der TOA-Methode jedoch, dass Peilfehler (in Abb. 2.10 dargestellt durch das Peil-,Dreieck'') resultieren (Heidler und Stimper, 2009). Die Ungenauigkeit der Zeitmessung lässt sich zurückführen auf die Synchronisationszeit, die etwa $\Delta t = 10^{-6}$ s beträgt. Mit der Ausbreitungsgeschwindigkeit des elektromagnetischen Impulses von $c = 3 \cdot 10^8$ m s⁻¹ ergibt sich eine Ungenauigkeit von 300 m für die Blitzortung.

2.4 Bisheriger Stand der Forschung

Mehrere Forschungsgruppen und Rückversicherungsunternehmen befassen sich in Europa mit dem Thema Hagel. Es gibt Arbeiten, die die Detektion von Hagel aus Radardaten analysieren (Waldvogel et al., 1979), einen Zusammenhang zwischen der aus Radardaten abgeleiteten hagel-

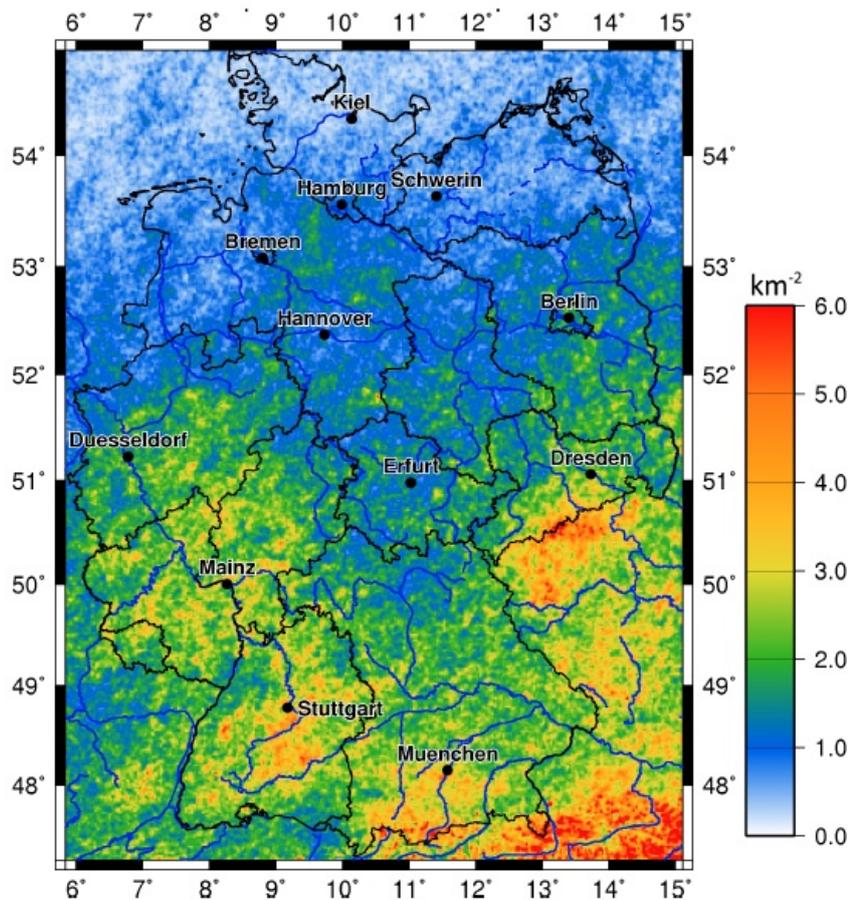


Abb. 2.11: Mittlere jährliche Blitzanzahl je km² im Zeitraum 2001 bis 2009 (Damian, 2011).

kinetischen Energie und der Blitzaktivität herstellen (Hohl und Schiesser, 2001) sowie Arbeiten, die die Struktur der Blitzaktivität bei Hagelstürmen untersuchen (Soula et al., 2004). Im Folgenden soll ein Überblick über den Kenntnisstand der Hagelereignisse und die Gewitteraktivität speziell über Deutschland gegeben werden.

Eine Untersuchung von Damian (2011) belegt die hohe räumliche Variabilität der mittleren jährlichen Blitzdichte in Deutschland, die einen ausgeprägten Nord-Süd-Gradienten erkennen lässt (Abb. 2.11). Besonders im Raum Stuttgart, in Teilen des Erzgebirges und im Alpenvorland sowie in den Regionen um Mainz ist die Blitzdichte stark erhöht. Neben dieser hohen räumlichen Variabilität konnte Damian (2011) auch eine hohe zeitliche Variabilität in der Blitzdichte der Jahre 2000 bis 2009 feststellen.

Die Gebiete über Baden-Württemberg sind häufiger von schadenrelevanten Hagelzugbahnen betroffen als andere Regionen, das zeigt die Studie von Puskeiler (2009). Aus der Kombination von Versicherungsdaten und Radardaten konnte er einzelne Hagelzüge für den Zeitraum 1997 bis 2007 in ihrem Verlauf und ihrer Intensität detektieren. Auffällig ist in Abbildung 2.12 die Region zwischen Stuttgart und Villingen, im Lee des Südschwarzwaldes. Das schematische Strö-

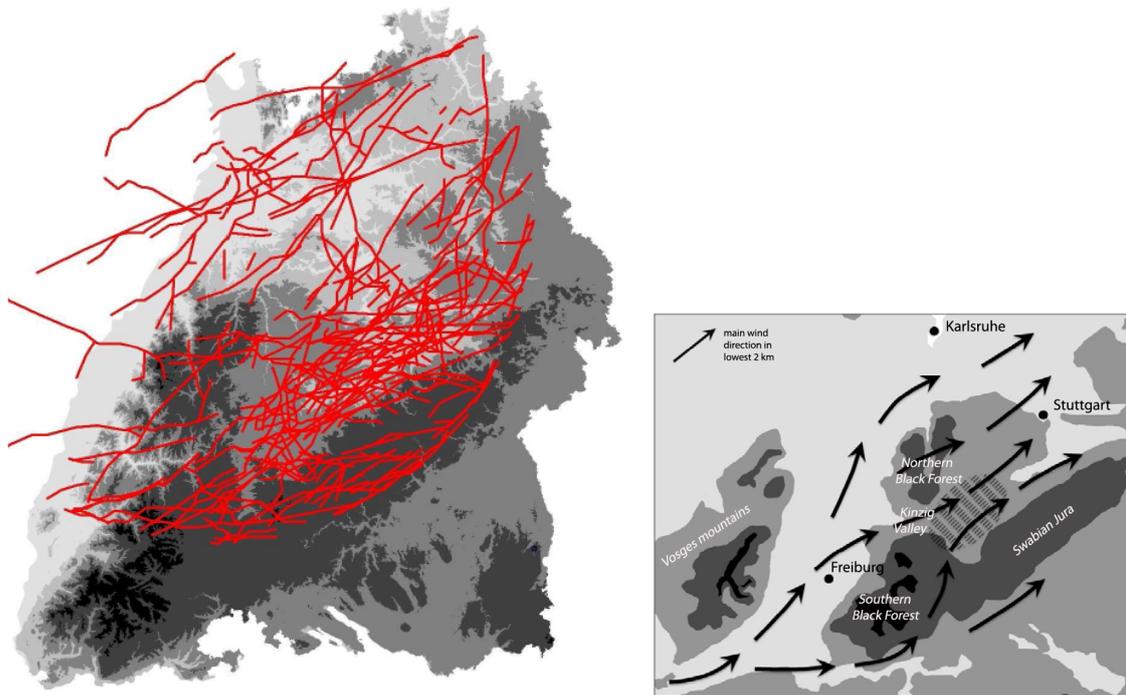


Abb. 2.12: links: Zugbahnen der 30 stärksten Hagelzellen in den Jahren 1997 bis 2007, abgeleitet aus 2D-Radardaten (Puskeiler, 2009). rechts: Konzeptionelle Skizze des Strömungsverhaltens in der näheren Umgebung der Schwäbischen Alb und des Schwarzwalds bei niedriger Froude-Zahl. Der Bereich einer erwarteten Konvergenzzone ist schraffiert dargestellt (Kunz und Puskeiler, 2010).

mungsbild (Abb. 2.12, rechts) erklärt die Verstärkung bzw. Auslösung von Konvektion in diesem Gebiet damit, dass aufgrund der Südwestanströmung der Nord- und Südschwarzwald bei geringer Froude-Zahl vornehmend umströmt wird. Die umlaufenden Luftmassen treffen stromab im Bereich des Kinzigtals wieder aufeinander und es bildet sich eine bodennahe Konvergenz aus, die als Triggermechanismus wirksam wird (siehe Kap. 2.1.4).

Eine ähnliche Dichteverteilung von Zugbahnen potentieller Hagelzellen konnte auch Schmidberger (2013) aus seinen Untersuchungen ableiten. Er analysierte Gewitterzellen aus 3D-Radardaten, die er mit Hilfe des von Handwerker (2002) entwickelten Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D identifizierte. Abbildung 2.13 zeigt die flächenbezogene Häufigkeitsverteilung dieser Zugbahnen für die Sommerhalbjahre 2006 bis 2011 sowie den Zeitraum Mai bis September 2005. Schmidberger (2013) berücksichtigte tageweise die Flächen, über denen eine Zugbahn berechnet wurde. Sowohl östlich vom Schwarzwald, insbesondere in der Region um Stuttgart, als auch in der Region um München sowie in den Bundesländern Nordrhein-Westfalen und Hessen wird eine erhöhte Anzahl an Tagen mit potentiellen Hagelzügen verzeichnet.

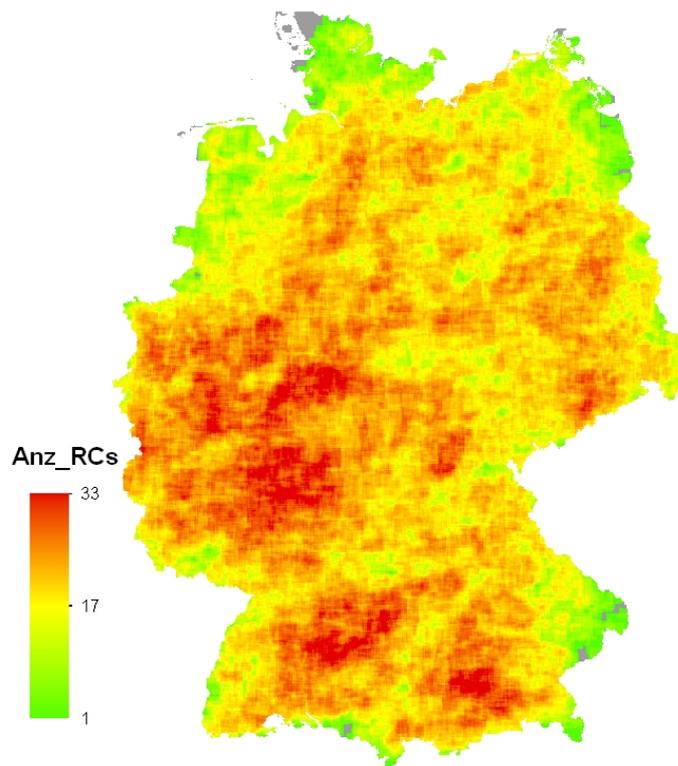


Abb. 2.13: Dargestellt ist die Anzahl der Tage, an denen konvektive Zellen mit hoher Radarreflektivität (≥ 55 dBZ) über einen Zeitraum von knapp sieben Jahren identifiziert werden konnten. Näheres im Text (Schmidberger, 2013).

3. Datengrundlage

3.1 Hagelereignisse

In Deutschland gibt es keine flächendeckenden, operationellen Messungen von Hagel. Für die Abschätzung der lokalen Hagelwahrscheinlichkeit muss daher auf indirekte Datensätze, so genannte Proxies, zurückgegriffen werden. Informationen über vergangene Hagelereignisse lassen sich beispielsweise aus Einträgen der Europäischen Unwetterdatenbank, Schadendaten von Versicherungen oder aus meteorologischen Datensätzen rekonstruieren. Diese werden im Folgenden vorgestellt.

3.1.1 Die Europäische Unwetterdatenbank

Die Europäische Unwetterdatenbank, European Severe Weather Database (ESWD), ist eine vom European Severe Storm Laboratory (ESSL) betriebene Datenbank zur Erfassung von extremen konvektiven Wetterereignissen (Dotzek et al., 2009). Sie steht Forschungseinrichtungen zur freien Verfügung. Jeder Nutzer kann Daten hinzufügen und eingearbeitet abfragen. Ziel ist es, starke konvektive Ereignisse, die meist mit Schäden verbunden sind, zu erfassen, um detaillierte Informationen hierüber zur Verfügung zu stellen. Dabei werden die aus Zeitungen und von ehrenamtlichen Beobachtern gesammelten Daten einer Qualitätskontrolle unterzogen, die in Form der Statusmeldung (Qualität des Berichts) gespeichert werden (ESSL, 2006). Es wird unterschieden zwischen QC0 („anerkannt“), QC0+ („Plausibilitätsprüfung durchgeführt“), QC1 („Bericht bestätigt“) und QC2 („Ereignis in vollem Umfang verifiziert“). Für die Untersuchungen in dieser Arbeit wurden nur Meldungen verwendet, die vom ESSL mindestens auf Plausibilität geprüft wurden (QC0+ und höher). Die ESWD liefert bei einer Abfrage nach „großem Hagel“ (Korngröße ≥ 2 cm) Informationen über den Ort, die Zeit und den möglicherweise entstandenen Schaden des Ereignisses; teilweise ist auch die mittlere und maximale Hagelkorngröße sowie die Ereignisdauer angegeben.

Abbildung 3.1 zeigt die jährliche und monatliche Verteilung der verwendeten Einträge im Untersuchungszeitraum. Die zeitliche Inkonsistenz ist ein großer Nachteil der Datenbank. In den

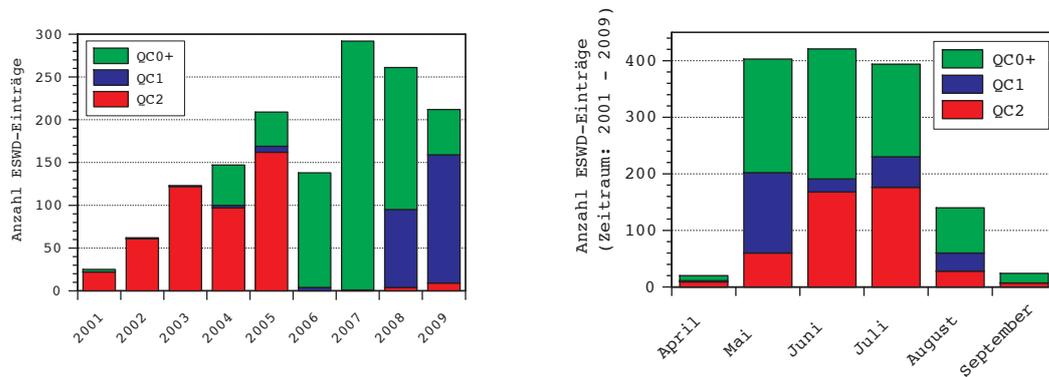


Abb. 3.1: Die den Untersuchungen in dieser Arbeit zu Grunde liegenden ESWD-Meldungen über Hagel in Deutschland: nach Jahren (links) und Monaten (rechts) summiert.

Anfangsjahren (2002/03) wurden nur wenige Meldungen erfasst. Mit der Zeit wurden jedoch nachträglich historische Ereignisse eingepflegt und die Anzahl der Beobachter bzw. der Meldungen nahm erheblich zu. Die Beobachter sind allerdings ungleichmäßig verteilt. So können zwei Ereignisse vergleichbarer Intensität zu einer unterschiedlichen Anzahl an Meldungen in der Datenbank führen.

Diese Mängel sind für die Untersuchungen in dieser Arbeit von untergeordneter Bedeutung. Entscheidend ist hierfür nicht die Anzahl der Meldungen, sondern nur das Vorliegen mindestens einer Hagelmeldung innerhalb eines bestimmten Bereichs. Da außerdem weit mehr Schadendaten zur Verfügung stehen als es Einträge aus der ESWD gibt, fallen eventuelle Ungenauigkeiten nur wenig ins Gewicht.

3.1.2 Versicherungsschäden der Vereinigten Hagel

Die Vereinigte Hagel (VH) ist ein Spezialversicherer für Landwirtschaft, Gemüse-, Obst- und Weinanbau. Sie ist 1993 aus dem Zusammenschluss der Norddeutschen Hagel und der Leipziger Hagel hervorgegangen. Die VH speichert sämtliche Schadenmeldungen ihrer Mitglieder. Nach eigenen Angaben¹ sind derzeit mehr als 60% aller hagelversicherten Betriebe in Deutschland Mitglied bei der Vereinigten Hagel. Dass hierdurch eine hohe flächenhafte Abdeckung gewährleistet ist, zeigte neben anderen Freudenstein (2012). Die Schadendaten liegen für den Zeitraum 2001 bis 2009 vor. Es sind jeweils für einen Schadentag die Postleitzahlen(Plz)-Gebiete erfasst, in denen mindestens ein Mitglied einen Hagelschaden gemeldet hat. Informationen über die Schadenssumme oder die Anzahl der betroffenen Betriebe stehen nicht zur Verfügung. Generell gilt, dass Agrarprodukte sensibler auf Hagelschäden reagieren als beispielsweise Gebäude und bereits bei Hagelgrößen ab 0,5 cm beschädigt werden können.

¹<http://www.vereinigte-hagel.net/>

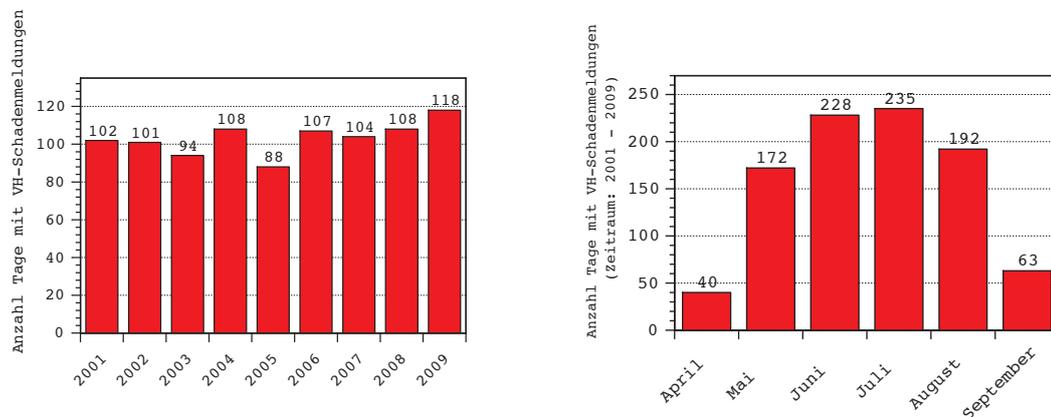


Abb. 3.2: Anzahl der Tage mit Schadenmeldungen der VH: nach Jahren (links) und Monaten (rechts) summiert.

Einen Überblick über die Schadentage im Untersuchungszeitraum gibt Abbildung 3.2. Die jährliche Anzahl variiert zwischen 88 und 118 Tagen. Die meisten Hagelschäden werden im Juli registriert. Die Monate April und September hingegen können wegen der geringen Anzahl an Meldungen für die weiteren Untersuchungen vernachlässigt werden.

Die Schadendaten liegen auf einem äquidistanten Gitter der Größe $900 \times 900 \text{ km}^2$ vor, das die Landesfläche von Deutschland vollständig umfasst (Abb. 4.3). Der Mittelpunkt dieser Fläche ist zugleich Bezugspunkt der polarstereografischen Projektion (siehe Kap. 4.2). Es ist eine Darstellung, wie sie üblicherweise vom Deutschen Wetterdienst (DWD) für die Umrechnung des Radar-Komposits verwendet wird.

3.2 Identifikation von Zugbahnen aus Blitzdaten

Für die Untersuchungen in dieser Arbeit standen Blitzdaten des Blitz-Informationsdienstes von Siemens² (BLIDS) zur Verfügung, die seit 1992 in einer Datenbank gespeichert werden. BLIDS kollaboriert seit 1999 im Netzwerkverbund der Europäischen Kooperation für Blitzdetektierung³ (EUCLID), weshalb der Dienst zur Erfassung und Lokalisierung von Gewitterblitzen heute die Daten aus über 145 verbundenen Messstationen in Europa nutzt. Eine homogene Qualität der Daten hinsichtlich Ortungsgenauigkeit und Effizienz der Detektion ist jedoch erst ab 2001 gewährleistet. In diesem Jahr erfolgte eine Umstellung einiger Sensoren, sodass die Daten vor und nach 2001 nicht miteinander vergleichbar sind.

BLIDS basiert auf der TOA-Methode (siehe Kap. 2.3.3), der Ort des Blitzeinschlags wird mit ei-

²<http://www.blids.de>

³<http://www.euclid.org>

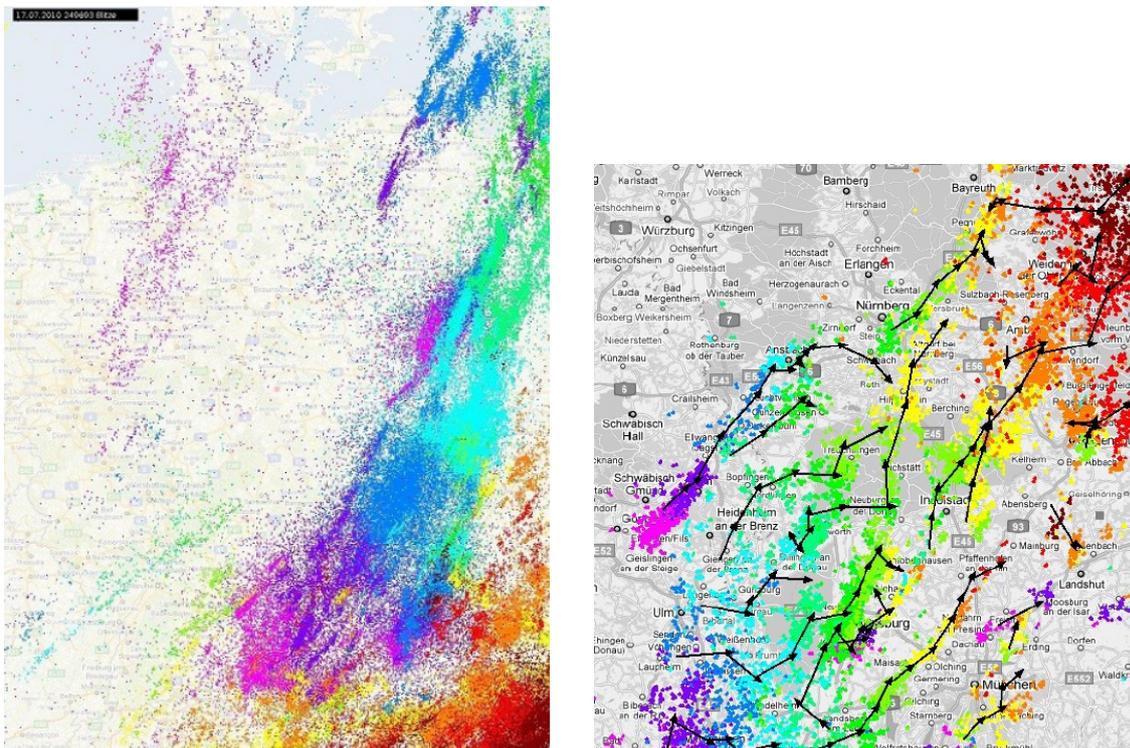


Abb. 3.3: Die meisten Blitze im Jahr 2010 registrierte EUCLID am 17. Juli (links). In der Grafik ist das zeitliche Auftreten der Blitze durch farbige Punkte symbolisiert (violett, blau, grün, gelb, orange, rot). Die spätere Analyse mittels des BLIDS-Propheten verdeutlicht die Verlagerung der Blitzcluster, ausschnittsweise in Bayern (rechts). (Forger, 2010)

nem Messfehler von ± 150 m angegeben. Neben den geografischen Daten können aus der BLIDS-Datenbank auch Informationen über die Zeit (in ms), die Stromstärke und Polarität sowie die Blitzart abgefragt werden.

Die Technologie der Sensoren von BLIDS ist ursprünglich auf die Detektion von Wolke-Erde-Blitzen (CG) ausgelegt gewesen, daher sind Wolke-Wolke-Blitze (CC) nur in beschränktem Umfang gemessen worden (Thorn, 2012). Mitte 2012 wurde die Messmethode jedoch dahingehend verändert, dass auch CC-Blitze genau identifiziert werden können.

Es steht noch ein weiterer Datensatz von Siemens zur Verfügung, der auf Basis der beschriebenen Blitzdaten generiert wurde. Forger (2010) entwickelte einen Algorithmus namens BLIDS-Prophet zur automatisierten Erkennung von Blitzclustern, die annähernd die Verlagerung von Gewitterzellen beschreiben können (Abb. 3.3). Zu Testzwecken wurde der BLIDS-Prophet für den Zeitraum 2001 bis 2010 auf die in der BLIDS-Datenbank gespeicherten Blitzdaten angewandt.

Der Algorithmus sucht in einem Umkreis von 29 km des ersten Blitzeinschlags nach weiteren Blitzen, die innerhalb von 10 Minuten aufgetreten sind. Für den Fall, dass kein zweiter Blitz identifiziert werden konnte, bricht die Berechnung ab. Werden hingegen mehrere Blitze erkannt, die den räumlichen und zeitlichen Abstand erfüllen, so berechnet sich das neue Zentrum des Blitzclusters aus den geografischen Koordinaten der letzten 20 Blitze. Das Blitzcluster verlagert sich

somit kontinuierlich, eine Speicherung der Zentrums-Koordinaten erfolgt dabei alle 15 Minuten. Diese Einträge in der Datenbank des BLIDS-Propheten werden im Folgenden als 'Verlaufspunkte' bezeichnet. Es stehen folgende Informationen über die Verlaufspunkte zur Verfügung:

- geografische Koordinaten
- Zeitpunkt des letzten Blitzeinschlags
- Beschreibung des Polygons (Blitzclusters)
- Anzahl der vom Polygon umschlossenen Blitze
- Winkel, der die Richtung zum vergangenen Cluster-Mittelpunkt angibt
- Kennung der Gewitterzelle (Identifikationsnummer)

Forger (2010) konnte zeigen, dass eine Erkennung von Blitzclustern durch den BLIDS-Propheten in vielen Fällen gut möglich ist. Dennoch treten Schwierigkeiten auf, wenn zwei Cluster dicht nebeneinander verlaufen; in diesem Fall wird häufig ein fehlerhafter (zu großer) Winkel berechnet.

3.3 Radiosondendaten

Die 0 UTC sowie 12 UTC-Daten der Radiosondenstation Stuttgart (314 m ü. NN; Nummer: 10739; Koordinaten 48,82° N, 9,20° N) werden verwendet, um die konvektiven Umgebungsbedingungen an ausgewählten Untersuchungstagen über dem Norden Baden-Württembergs genauer zu analysieren. Dabei werden auf Basis der aerologischen Messdaten (Temperatur-, Feuchte- und Druckmessungen) die in Kapitel 2.1.3 eingeführten Konvektionsindizes berechnet. Diese spielen eine wichtige Rolle bei der Entstehung von Hagel (Mohr und Kunz, 2013).

Die Messdaten werden auf den Hauptdruckflächen sowie Niveaus mit signifikanten Änderungen auf ein äquidistantes Gitter von $\Delta z = 10$ m interpoliert. Der Ausfall der aerologischen Messungen liegt für die 0 UTC-Aufstiege bei 1,4% und für die 12 UTC-Aufstiege bei 2,1% für die Jahre 2001 bis 2009. Das entspricht einem maximalen Ausfall von 3 Tagen im Zeitraum Mai bis August.

3.4 Objektive Wetterlagenklassifikation

Die objektive Wetterlagenklassifikation (oWK) mit besonderem Fokus auf Deutschland ist ein vom DWD entwickeltes Analyseverfahren, das die Wetterlage über Mitteleuropa auf Basis von Gitterpunktwerten aus dem operationellen Globalmodell Europa (GME) berechnet. Als Eingangsdaten dienen die Vorhersagen des 12-UTC-Termins. Seit 1979 wird auf diese Weise die

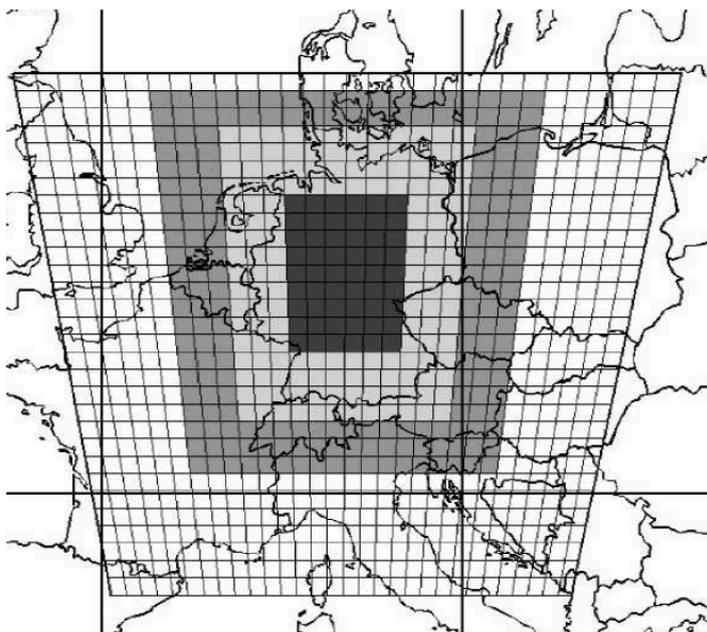


Abb. 3.4: Modellgebiet der objektiven Wetterlagenklassifikation des DWD inklusive der unterschiedlich gewichteten Regionen (Bissolli und Dittmann, 2001).

Wetterlage täglich einer von 40 möglichen Klassen zugeordnet (siehe Anhang):

$$WW_{700\text{hPa}}ZI_{950\text{hPa}}ZI_{500\text{hPa}}F_{950-300\text{hPa}}$$

Die Indizes stehen für die jeweils betrachteten Druckflächen. Die meteorologischen Kriterien sind die Windrichtung WW (Advektionsrichtung der Luftmassen), die Zyklonalität ZI (Hoch- bzw. Tiefdruckeinfluss) und das niederschlagsfähige Wasser F . Je nach Lage der Gitterpunkte werden die für die Berechnung verwendeten Parameter unterschiedlich gewichtet. Die Werte, die im Zentrum des Klassifikationsgebietes liegen (in Abb. 3.4 schwarz dargestellt), werden dreifach gewichtet, diejenigen Werte, die dem hellgrau markierten Gebiet zugeordnet werden können, erhalten eine zweifache, und die sich im Randbereich befindlichen nur eine einfache Wichtung.

Eine detaillierte Beschreibung des Analyseverfahrens findet sich beispielsweise in Bissolli und Dittmann (2001). Im Folgenden wird die Berechnung der drei Indizes nur kurz dargestellt:

Windindex ($WW_{700\text{hPa}}$) – Indikator für die großräumige Anströmung

Aus den u - und v -Komponenten des Windes im 700 hPa -Druckniveau wird zunächst für jeden Gitterpunkt die Windrichtung bestimmt. Diese wird im Anschluss neun von sechsunddreißig 90° -Richtungssektoren aus der Windrose ($[0^\circ, 90^\circ[$; $[10^\circ, 100^\circ[$; ...; $[350^\circ, 80^\circ[$) zugeordnet. Danach wird der Sektor ermittelt, der die maximale Belegung zu verzeichnen hat und es wird geprüft, in welchem Hauptwindrichtungssektor (NO = Nordost, SO = Südost, SW = Südwest, NW = Nordwest) der größte Anteil des ermittelten 90° -Sektors liegt. Der entsprechende Hauptwindrichtungssektor gibt dann den Windindex an. Sollte in keinem

Sektor mehr als zwei Drittel aller Werte gezählt werden, kann keine vorherrschende Windrichtung bestimmt werden und der Index wird mit XX angegeben.

Zyklonalitätsindizes (ZI_{950hPa} , ZI_{500hPa}) – Indikator für die großräumige Hebung

Die Zyklonalität C berechnet sich aus der geopotentiellen Vorticity ζ_g im p-System:

$$C = f \cdot \zeta_g = \nabla^2 \Phi \quad (3.1)$$

mit Φ als Geopotential. Das gewichtete Mittel jeden Niveaus entspricht dann dem Zyklonalitätsindex ZI. Positive Werte weisen demnach auf eine zyklonale (Z), negative Werte auf eine antizyklonale (A) Strömung hin.

Feuchteindex ($F_{950-300hPa}$) – Indikator für die verfügbare latente Energie

Das niederschlagsfähige Wasser (engl.: precipitable water, PW) wird über die vertikale Integration des Mischungsverhältnisses r bestimmt:

$$PW = -\frac{1}{g} \cdot \int_{950hPa}^{300hPa} r dp \quad (3.2)$$

Für jeden Gitterpunkt der fünf Hauptdruckflächen (950, 850, 700, 500 und 300 hPa) wird in einem ersten Schritt der Taupunkt aus der Temperatur und der relativen Feuchte berechnet. Die einzelnen PW-Werte werden danach aus den Werten in den 5 Niveaus ermittelt und anschließend bei Berücksichtigung der Wichtungen an den Gitterpunkten zu einem Gebietsmittel zusammengefasst. Ist das Gebietsmittel größer als der 18-jährige gleitende Mittelwert, wird die Atmosphäre als feucht (F) bezeichnet, andernfalls als trocken (T).

3.5 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet ist in Abbildung 3.5 dargestellt (Gebietsausschnitt rot). Die Blitzdaten der Siemens AG liegen zwar für ein größeres Gebiet Mitteleuropas vor (Abb. 3.5, Gebietsausschnitt orange), da aber die Meldungen der VH nur Hagelschäden von landwirtschaftlichen Betrieben aus Deutschland einschließen, ist das Untersuchungsgebiet entsprechend kleiner gewählt worden. Es umfasst infolgedessen den Längengrad-Bereich $6^{\circ}O \leq \lambda \leq 15^{\circ}O$ sowie den Breitengrad-Bereich $47,5^{\circ}N \leq \phi \leq 54,5^{\circ}N$ und bedeckt damit eine Fläche von knapp $8 \cdot 10^3 \text{ km}^2$.

In dieser Arbeit werden aus den Siemens-Blitzdaten Gewitterzüge identifiziert und mit Hagelmeldungen abgeglichen. Um den Grenzen des Untersuchungsgebiets Rechnung zu tragen, wird an die Zugbahnen die Bedingung geknüpft, dass sie mindestens zu einem Zeitpunkt innerhalb des rot markierten Gebietsausschnitts verlaufen (Abb. 3.5).

Auch die orografischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet spielen bei der Auswertung eine

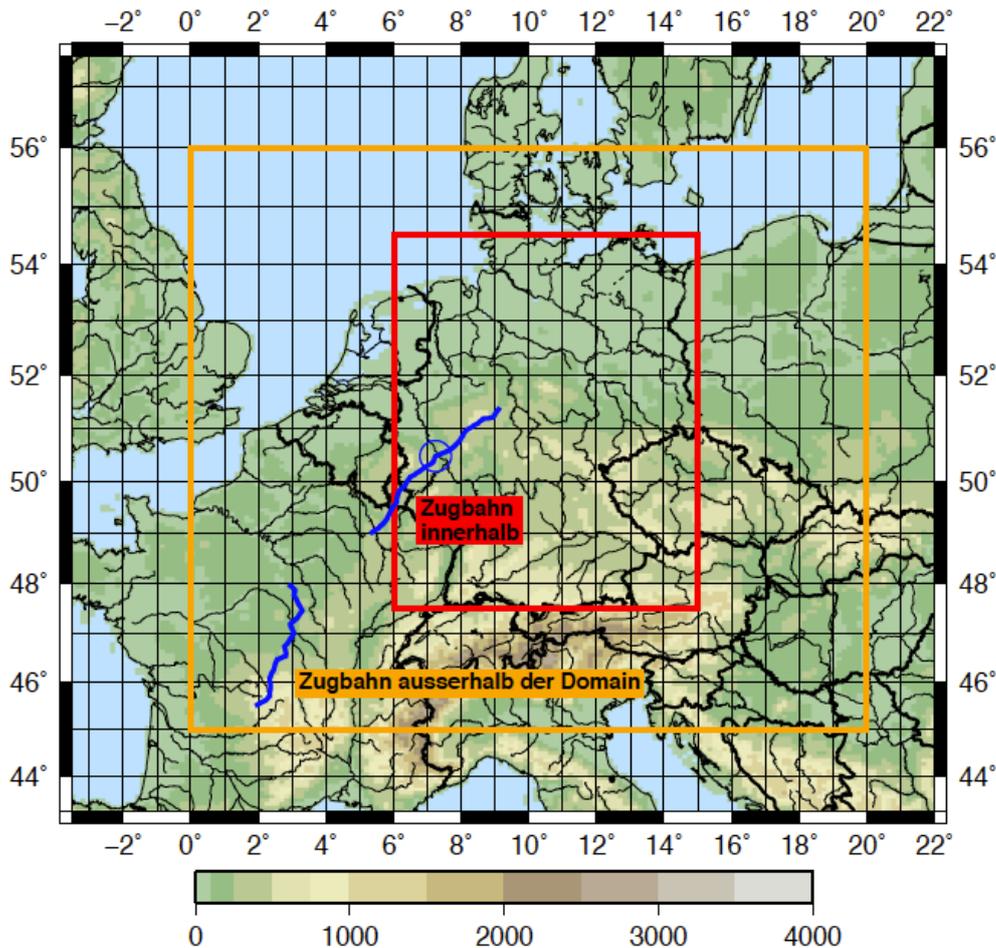


Abb. 3.5: Das Untersuchungsgebiet befindet sich innerhalb des roten Rechtecks. Für diese Arbeit wurden daher nur die Zugbahnen berücksichtigt, die mindestens zu einem Zeitpunkt innerhalb dieses Gebietes verlaufen sind. Nähere Erläuterungen im Text.

Rolle, weshalb die markanten Erhebungen im Folgenden kurz erwähnt werden:

Das höchste Gebirge Mitteleuropas sind bekanntermaßen die Alpen. Sie erstrecken sich in einem 1200 km langen und zwischen 150 und 250 km breiten Bogen vom Ligurischen Meer in Italien bis zum Pannonischen Becken in Slowenien. Dabei misst der höchste Gipfel, der Mont Blanc, eine Höhe von 4810 m über NN. Jedoch liegt nur ein kleiner Teil der Alpen in Deutschland. Nördlich der Alpen sind die niedrigeren deutschen Mittelgebirge gelegen, wobei das Gelände im süddeutschen Raum stärker orografisch gegliedert ist als der Norden Deutschlands. Die höchsten Gebirge sind der Schwarzwald mit 1493 m (Feldberg) und der Bayerische Wald mit einer maximalen Höhe von 1456 m (Großer Arber). Daneben gipfeln mit Höhen über 1000 m das Erzgebirge (Keilberg, 1244 m), die Schwäbische Alb (Lemberg, 1015 m), der Oberpfälzer Wald (Schwarzkopf, 1041 m), das Fichtelgebirge (Schneeberg, 1053 m) und der Harz (Brocken, 1141 m).

4. Methoden der Auswertung

4.1 Verbindung Hagelereignisse – Blitzdaten

Der BLIDS-Prophet berechnet für den Zeitraum 2001 bis 2009 insgesamt 16.205 Zugbahnen, die mindestens fünf Verlaufspunkte besitzen. Aus den in Kapitel 3.5 erläuterten Gründen werden bei allen Untersuchungen in dieser Arbeit nur Zugbahnen berücksichtigt, die mindestens einen Verlaufspunkt innerhalb des Untersuchungsgebiets (Deutschland) aufweisen (Abb. 3.5). Die Anzahl an Zugbahnen reduziert sich damit auf 6.870 für die Sommerhalbjahre¹ bzw. auf 6.575 für die Monate Mai bis August.

Ziel dieser Diplomarbeit ist es, durch Kombination von Blitzdaten und Daten, die Aufschluss über Hagelereignisse geben (ESWD-Daten, VH-Daten), Hagelzüge zu analysieren. Mit Hilfe einer Fortran-Routine wird in einem ersten Schritt von den Verlaufspunkten jeder Zugbahn ausgehend in bestimmten Abständen (Radien) nach Hagelmeldungen gesucht. In der Abbildung 3.5 ist dieser Teil des Vorgehens beispielhaft durch den blauen Kreis dargestellt. Für den Fall, dass in der Nähe dieses Verlaufspunkts mindestens eine Hagelmeldung vorliegt, wird die Zugbahn als **'Zugbahn mit Hagel'** definiert.

Um den Suchradius festzulegen, wurden Analysen mit verschiedenen Radien zwischen 5 km bis 50 km durchgeführt (Abb. 4.1). Je geringer die Entfernung zwischen einem Blitzcluster und einer Hagelmeldung ist, desto größer ist die Wahrscheinlichkeit dafür, dass der Hagel aus diesem Gewittersystem entstammt, wenngleich der Ort eines Blitzeinschlags natürlich nicht mit dem Auftreten von Hagel gleichgesetzt werden kann. Eine gewisse Diskrepanz zwischen den Beobachtungsdaten muss eingeräumt werden. Dieses machen die Untersuchungen von Wiens et al. (2005) und Soula et al. (2004) deutlich. Auch führen verschiedene Aspekte in den Datensätzen selbst zu Ungenauigkeiten: Zum einen sind die Versicherungsdaten zu nennen, von denen man nur das Plz-Gebiet des Schadensereignisses kennt. Dieses kann besonders in ländlichen Regionen eine große Fläche umfassen. Zum anderen beinhalten auch ESWD-Meldungen Unsicherheiten hinsichtlich des Ereignisorts, falls die Angaben der Beobachter nur auf Plausibilität geprüft worden sind. Die Ortung der Blitze erfolgt mit einem Messfehler von ± 150 m (siehe Kap. 2.3.3). Die größere Ungenauigkeit der Blitzdaten liegt jedoch in der nachfolgenden Anwendung des BLIDS-Propheten

¹Als Sommerhalbjahr wird in dieser Arbeit der Zeitraum 01. April bis 30. September bezeichnet.

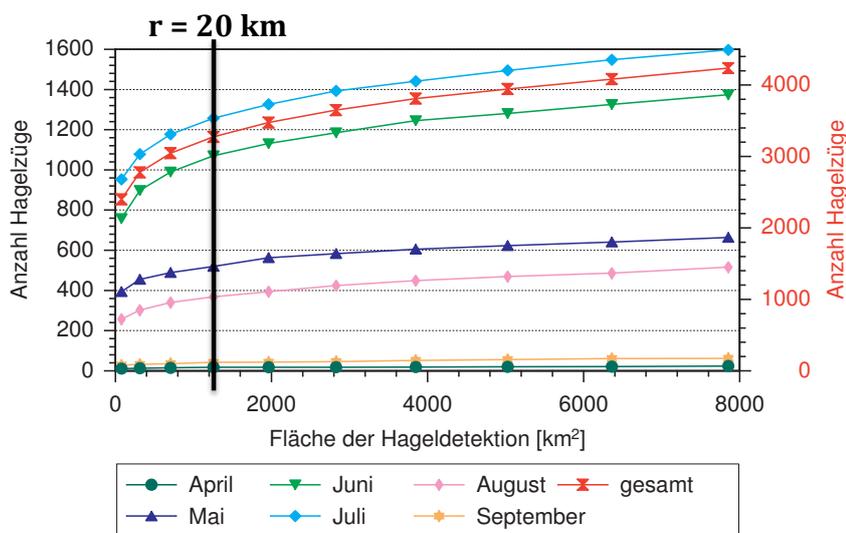


Abb. 4.1: Die Anzahl der berechneten Hagelzüge (HZ) variiert in Abhängigkeit des Radius, der für die Suche nach einem Hagelereignis verwendet wird: nach Monaten unterschieden (linke Ordinate), gesamtes Sommerhalbjahr (rechte Ordinate).

begründet, der die Zugbahnen anhand von Blitzclustern detektiert. Dieser Algorithmus hat in einigen Fällen Schwierigkeiten, den wirklichen Verlauf der Zugbahnen abzubilden (siehe Kap. 3.2). Die Verlaufspunkte werden außerdem nur in 15-minütigen Abständen ermittelt. Es ist also in vielerlei Hinsicht sinnvoll, einen großen Radius zu wählen.

Abbildung 4.1 legt nahe, die erlaubte Entfernung zwischen einer Hagelmeldung und einem Verlaufspunkt auf 20 km festzulegen. Die Anzahl der detektierten Zugbahnen mit Hagel nimmt ab diesem Radius deutlich ab. Vermutlich finden bei größer gewählten Gebieten vermehrt nur noch falsche Zuordnungen der Ereignisse statt.

Dieses Untersuchungsergebnis wird durch die Arbeit von Mahlke (2012) gestützt, der die Auslösung hochreichender Konvektion (CI) im südwestdeutschen Mittelgebirgsraum anhand von Radardaten analysierte. Er stellte fest, dass ein räumlicher Abstand von 20 km in Kombination mit einem zeitlichen Abstand von 2 Stunden eine automatisierte CI-Erkennung ermöglicht.

In einem zweiten Schritt wird mit Hilfe der Fortran-Routine ein Schwellenwert für die Zugbahnlänge festgelegt. Die Abbildung 4.2 verdeutlicht die Untersuchungsergebnisse. Aus der dargestellten absoluten Häufigkeitsverteilung lässt sich ableiten, dass die Länge von 100 km etwa dem 80%-Perzentil entspricht; lediglich 1313 (von 6575) Zugbahnen sind länger als dieser Schwellenwert. Für weitere Untersuchungen dieser Arbeit stellt er ein notwendiges Kriterium dar.

Bezüglich der Längenberechnung ist anzumerken, dass zunächst zwei Berechnungsverfahren getestet wurden: Zum einen konnte die Länge aus der Summe aller Teilstrecken zwischen den 15-minütigen Verlaufspunkten berechnet werden. Zum anderen ließ sich die Entfernung zwischen Anfangs- und Endpunkt der Gewitterzüge als Luftlinie angeben. Bei den Untersuchungen stellte sich heraus, dass die zwei Verfahren im Wesentlichen nur für kürzere Zugbahnen ($\ll 100$ km) un-

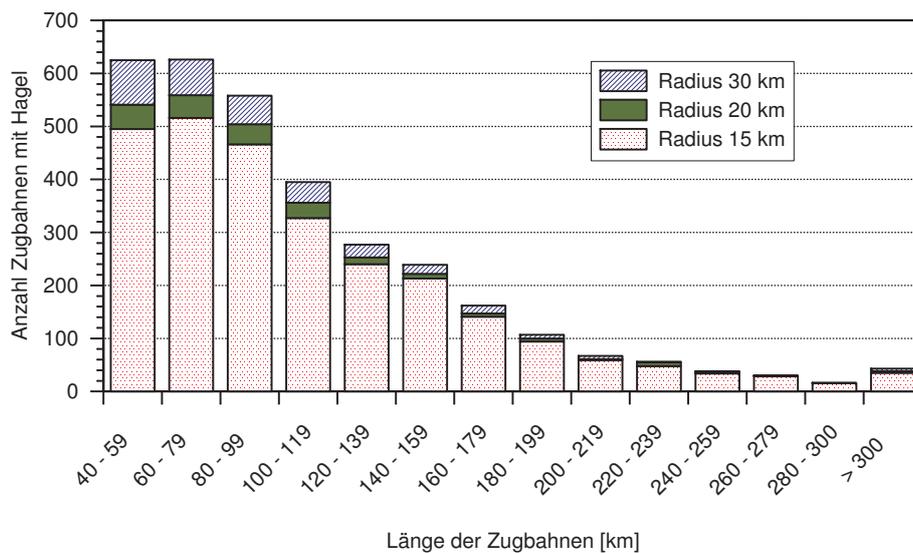


Abb. 4.2: Absolute Häufigkeit der 'Zugbahnen mit Hagel' gegenüber ihrer Länge. Für die Untersuchungen in dieser Arbeit wird ein Suchradius von 20 km für die Hagelmeldungen verwendet.

terschiedliche Werte ergeben. Diese Beobachtung lässt sich dadurch erklären, dass eine fehlerhafte Verlaufspunkt-Erkennung durch den BLIDS-Propheten gerade bei der Zellentstehung häufiger vorkommt und hierdurch ein stark gezackter Verlauf der Zugbahn möglich ist. Hinzu kommt, dass ein teilweise gezackter Verlauf eines Gewitterzuges bei einer kurzen Zugbahn wesentlich stärker ins Gewicht fällt als es bei einer langen Strecke der Fall ist. Als sinnvoller Ansatz zur Berechnung der Zugbahnlängen hat sich daher das zweite Verfahren erwiesen, welches ausschließlich den Anfangs- und Endpunkt eines Gewitterzuges berücksichtigt.

Aus den vorausgegangenen Betrachtungen ergibt sich nun eine für die weiteren Analysen dieser Arbeit wichtige Definition:

Ein '**Hagelzug (HZ)**' ist eine vom BLIDS-Propheten detektierte Zugbahn, die mindestens 100 km lang ist und entlang derer an mindestens einem Verlaufspunkt in der näheren Umgebung (≤ 20 km) eine oder mehrere Hagelmeldungen vorliegen. Die Zugbahn weist außerdem mindestens einen Verlaufspunkt auf, der innerhalb des in Kapitel 3.5 dargestellten Untersuchungsgebiets liegt. Hat entlang der Zugbahn kein Hagelereignis stattgefunden und erfüllt die Zugbahn aber die anderen beiden Kriterien, wird dies im Folgenden als '**Gewitterzug (GZ)**' bezeichnet.

Über 100 km lang – und damit in dieser Arbeit als GZ definiert – sind 2319 Zugbahnen während der neun Sommerhalbjahre bzw. 2251 Zugbahnen in den Monaten Mai bis August. Etwa 50% hiervon können mit Hagel in Verbindung gebracht werden, es sind genauer 1334 bzw. 1313 HZ. Die Monate, in denen am häufigsten lange Zugbahnen auftreten, sind Mai bis August. Während dieser Monate wird an jedem dritten Tag mindestens ein Gewitterzug über Deutschland gezählt, nämlich an 361 von 1107 Beobachtungstagen. Dies entspricht im Mittel 40 Tagen pro Jahr. Hagelzüge entstehen etwas seltener, insgesamt an 245 Tagen, was 27 Tagen pro Jahr entspricht.

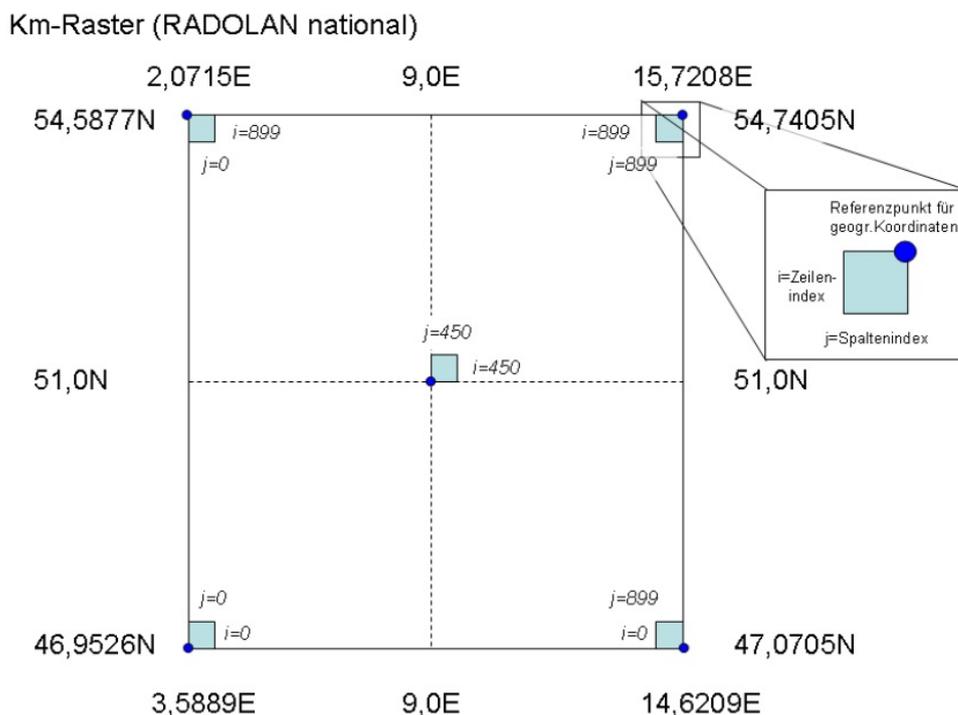


Abb. 4.3: Kartesisches Koordinatensystem, in dem die VH-Schadendaten vorliegen (DWD, 2011).

4.2 Polarstereografische Projektion

Eine Kugelfläche lässt sich mittels stereografischer Projektion in eine Ebene abbilden (DWD, 2011). Die geografischen Koordinaten (λ, ϕ) werden dabei in kartesische (x, y) transformiert. Bei der polarstereografischen Projektion im Speziellen ist der durch (x, y) definierte Vektor identisch mit dem Abstandsvektor zum Nordpol. Die Projektionsebene schneidet die Erdkugel bei $\phi_0 = 60^\circ\text{N}$. Der Vorteil dieser Koordinatentransformation ist die äquidistante Rasterung der transformierten Fläche. Es können also Flächenelemente gleicher Größe bestimmt werden und wird daher in dieser Arbeit verwendet.

Die Umrechnung der geografischen in kartesische Koordinaten bietet zudem die Möglichkeit, Abstände berechnen zu können. Dies wurde für die Abfrage, ob sich Hagel in der Nähe eines Gewitterzuges ereignet hat, genutzt. Die Schadendaten der Vereinigten Hagel lagen bereits in einem $900 \times 900 \text{ km}^2$ -Raster vor (siehe Kap. 3.1.2), die ESWD-Meldungen und die Verlaufspunkte der Blitzdaten mussten noch transformiert werden.

Der DWD verwendet üblicherweise für die Umrechnung seines Radar-Komposits² ein kartesisches Koordinatensystem, das parallel zum Meridian $\lambda_0 = 10^\circ\text{O}$ ausgerichtet ist und als Bezugspunkt $\lambda_M = 9^\circ\text{O}$, $\phi_M = 51^\circ\text{N}$ verwendet (Abb. 4.3). Für das Referenzsystem, die Erde als Kugel,

²Für detailliertere Informationen siehe auch <http://www.dwd.de/radvor-op>

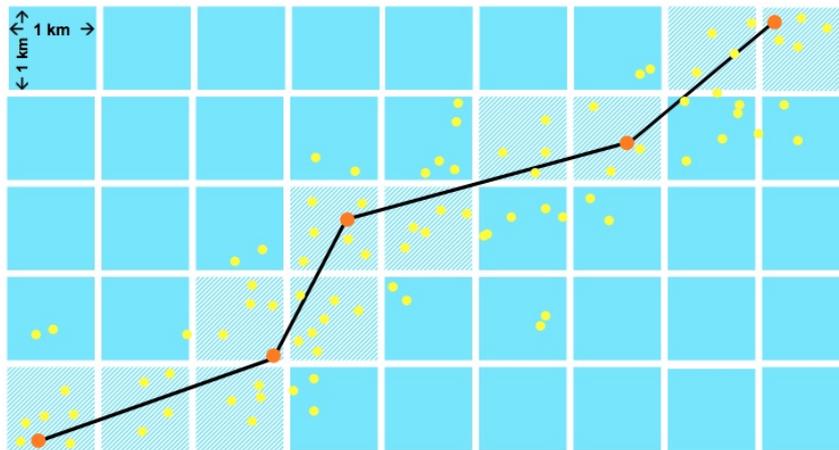


Abb. 4.4: Aus den Siemens-Blitzdaten sind die Verlaufspunkte eines Gewitterzuges (orange Punkte) durch die Schwerpunkte der polygonen Blitzcluster gegeben (Blitze durch gelbe Punkte symbolisiert). Um flächenbezogene Häufigkeitsverteilungen der Hagelzüge darzustellen, werden diejenigen Flächen eines kartesischen Gitters ermittelt, die die Zelle mit großer Wahrscheinlichkeit überstrichen hat (schraffierte Quadrate).

wird dabei ein Radius von $R = 6370,04$ km angenommen. Nach DWD (2011) folgt somit:

$$x = R \cdot M(\phi) \cdot \cos(\phi) \cdot \sin(\lambda - \lambda_0) \quad (4.1)$$

$$y = -R \cdot M(\phi) \cdot \cos(\phi) \cdot \cos(\lambda - \lambda_0) \quad (4.2)$$

wobei $M(\phi)$ der stereografische Skalierungsfaktor ist:

$$M(\phi) = \frac{1 + \sin(\phi_0)}{1 + \sin(\phi)} .$$

Für die inverse Projektion gilt dann:

$$\lambda = \arctan\left(\frac{-x}{y}\right) + \lambda_0 \quad (4.3)$$

$$\phi = \arcsin\left(\frac{R^2 \cdot (1 + \sin(\phi_0))^2 - (x^2 + y^2)}{R^2 \cdot (1 + \sin(\phi_0))^2 + (x^2 + y^2)}\right) . \quad (4.4)$$

4.3 Flächenbezogene Häufigkeitsverteilungen

Um Aussagen über die jahreszeitliche Verteilung der Hagelzüge ableiten zu können, wird die Dichte als flächenbezogene mittlere Häufigkeitsverteilung aus den neun Jahren des Untersuchungszeitraums berechnet. Die Dichte ist folglich eine Kennzahl für die Häufigkeit des Auftretens von Hagelzügen in einem bestimmten Gebiet.

Die Abbildung 4.4 verdeutlicht skizzenhaft das zu Grunde liegende Berechnungsverfahren. Es

werden die Verlaufspunkte für jeden Hagelzug mit Hilfe der polarstereografischen Projektion auf das oben beschriebene $900 \times 900 \text{ km}^2$ -Raster umgerechnet. Die Verbindungsstrecken zwischen den einzelnen Punkten werden dann durch die Geradengleichung bestimmt, genauer berechnet die Fortran-Routine:

$$y = m \cdot x + b \quad , \text{ falls } |\Delta x| \geq |\Delta y| \quad (4.5)$$

$$x = \frac{(y - b)}{m} \quad , \text{ falls } |\Delta x| < |\Delta y| \quad (4.6)$$

wobei x die ganzzahligen Rechts- und y die ganzzahligen Hochwerte des kartesischen Koordinatensystems darstellen, m bezeichnet die Steigung und b gibt den Achsenabschnitt der Geraden an. Folglich ist $|\Delta x|$ definiert als $|\Delta x| = |x_2 - x_1|$ bzw. gilt analog $|\Delta y| = |y_2 - y_1|$, wobei der höhere Index den zeitlich späteren, darauffolgenden Verlaufspunkt kennzeichnet.

Nach der Berechnung aller Verbindungsstrecken der Hagelzüge wurden die einzelnen (900,900)-Matrizen aufsummiert und räumlich geglättet. Je nach Häufigkeitsverteilung erfolgt die Darstellung in einem Raster mit 32.400 Flächenelementen der Größe $5 \times 5 \text{ km}^2$ oder 8.100 Flächen von $(10 \times 10 \text{ km}^2)$ -Größe. Durch die gröbere Auflösung lassen sich gegebenenfalls auch bei kleinen Datenmengen statistische Aussagen ableiten.

5. Analyse der kombinierten Beobachtungsdaten

5.1 Fallstudien

Im Folgenden werden zwei repräsentativ ausgewählte Hageltage diskutiert, anhand derer das in Kapitel 4.1 dargelegte Verfahren getestet werden soll. An beiden Tagen, 20. Juli 2007 und 26. Mai 2009, zogen über Süddeutschland kräftige Gewitter hinweg, die mit Hagelschlag verbunden waren. Um die Übereinstimmung zwischen den Hagel-Informationsdaten (VH, ESWD) und den Blitzdaten (BLIDS) zu überprüfen, wird im Vorfeld eine kurze Analyse der Wetterlage und Entstehung der Gewitterstürme durchgeführt.

5.1.1 Hagelereignis vom 20.07.2007

Über weiten Teilen Nordwest- und Mitteleuropas kam es um den 20. Juli 2007 zu heftigen Niederschlagsereignissen. Deutschland lag hierbei auf der Vorderseite eines langwelligigen Höhentrog, dessen Achse sich von Skandinavien über die Britischen Inseln und südwestwärts bis zu den Azoren erstreckte. Diesem gegenüber stand ein ausgeprägtes Hochdruckgebiet über dem Süden Osteuropas (Abb. 5.1, oben). Dadurch etablierte sich eine kräftige südwestliche Strömung, die kühle Luft im Nordwesten ($+5^{\circ}\text{C}$ in 850 hPa) von deutlich wärmerer Luft im Südosten ($+20^{\circ}\text{C}$ in 850 hPa) trennte. Mehrere nacheinander (nach Nordosten) durchziehende Kurzwellentröge induzierten dabei Hebungsvorgänge (nach Gl. 2.18), die in Bodennähe – unterstützt durch eine maximale Sonneneinstrahlung in den Nachmittagsstunden – konvektive Umlagerungen auslösten. Am Vormittag des 20. Juli erreichte den Südwesten Deutschlands dadurch ein starkes MCS, das sich in der Nacht zuvor über Frankreich gebildet hatte. Im Bereich hoher bodennaher Strömungskonvergenz bildeten sich an einer Konvergenzlinie vor der Front stromab des Schwarzwalds kräftige Gewitterzellen, die teils mit Hagel verbunden waren, während sich das ursprüngliche Niederschlagsgebiet allmählich auflöste. Die auf diese Weise entstandenen Zellen schlossen sich im weiteren Verlauf zu einer Gewitterlinie zusammen, die bis zum Abend Deutschland ostwärts überquerte und zu erheblichen Schäden führte. Allein in Baden-Württemberg betrug die Schäden an

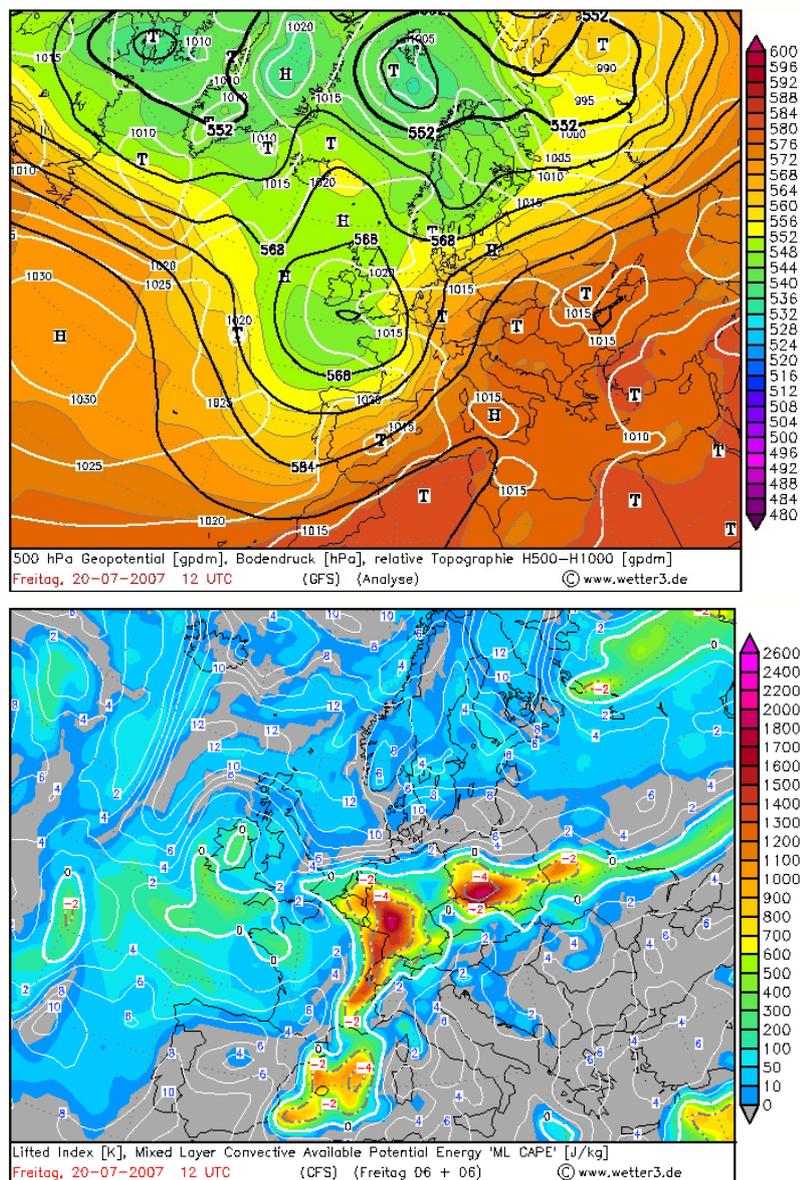


Abb. 5.1: 20. Juli 2007: Geopotential in 500 hPa, Bodendruck und relative Topografie um 12 UTC (oben), der Lifted Index und die Mixed Layer CAPE (unten). (<http://www.wetter3.de/Archiv/>)

Gebäuden durch Hagel etwa 15 Millionen Euro. Dieses Ereignis trat während der Messkampagne COPS-IOP 9 auf, weshalb eine genaue Analyse der Wetterlage in anderen Arbeiten zu finden ist (Barthlott et al., 2011; Kottmeier et al., 2008).

Die Werte der Konvektionsindizes (ML CAPE¹ bzw. LI) deuten die günstigen Bedingungen für die Auslösung hochreichender Konvektion im Bereich der Gewitterlinie an (Abb. 5.1, unten). Über Baden-Württemberg beträgt die ML CAPE bis zu 1500 J kg^{-1} , der Lifted Index -4 K , was bedeutet, dass starke Gewitter mit Hagel möglich sind (siehe Kap. 2.1.3).

¹Die Berechnung der „Mixed Layer CAPE“ (ML CAPE) berücksichtigt den mittleren Temperatur- und Feuchteverlauf in der unteren Troposphäre. Meist werden hierfür die untersten 100 hPa verwendet.

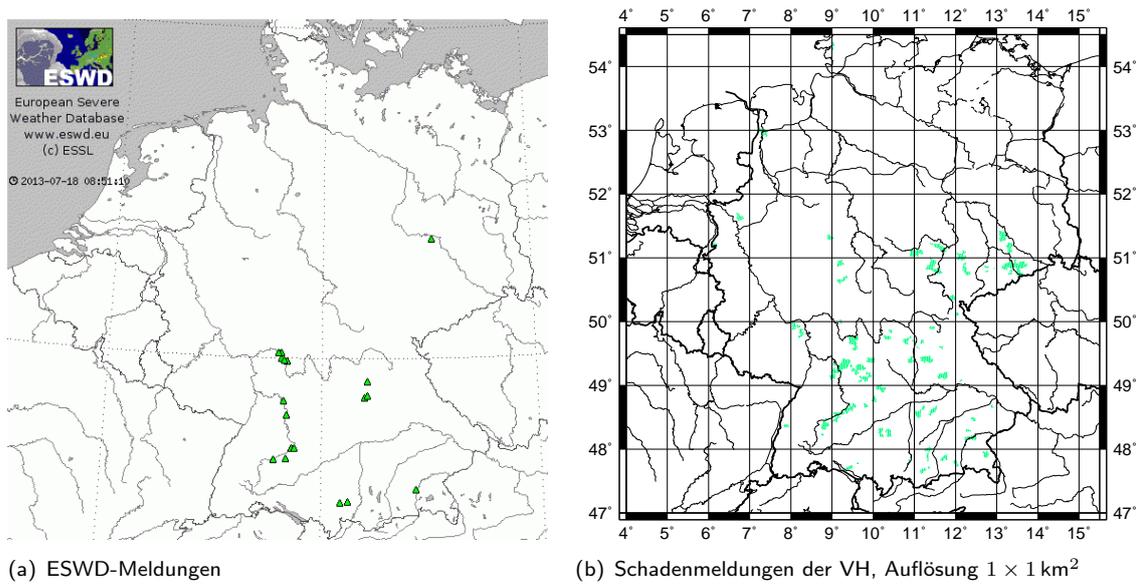


Abb. 5.2: Hagelereignisse am 20. Juli 2007: „large hail“ mit Plausibilität QC0+, QC1 und QC2 der ESWD (a), Schadenmeldungen der VH je Plz-Gebiet (b).

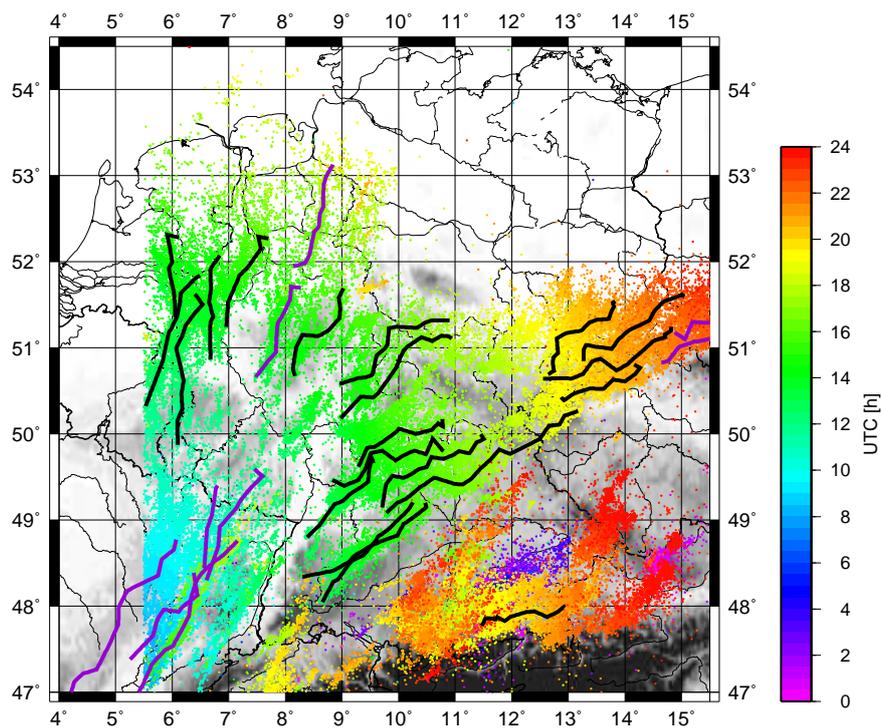


Abb. 5.3: Die am 20. Juli 2007 von BLIDS registrierten Blitze in Abhängigkeit ihres zeitlichen Auftretens (farbig gepunktet). Dargestellt sind außerdem die analysierten HZ (schwarze Zugbahnen) und GZ (violett).

Die Gebiete, über die am 20. Juli die Gewitterlinie hinweggezogen ist, lassen sich auch in den Hagelmeldungen der ESWD (Abb. 5.2a) und den Schadensereignissen der VH (Abb. 5.2b) ungefähr

wiedererkennen. Hagel wurde danach vor allem im Süden Deutschlands und nördlich des Erzgebirges detektiert. Im Nordwesten hingegen konnte kaum Hagel detektiert werden. Große Unterschiede zwischen der Anzahl an Meldungen der ESWD und der VH sind in Sachsen erkennbar. Die Bevölkerungsdichte ist hier etwas geringer als in Baden-Württemberg, wodurch sich erklären lässt, dass weniger Beobachtungen in der ESWD vermerkt sind. Die Anzahl landwirtschaftlicher Betriebe ist dagegen hoch². Diese Überprüfung macht deutlich, dass eine Verwendung beider Informationsdaten für die Analyse der HZ sinnvoll ist.

Abbildung 5.3 zeigt sämtliche am 20. Juli über Deutschland registrierten Blitze sowie die analysierten HZ und GZ. Die Zugbahnen der Zellen, die in den Nachmittagsstunden über Baden-Württemberg entstanden sind, werden vom BLIDS-Propheten gut identifiziert. Auch die Verlagerung in Richtung Osten ist deutlich erkennbar. Wegen der Übereinstimmung mit den Hagelmeldungen werden alle langen Zugbahnen über diesen Gebieten als HZ definiert (siehe Kap. 4.1). Dabei zeigt die automatisierte Methode zur HZ-Erkennung Schwierigkeiten in den Randbereichen auf. Eine Bedingung ist es, dass die Zugbahnen mindestens mit einem Verlaufspunkt innerhalb des Untersuchungsgebiets liegen müssen. Das Untersuchungsgebiet wird allerdings durch eine Fläche beschrieben, die die Landesgrenzen Deutschlands nur annähernd umschließt (siehe Kap. 3.5). Dadurch können einige Zugbahnen nicht (ausreichend) mit Hagelmeldungen verglichen werden. Die Intensität eines Gewittersystems verändert sich jedoch in den verschiedenen Stadien, weshalb eine Analyse hinsichtlich Hagel entlang der gesamten Zugbahn erfolgen müsste, um die Bildung von Hagel tatsächlich auszuschließen.

Betrachtet man bei der Abbildung 5.3 die Regionen Elsass, Lothringen und Franche-Comté genauer, stellt man fest, dass hier drei der fünf detektierten langen Zugbahnen nicht mit den Schadenmeldungen der VH abgeglichen werden können. Sie wurden folglich als GZ eingestuft. Eine europaweite Abfrage der ESWD-Einträge liefert keine Hagelmeldungen für diese Regionen. Die Einstufung der Zugbahnen (GZ) ist daher als korrekt anzunehmen. Generell ist jedoch die Wahrscheinlichkeit für eine fehlerhafte HZ/ GZ-Erkennung in den Randbereichen des Untersuchungsgebiets höher einzustufen als für Zugbahnen, die zentral im Untersuchungsgebiet verlaufen. Denn sämtliche Schadenmeldungen der VH werden nur innerhalb der Landesgrenzen von Deutschland gemeldet.

In Abbildung 5.3 findet man weiter nahe der deutsch-niederländischen Grenze ein gutes Beispiel für Zugbahnen, die – obwohl sie im Randbereich verlaufen – problemlos als HZ analysiert werden können und damit die automatisierte Methode aus Kapitel 4.1 rechtfertigen. Zwei der fünf Zugbahnen liegen nicht über Deutschland, sie werden aber bei dem automatisierten Verfahren berücksichtigt und können mit einer Schadenmeldung in Nordrhein-Westfalen in Verbindung gebracht werden. Auch wenn insgesamt nur drei Meldungen für den Nordwesten Deutschlands vorliegen, darf davon ausgegangen werden, dass es sich bei diesen Ereignissen um Hagel (oder zumindest Graupel) gehandelt hat, denn jeder Schaden wird von der VH vor Ort begutachtet.

²Detaillierte Informationen über die landwirtschaftliche Flächennutzung in Deutschland findet man auf www.ima-agrar.de oder www.bmelv.de.

In den bayerischen Bezirken Schwaben und Oberbayern werden am 20. Juli keine HZ analysiert. Diese Beobachtung ist in erster Linie auf die Organisationsstruktur des Gewittersystems zurückzuführen. Die in größere Niederschlagsgebiete eingelagerten Zellen zogen in den Abendstunden aus den Alpen Richtung Südbayern. Verantwortlich für diese Entwicklung war eine Frontalwelle, die sich an der noch quer über Deutschland verlaufenden Luftmassengrenze zu einem kleinen Tief intensivierte. Der BLIDS-Prophet kann jedoch nur Zugbahnen einzelner Gewitterzellen erkennen, da der Algorithmus nach Blitzclustern sucht, die in einem bestimmten zeitlichen und räumlichen Abstand auftreten.

5.1.2 Hagelereignis vom 26.05.2009

Am 25. und 26. Mai 2009 entwickelten sich über Frankreich und Benelux, später auch über Deutschland kräftige Gewitter mit Hagel und Orkanböen, die im Süden Baden-Württembergs und Bayerns Schäden in Millionenhöhe verursachten. Ausschlaggebend für die Entstehung der Gewitter war die südliche bis südwestliche Strömung, die sich an der Ostflanke des hochreichenden und zunächst über der Iberischen Halbinsel liegenden Tiefs „Felix“ einstellte (Abb. 5.4, oben). Damit verbunden war die Advektion sehr warmer subtropischer Luft aus der Sahara nach West- und Mitteleuropa. Durch den Transport über das westliche Mittelmeer hinweg konnte sich die Luftmasse in den unteren Schichten zunehmend mit Feuchtigkeit anreichern. Der Trog verlagerte sich im Lauf des 26. in nordöstliche Richtung über Frankreich und gliederte sich in der mittleren und oberen Troposphäre der nordatlantischen Frontalzone an. Vor der Kaltfront entwickelten sich zahlreiche Gewitter, die sich teilweise zu mehreren MCS formierten (siehe Kap. 2.1.4 dargestellt). Über dem Genfer See in der Schweiz bildete sich zunächst eine einzelne Zelle aus, die sich zu einer Multizelle mit Superzelle und schließlich in ein MCS weiterentwickelte. Diese zog über Süddeutschland bis nach Tschechien mit Starkregen, Hagel und schweren Sturm-, örtlich sogar Orkanböen (Kunz et al., 2011). Die ML CAPE um 12 UTC lieferte Werte von $\geq 2000 \text{ J kg}^{-1}$ für die Regionen über Baden-Württemberg und Bayern (Abb. 5.4, unten), die Werte in den späten Nachmittags- bzw. frühen Abendstunden waren nur geringfügig höher (ohne Abb.). Der LI betrug bis zu -6 K . Die Luftmassen waren also in diesem Bereich stark labil geschichtet. Auch wenn die Konvektionsindizes nur eine Auftretenswahrscheinlichkeit für Gewitter vorhersagen und keine Beobachtungen/ Messungen sind, so liefert ihre Analyse dennoch eine gute Übereinstimmung mit den Entstehungsorten der Blitze bzw. dem Auftreten einiger HZ (Abb. 5.6).

Vergleicht man die beiden verschiedenen Hagel-Informationsdaten (Abb. 5.5a, b), so ist eine hohe Übereinstimmung festzustellen. Sowohl die Schadenmeldungen der VH als auch die Einträge aus der ESWD können daher als zuverlässig betrachtet werden.

Während der Entwicklung der Methode zur HZ-Erkennung wurden auch die Einflüsse der beiden Hagel-Informationsdaten untersucht. Es stellte sich heraus, dass durch einen Verzicht auf die ESWD-Einträge bei der Analyse nur gerade einmal 2,1% weniger Zugbahnen erkannt wurden, obwohl die Daten aus der ESWD bei 27,4% aller identifizierten HZ eine Rolle spielten. Das

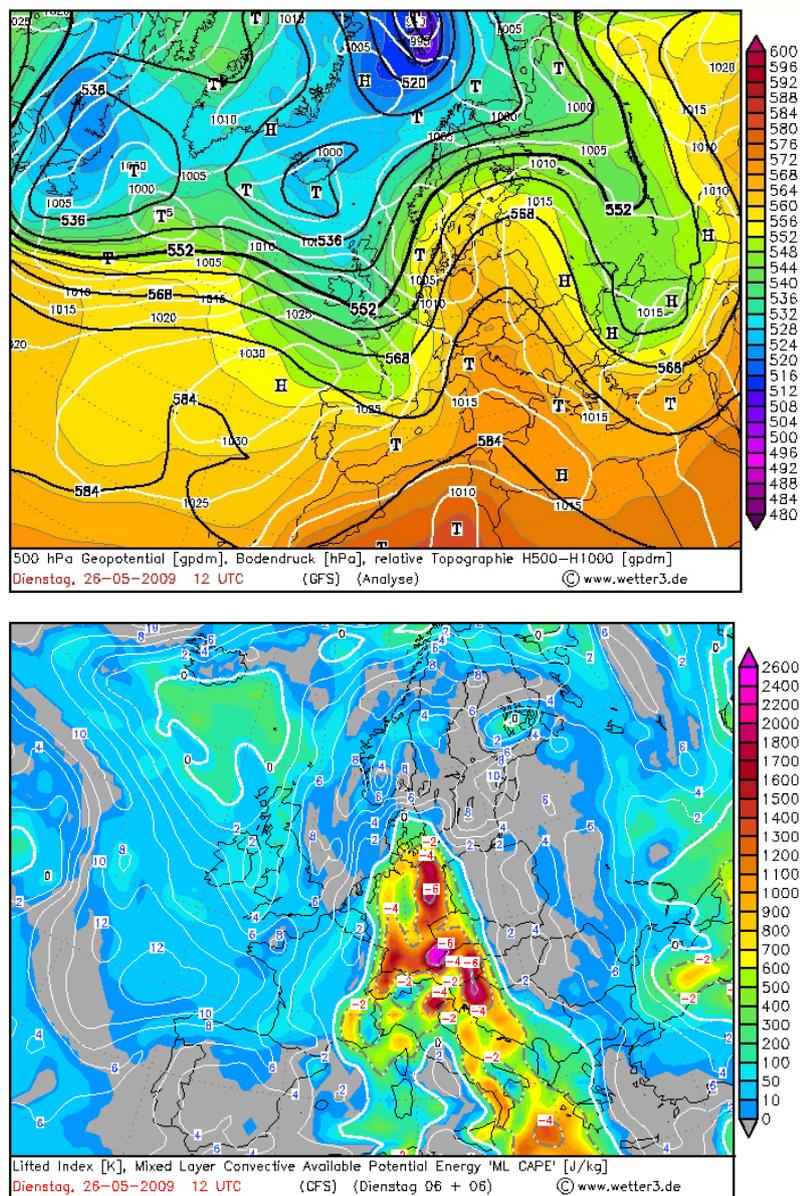


Abb. 5.4: 26. Mai 2009: Geopotential in 500 hPa, Bodendruck und relative Topografie um 12 UTC (oben), der Lifted Index und die Mixed Layer CAPE (unten). (<http://www.wetter3.de/Archiv/>)

heißt, dass an nahezu allen Untersuchungstagen die Hagelereignisse der VH und ESWD eine hohe Übereinstimmung aufweisen.

Betrachtet man Abbildung 5.6 genauer, wird deutlich, dass die bereits in der Fallstudie vom 20. Juli erwähnte, aber dort nicht bestätigte, Problematik für die Randbereiche des Untersuchungsgebiets nun hier auftritt. Über der Nord- sowie der Ostsee und südlich des Erzgebirges sind lange Zugbahnen als GZ analysiert worden, obwohl sie mit keinen Hagelmeldungen der Versicherung verglichen werden konnten. Es werden also Zugbahnen als GZ erkannt, die unter Umständen auch mit Hagel in Verbindung stehen können. Die GZ-Analysen sind also teilweise fehlerhaft bzw. nicht ausreichend begründet.

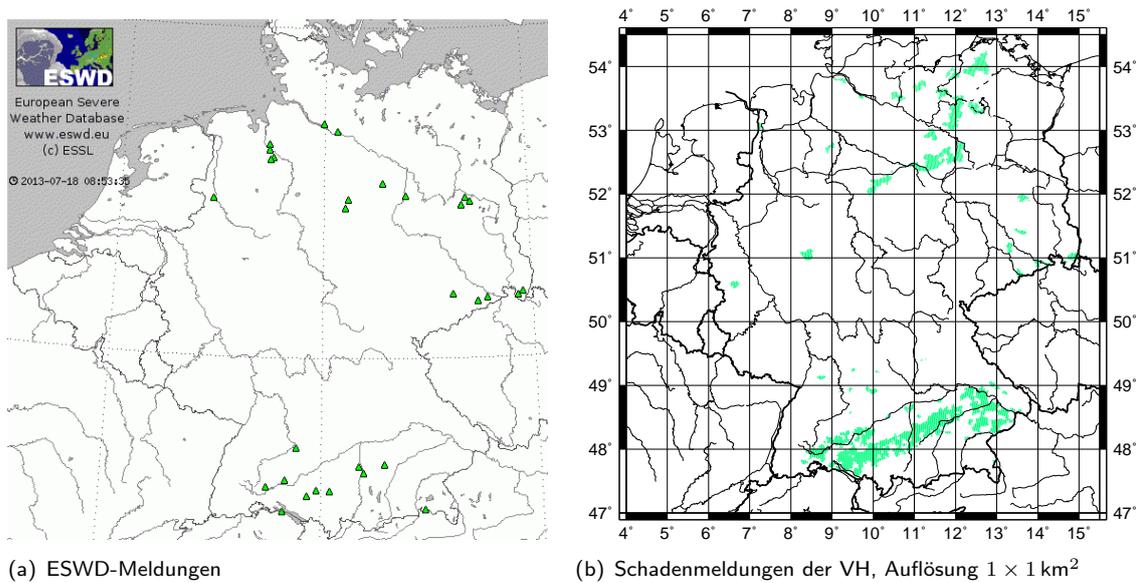


Abb. 5.5: Hagelereignisse am 26. Mai 2009: „large hail“ mit Plausibilität QC0+, QC1 und QC2 der ESWD (a), Schadenmeldungen der VH je Plz-Gebiet (b).

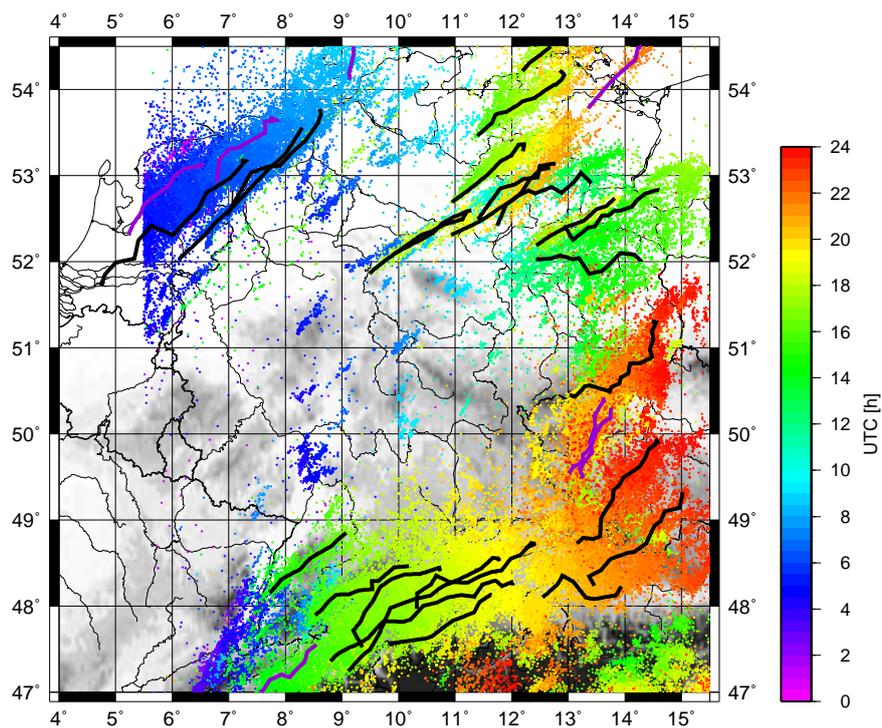


Abb. 5.6: Die am 26. Mai 2009 von BLIDS registrierten Blitze in Abhängigkeit ihres zeitlichen Auftretens (farbig gepunktet). Dargestellt sind außerdem die analysierten HZ (schwarze Zugbahnen) und GZ (violett).

Der Fokus dieser Arbeit liegt aber auf der Untersuchung von Hagelzügen (HZ). Diese werden, wie die beiden Fallstudien zeigten, gut erkannt. Die Gewitterlinie, die am 26. Mai 2009 über den

Süden Baden-Württembergs und Bayerns hinweggezogen ist, wird durch sechs markante HZ widergegeben. Auch die Gewitterlinie vom 20. Juli 2007 wird problemlos identifiziert. Es zeigt sich also, dass mit Hilfe der Blitzcluster-Erkennung plausible Verlaufspunkte für die Zugbahnen der Gewittersysteme berechnet worden sind und die Kombination mit Hagelmeldungen eine sichere Detektion von HZ darstellt. Daher erscheint es sinnvoll, die Daten über einen längeren Zeitraum auszuwerten.

5.2 Raumzeitliche Analyse der Zugbahnen

Für die nachfolgende Analyse werden alle Zugbahnen (HZ) im gesamten Untersuchungszeitraum 2001 bis 2009 betrachtet. Um Aussagen über die räumliche und zeitliche Verteilung der HZ ableiten zu können, wird unter anderem die Dichte der Zugbahnen als flächenbezogene mittlere Häufigkeitsverteilung für verschiedene Monate analysiert. Die Dichte ist dabei definiert als die Anzahl an HZ pro Fläche der Größe $10\text{ km} \times 10\text{ km} = 100\text{ km}^2$, was einer Auflösung von etwa $1/10^\circ$ entspricht (siehe Kap. 4.3).

Zunächst erfolgt eine Betrachtung der einzelnen, nach Monaten differenzierten, Zugbahnen. Die Abbildungen 5.7a und c sowie 5.8a und c zeigen, dass die Hagelzüge eine hohe jahreszeitliche Variabilität aufweisen. Von April bis Juli nimmt die Anzahl der identifizierten HZ (3, 212, 468, 506) stetig zu, während sie in den Monaten August und September (127, 18) wieder zurückgeht. Dass im April nur wenige Zugbahnen beobachtet werden können, lässt sich dadurch erklären, dass die Landoberflächen zu Beginn des Frühjahrs noch recht kalt sind und die Luftfeuchtigkeit in den unteren Atmosphärenschichten eher niedrig ist. Ab Mai sorgt die intensivere und länger anhaltende Einstrahlung dafür, dass sich die Erdoberfläche im Laufe eines Tages stärker erwärmen kann. Durch eine unter anderem vermehrt einsetzende thermisch induzierte Hebung kann die untere Troposphäre gebietsweise labilisiert werden, sodass die Gewitteraktivität im Mai und Juni rapide ansteigt. Der Juli ist (bezogen auf den Referenzzeitraum 1971 bis 2000) der Monat mit der längsten Sonnenscheindauer (211 Std.) und der höchsten Mitteltemperatur ($17,4^\circ\text{C}$) in Deutschland³. Die Luftmassen können demnach zu dieser Zeit viel Feuchtigkeit (latente Wärme) speichern (nach Gl. 2.7), was die Auslösung konvektiver Ereignisse zusätzlich fördert (siehe Kap. 2.1.4). Die Monate Juni und Juli sind auch von Mohr (2013) sowie Hohl und Schiesser (2001) schon als Hochsaison für Gewitteraktivitäten identifiziert worden. Weil eine genügend große Datenbasis der HZ also nur von Mai bis August gegeben ist, beschränken sich alle folgenden Analysen ausschließlich auf diesen Zeitraum.

Die Abbildungen 5.7b und d sowie 5.8b und d zeigen die mittlere HZ-Dichte der einzelnen Monate. Es wird deutlich, dass die identifizierten Zugbahnen der stark konvektiven Ereignisse (HZ) im Mittel eine erhebliche räumliche Variabilität aufweisen, die sich sowohl in einem Nord-Süd-

³Langjährige Mittelwerte nach den Klimadaten des DWD (<http://www.dwd.de/>)

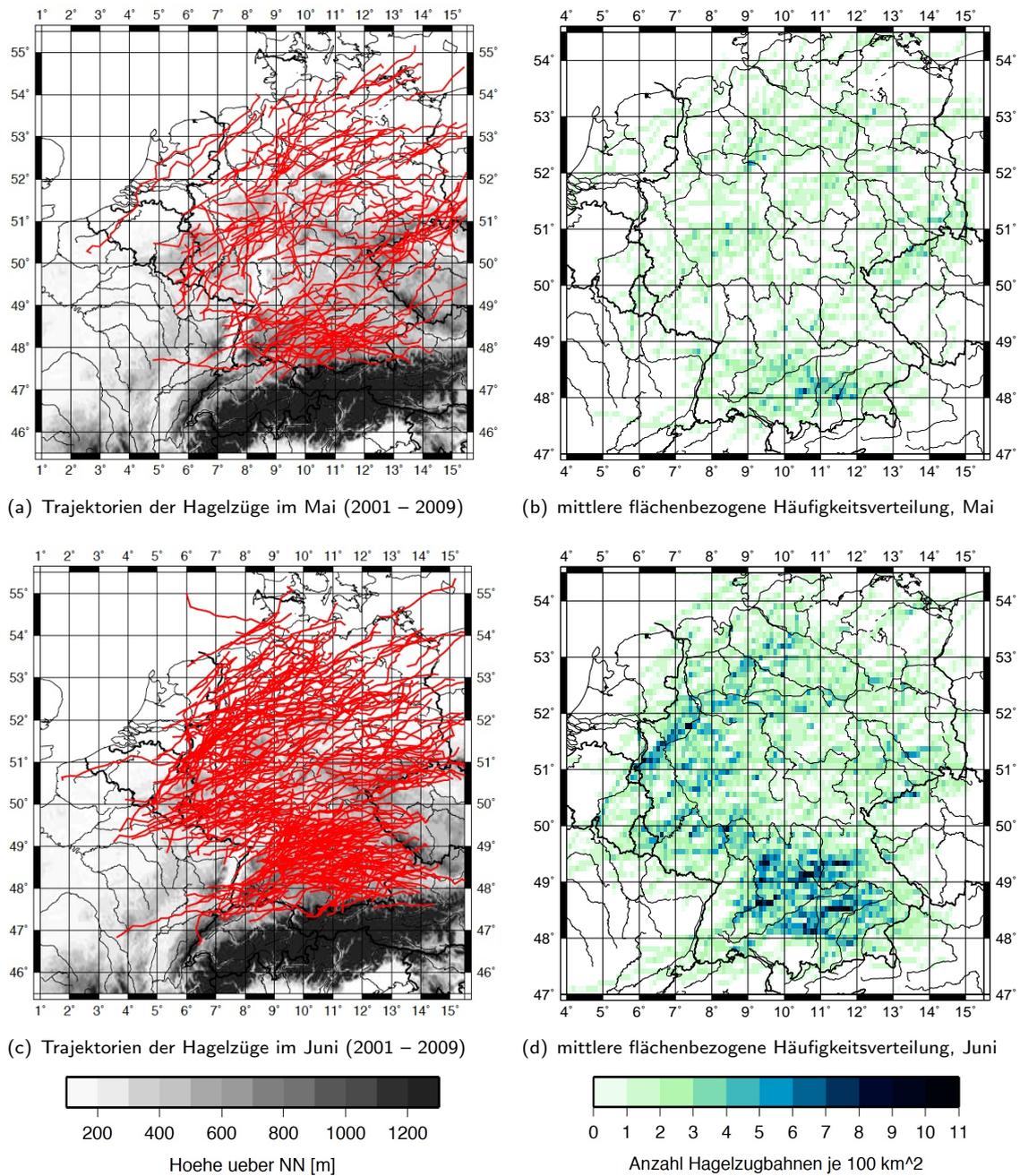


Abb. 5.7: Zugbahnen der Hagelzüge (HZ) für die Monate Mai (a) und Juni (c) sowie die mittlere Dichte der HZ je $10 \times 10 \text{ km}^2$ Fläche (b, d).

als auch einem Ost-West-Gradienten ausdrückt. Im Mai tritt zwar zunächst nur die Region um München mit einer erhöhten HZ-Dichte (7 Zugbahnen je 100 km^2) hervor, im Juni lassen sich jedoch deutliche Maxima und Minima in der Häufigkeitsverteilung unterscheiden. In Baden-Württemberg und Bayern sind gleich mehrere Hot Spots zu erkennen. Die HZ-Dichte nördlich der Schwäbischen Alb bis hin zur südlichen Fränkischen Alb ist ausgesprochen hoch, aber auch die nördlichen und südlichen Regionen um Stuttgart verzeichnen viele Hagelzüge. In Oberbayern und Schwaben ist in dem Gebiet südlich der Donau ebenfalls eine hohe Dichte zu beobachten. Die

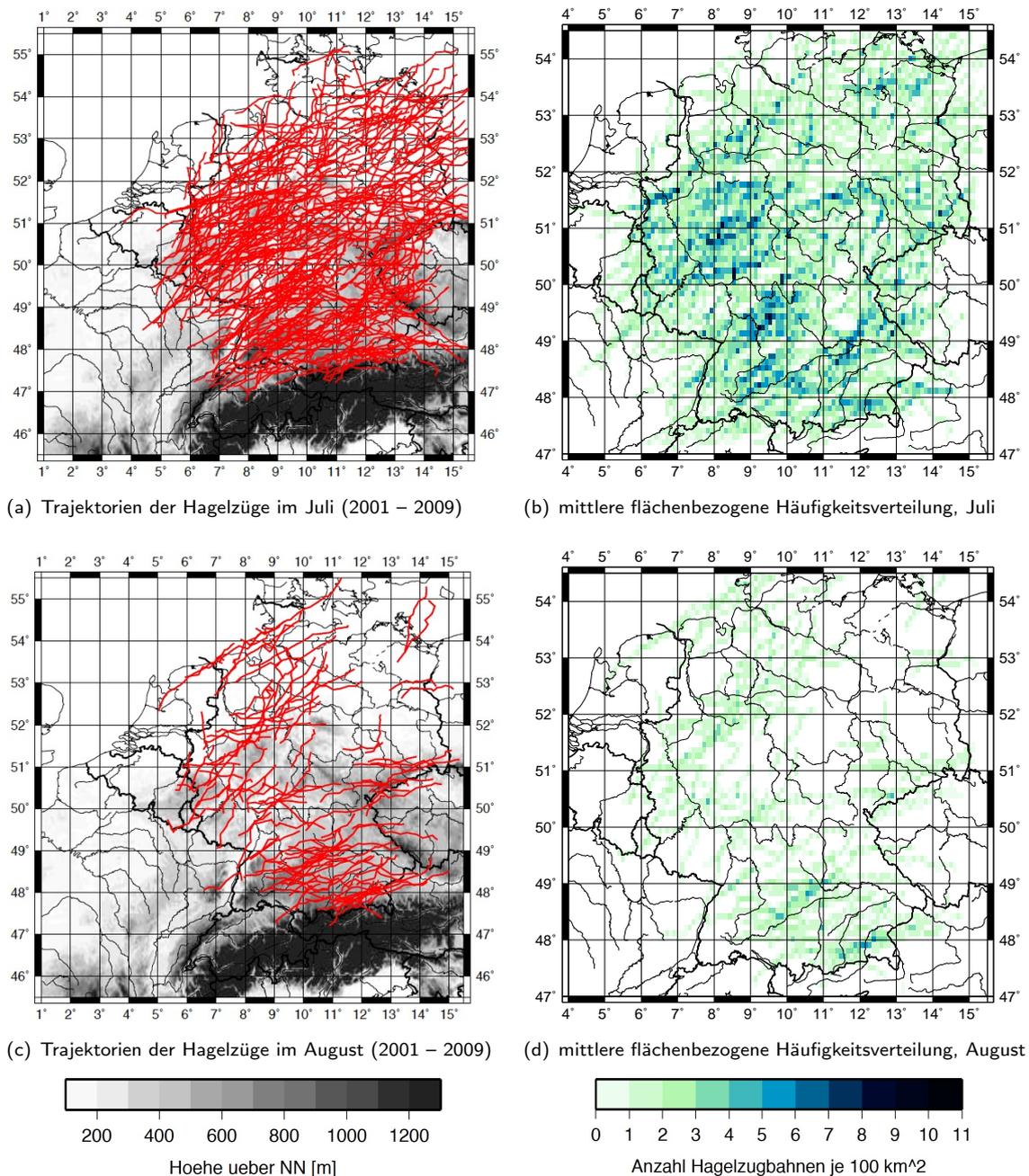


Abb. 5.8: Zugbahnen der Hagelzüge (HZ) für die Monate Juli (a) und August (c) sowie die mittlere Dichte der HZ je $10 \times 10 \text{ km}^2$ Fläche (b, d).

Maxima liegen hier teilweise bei bis zu 11 Zugbahnen je 100 km^2 . Über dem Westen Deutschlands sind außerdem der Westerwald, südliche Teile der Eifel sowie das Rhein-Main-Gebiet als lokale Maxima zu nennen. Auffällig ist auch die hohe Dichte über Nordrhein-Westfalen, die etwa von Aachen bis Münster reicht. Viele der zu diesen Zugbahnen gehörenden Entstehungsorte liegen nahe der deutsch-belgischen Grenze. Die ausgelösten konvektiven Zellen folgen von dortaus nahezu dem Wind der mittleren Troposphäre, weshalb die Zugbahnen von Südwest nach Nordost verlaufen. Die Trajektorien der Gewitterzellen (Abb. 5.7c) im Nordwesten unterscheiden sich

damit jedoch ein wenig gegenüber dem Verlauf der Zellen in Süddeutschland. Die Zugbahnen über Bayern und Baden-Württemberg weisen eher eine westsüdwestliche Zugrichtung auf. Es ist hier anzunehmen, dass die komplexe Orografie im Süden Deutschlands eine entscheidende Rolle spielt.

In Kapitel 2.4 wurde bereits ein konzeptioneller Ansatz von Kunz und Puskeiler (2010) vorgestellt, der die räumliche Variabilität von Hagelereignissen in Baden-Württemberg auf Umströmungseffekte des südlichen Schwarzwaldes und der nordöstlichen Kante der Schwäbischen Alb bei niedrigen Froude-Zahlen ($Fr < 1$) zurückführt. Die aus der bodennahen Konvergenz resultierende Hebung erklärt die hohe Dichte der HZ in der Region um Stuttgart.

Dass die orographischen Strukturen des Schwarzwaldes die Entwicklung starker Konvektion begünstigen, konnte auch in einigen anderen Studien gezeigt werden (Brombach, 2012; Kottmeier et al., 2008; Barthlott et al., 2006). Wörner (2011) untersuchte zudem die räumliche Variabilität erster Blitzentladungen bei verschiedenen Froude-Zahlen. Dabei wurden drei Intervallbereiche ($Fr < 0,5$; $0,5 \leq Fr < 1$; $1 \leq Fr < 2$) unterschieden, um zu überprüfen, ob die Gewitterentstehung an einem bestimmten Ort abhängig ist von der Um- oder Überströmung eines umliegenden Gebirges (Froude-Zahl; siehe Kap. 2.1.4). Die Ergebnisse legen nahe, dass es in der Region südlich von Stuttgart vor allem bei sehr geringen Froude-Zahlen von $Fr < 0,5$ bevorzugt zur Entstehung von Gewittern kommt, was die von Kunz und Puskeiler (2010) aufgestellte Hypothese hinsichtlich der Strömungsbedingungen nahe des Schwarzwaldes unterstützt.

Die Häufigkeitsverteilung im Juli (Abb. 5.8b) zeigt eine insgesamt deutlich homogenere Verteilung der HZ gegenüber dem Vormonat. Zwar ist der Ost-West-Gradient auch hier stark ausgeprägt, da über dem Osten Deutschlands im Mittel nur sehr wenige identisch verlaufende Zugbahnen detektiert werden. Jedoch liegen die (relativen) Maxima über dem Westen und Südwesten Deutschlands bei höchstens 9 Zugbahnen je 100 km^2 und beschränken sich nicht vordergründig auf eine Region (z.B. Süddeutschland) wie es im Juni der Fall ist. Die größten HZ-Dichten lassen sich über dem Westerwald und dem Taunus ausmachen sowie in dem Gebiet östlich vom Odenwald und an der südöstlichen Kante der Fränkischen Alb (Abb. 5.8b). Die Region um München sowie auch die Gebiete entlang der Schwäbischen Alb sind ebenfalls im Juli von einer lokal erhöhten HZ-Dichte betroffen, wenngleich hier weniger Zugbahnen gegenüber dem Vormonat registriert werden.

Eine mögliche Erklärung für den erheblichen Unterschied der flächenbezogenen Häufigkeitsverteilungen über dem Gebiet südlich von Stuttgart im Juni und Juli könnte sein, dass neben der horizontalen Strömungskonvergenz im Lee des Südschwarzwaldes noch ein weiterer Triggermechanismus im Juni verstärkt wirksam ist. Zu diesem Zeitpunkt (vor allem in der ersten Juni-Hälfte) ist die Umgebungsluft noch verhältnismäßig kühl, während der Winkel der Sonnenhöhe schon groß ist. Dadurch kann sich die Luft über den hoch gelegenen, sonnenexponierten Hängen des Schwarzwaldes schnell erwärmen und wegen des Dichteunterschieds gegenüber der Umgebungsluft aufsteigen (thermisch induzierte Hebung; siehe Kap. 2.1.4). Im Juli hingegen wird die thermisch induzierte Hebung aufgrund des geringeren Temperaturgradienten zwischen der bodennahen, erwärmten Luft und der dann im Mittel wärmeren Umgebungsluft eine geringere Rolle spielen.

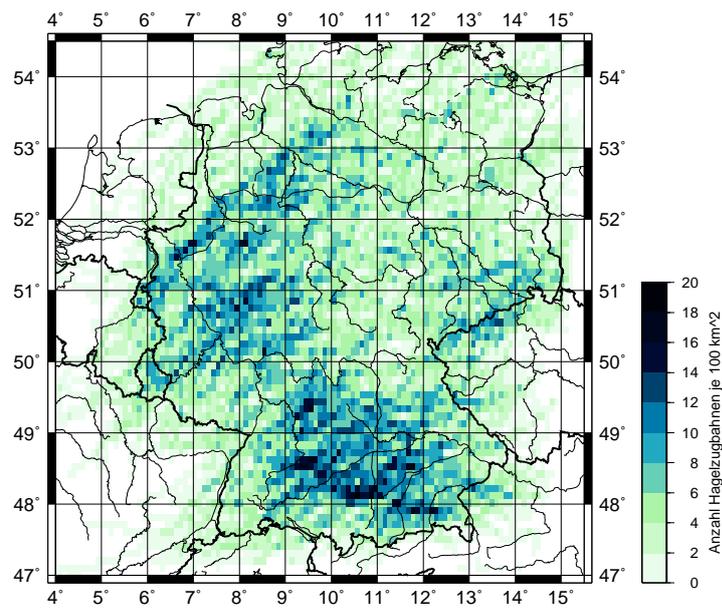
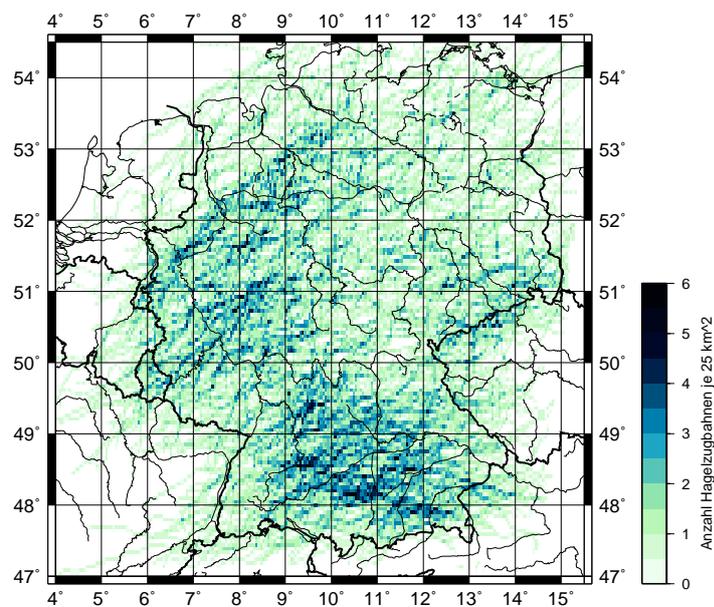
(a) Auflösung $10 \times 10 \text{ km}^2$ (b) Auflösung $5 \times 5 \text{ km}^2$

Abb. 5.9: Mittlere jährliche Häufigkeitsverteilungen der Hagelzüge (HZ) im Zeitraum Mai bis August je $10 \times 10 \text{ km}^2$ Fläche (a) bzw. je $5 \times 5 \text{ km}^2$ Fläche (b).

Die HZ-Dichte noch später im August ist über vielen Teilen Deutschlands wegen der stark verminderten solaren Einstrahlung noch niedriger. Über dem Osten Deutschlands werden nahezu keine Zugbahnen mehr identifiziert und die wenigen lokalen Maxima im Süden zählen höchstens nur 5 Zugbahnen je 100 km^2 .

Zusammengefasst lässt sich festhalten: Die Regionen mit der größten HZ-Dichte im Zeitraum Mai bis August (Abb. 5.9a, b) liegen im Süden Deutschlands, in der näheren Umgebung der Mittel-

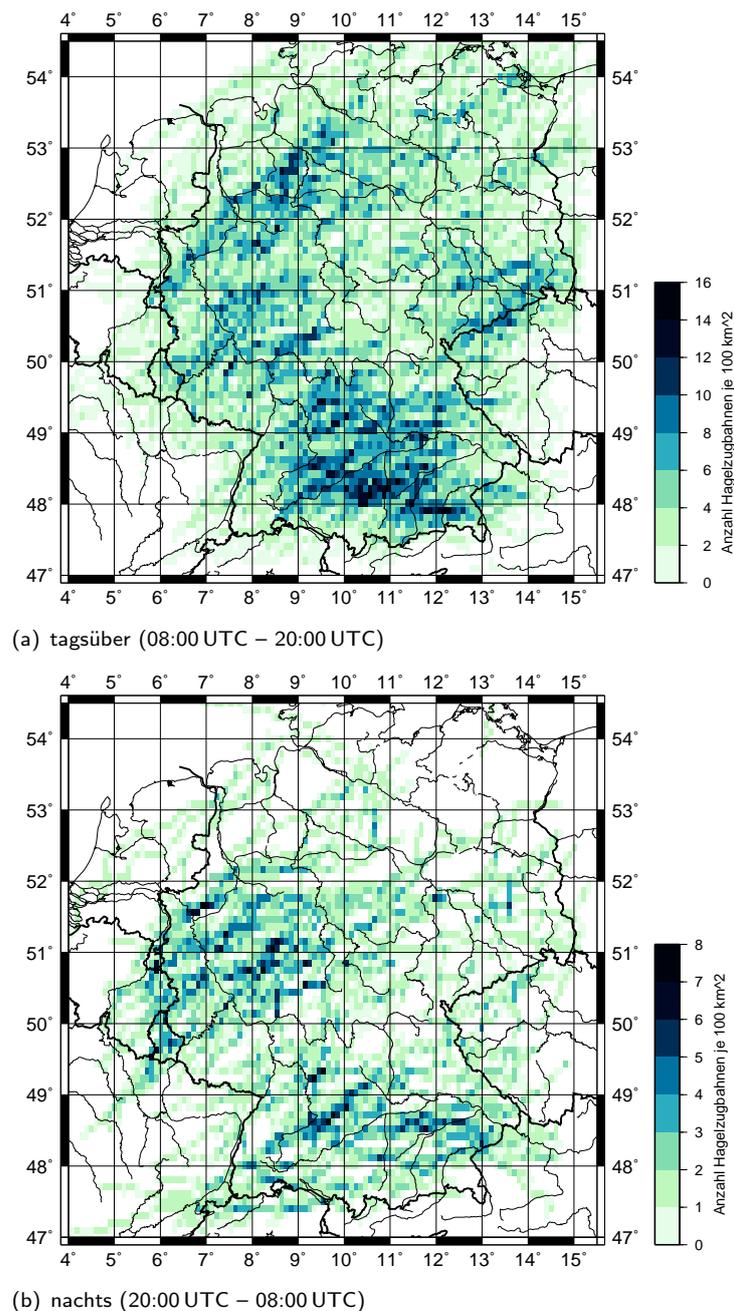


Abb. 5.10: Mittlere jährliche Häufigkeitsverteilungen der Hagelzüge (HZ) im Zeitraum Mai bis August je $10 \times 10 \text{ km}^2$ Fläche: tagsüber (a), nachts (b).

gebirge und im Alpenvorland. Hier werden teilweise bis zu 20 Zugbahnen je 100 km^2 bzw. sogar 6 Zugbahnen je 25 km^2 registriert. Das entspricht im Durchschnitt ungefähr einem Hagelzug an jedem sechsten Tag des Untersuchungszeitraums. Relevante Ursachen sind vermutlich dabei hoch gelegene Heizflächen über den Bergen und die Ausbildung von Konvergenzbereichen des bodennahen Windfelds über oder stromab der Gebirge.

Ein Vergleich der Häufigkeitsverteilung der HZ (Abb. 5.9a, b) mit der von Damian (2011) analysierten mittleren jährlichen Blitzdichte für den Zeitraums 2000 bis 2009 (Abb. 2.11) zeigt je-

doch einige Unterschiede auf. Die Gebiete hoher Blitzdichte beschränken sich im Wesentlichen auf den Südwesten Deutschlands, die Region nahe der deutsch-österreichischen Grenze und das Erzgebirge. Die Gebiete hoher HZ-Dichte hingegen überdecken größere Regionen. Zudem tritt das Erzgebirge weniger stark in den Vordergrund. Eine mögliche Erklärung für die Diskrepanzen könnte sein, dass sich die Intensität der Blitzaktivität entlang der Zugbahn ändert. Zahlreiche Blitzentladungen finden im Entwicklungs- und Reifestadium statt (siehe Kap. 2.3.2). Das könnte unter Umständen erklären, weshalb hohe Blitzdichten häufig südwestlich der Gebiete mit hoher HZ-Dichte gelegen sind. Aus dieser Überlegung heraus lässt sich folgern, dass durch die relativen Maxima der Blitzdichte besonders die Regionen im Bereich der Konvektionsauslösung erkennbar werden, wohingegen die Maxima der HZ-Dichte auch über Regionen beobachtet werden können, wo nur geringe Hebungsmechanismen wirksam sind.

Eine sehr gute Übereinstimmung liefert die Häufigkeitsverteilung der HZ (Abb. 5.9a, b) hingegen mit den Untersuchungsergebnissen von Schmidberger (2013), der Zugbahnen potentieller Hagelzellen aus 3D-Radardaten analysierte (Abb. 2.13). Daraus lässt sich schließen, dass die in dieser Arbeit verwendete Methode zur HZ-Erkennung durchaus geeignet ist, um Zugbahnen stark konvektiver Ereignisse zu identifizieren.

Um zu zeigen, dass die Auftretenswahrscheinlichkeit der HZ abhängig ist von der Tageszeit, werden im Folgenden die Zugbahnen nach dem Zeitpunkt ihrer Entstehung unterschieden. Berücksichtigt wird hierbei die Zeitangabe des ersten Blitzclusters. In Abbildung 5.10a ist die Dichte dargestellt, die aus denjenigen HZ berechnet wurde, die in der Zeitpanne von 08:00 bis 20:00 UTC (tagsüber) entstanden sind. Eine Analyse unter Ausschluss der thermisch induzierten Hebung (aufgrund solarer Einstrahlung) erfolgt mit Hilfe der Abbildung 5.10b. Hier sind nur Zugbahnen berücksichtigt, die sich nachts, zwischen 20:00 und 08:00 UTC, entwickelt haben. Es ist deutlich zu erkennen, dass die räumliche Verteilung der HZ auch vom tageszeitlichen Verlauf abhängt. Nachts werden sehr viel weniger HZ ausgelöst als am Tag, wenngleich die Gebiete hoher HZ-Dichte im Großen und Ganzen übereinstimmen. Zwei Gebiete fallen aber auf: Über dem Rhein-Main-Gebiet werden in der Nacht wesentlich weniger HZ detektiert bzw. werden gar nicht ausgelöst. Und auch über dem Erzgebirge sowie der Küstenregion der Ostsee werden weitaus weniger bzw. gar keine HZ registriert. Die größte Dichte wird nachts nördlich von Duisburg-Essen mit 8 Zugbahnen je 100 km^2 registriert, die höchste Dichte tagsüber liegt mit 16 Zugbahnen je 100 km^2 südlich der Schwäbischen Alb bzw. im Alpenvorland.

Die raumzeitliche Analyse der Zugbahnen wirft daher weitere Fragen auf. Die tageszeitlichen Differenzen lassen vermuten, dass sich hochreichende Konvektion tagsüber sowohl aus der Grenzschicht heraus als auch durch externe Hebung entwickeln kann, während in der Nacht nur die externen Hebungsmechanismen eine Rolle spielen. Die Unterschiede auch in der räumlichen Verteilung legen eine detailliertere Untersuchung der Uhrzeit der HZ-Entstehung nahe, um mögliche Zusammenhänge zwischen bestimmten Regionen und der Art der Konvektionsentstehung zu analysieren. Diese Fragen sind Ausgangspunkt für die in Kapitel 5.3 folgenden Untersuchungen. Die Unterschiede, die sich für die Zugrichtungen der HZ im Norden gegenüber denen im Süden ange-

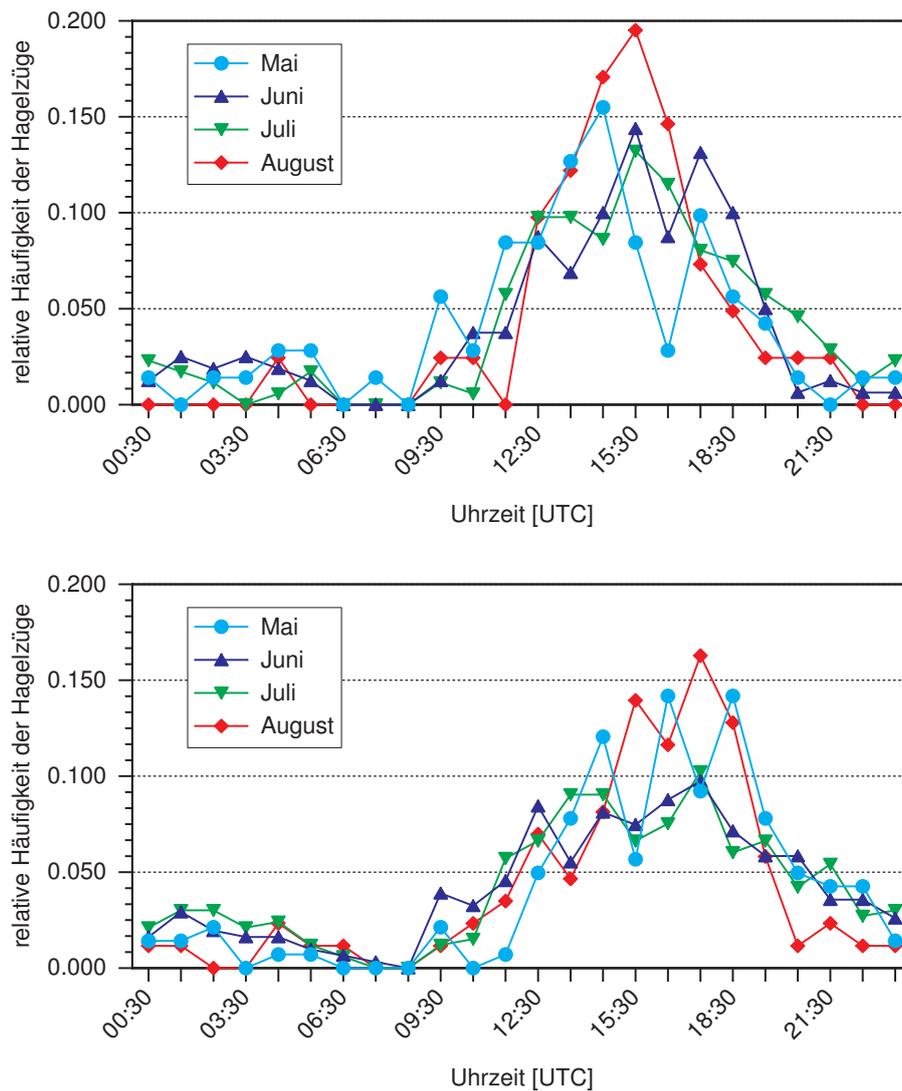


Abb. 5.11: Relative Häufigkeiten der HZ nach der Tageszeit ihrer Entstehung nördlich des Breitengrads $\phi = 51^\circ\text{N}$ (oben) und südlich davon (unten).

deutet haben, werden im Kapitel 5.5 genauer betrachtet. Zuvor erfolgt noch in Abschnitt 5.4 eine Untersuchung bezüglich der Zugbahnlänge.

5.3 Tageszeit und Entstehungsorte der Zugbahnen

Im Folgenden wird das zeitliche Auftreten von HZ näher untersucht. Hierzu wird das Untersuchungsgebiet wegen der unterschiedlichen topografischen Gliederung und der im Mittel nach Süden abnehmenden statischen Stabilität (Mohr, 2013) in zwei Regionen unterteilt. Das Gebiet 'Norddeutschland' umfasst alle Zugbahnen, deren Entstehungsort bei $\phi \geq 51^\circ\text{N}$ liegt. 'Süddeutschland' beinhaltet demnach alle Zugbahnen mit Entstehungsorten, die südlicher gelegen sind

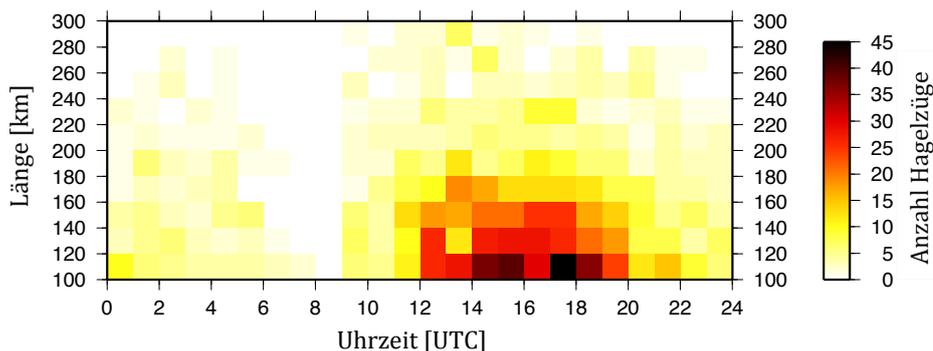


Abb. 5.12: Die nach ihrer Zugbahnlänge unterteilten HZ aus dem Untersuchungszeitraum Mai bis August 2001 – 2009 sind in Abhängigkeit der Tageszeit dargestellt.

($\phi < 51^\circ\text{N}$). Die einzelnen Zeitangaben werden in UTC umgerechnet und für eine einfachere Interpretation stündlich aufsummiert.

Die beiden Abbildungen 5.11 lassen erkennen, dass die Anzahl der ausgelösten HZ während des späten Nachmittags bzw. frühen Abends ihr Maximum erreicht. Das ist zu erwarten, denn während dieser Zeit sind die bodennahen Temperaturen und damit verbunden die atmosphärische Instabilität am höchsten. Die wenigen Ereignisse in der Nacht lassen sich vermutlich durch externe Hebungsmechanismen (nach Gl. 2.18) in einer labil geschichteten Atmosphäre erklären. Beim Vergleich der relativen Häufigkeitsverteilungen für die einzelnen Monate in Nord- und Süddeutschland fällt auf, dass sich der Bereich des Maximums in Süddeutschland (Abb. 5.11b) über eine größere Zeitspanne erstreckt als es in Norddeutschland der Fall ist (Abb. 5.11a). Außerdem zeigt sich speziell für die Monate Mai und August eine Verschiebung zu späteren Entstehungszeitpunkten von rund 1–2 Stunden. Während in dem Zeitraum von 12:00 bis 19:00 UTC über Norddeutschland im Durchschnitt 72% aller HZ entstehen, entfallen im Gebiet Süddeutschland nur 63% der HZ auf diesen Zeitraum, in den Monaten Juni und Juli sind es sogar nur 55%. Der erhebliche Unterschied kann zum Teil auf die unterschiedlich geschichteten Luftmassen der unteren Troposphäre zurückgeführt werden. Im Süden können die höheren Temperaturen selbst in den frühen Abendstunden (19:00 bis 24:00 UTC) noch ausreichen, um die Atmosphäre in den unteren Schichten zu labilisieren, weshalb in diesem späten Zeitraum noch knapp 20% der HZ über Süddeutschland ausgelöst werden. Dagegen sind es in Norddeutschland nur noch 10%. Dieses lässt sich auch durch die Klimatologie der Stabilität begründen (Mohr, 2013). Daneben ist zu beachten, dass die absolute Anzahl der Zugbahnen im Süden mit 867 fast doppelt so hoch ist wie im Norden, wo lediglich 446 Zugbahnen gezählt werden.

Von Damian (2011) wurde eine Untersuchung hinsichtlich der zeitabhängigen Häufigkeitsverteilung positiver und negativer Blitze durchgeführt. Er konnte dabei feststellen, dass die höchste Anzahl detektierter Wolke-Erde-Blitze zwischen 17 und 19 Uhr auftritt. Der häufigste Entstehungszeitpunkt der HZ liegt demgegenüber etwa zwei Stunden früher. Jedoch berücksichtigt die Analyse der HZ auch nur den Zeitstempel des ersten Blitzclusters.

Eine Analyse der Zugbahnlängen in Abhängigkeit des Entstehungszeitpunkts ist in Abbildung 5.12 zu sehen. Im Anhang sind zusätzlich die Untersuchungen der einzelnen Monate angefügt. Die Grafik macht deutlich, dass die meisten HZ (69%) in dem Zeitraum von 12:00 bis 20:00 UTC entstehen. Eine Abhängigkeit der Zugbahnlänge von dem Zeitpunkt der Entstehung kann dabei nicht ausgemacht werden, die Verteilung ist für die Mittags- bis Abendstunden recht symmetrisch. Es ist aber zu erkennen, dass vor allem kurze Zugbahnen (< 160 km) einen klaren Tagesgang aufweisen; bei längeren Zugbahnen ist dies weniger der Fall. Daraus lässt sich schließen, dass bei längeren Zugbahnen seltener die Konvektion aus der Grenzschicht durch hohe bodennahe Temperaturen getriggert wird.

Um zu analysieren, welche Triggermechanismen in bestimmten Regionen wirksam sind, werden im Folgenden die Entstehungsorte in Abhängigkeit des Zeitpunkts untersucht. In Abbildung 5.13 ist für alle HZ jeweils der Ort des ersten Blitzclusters nach dem Zeitpunkt der Detektion eingefärbt. Natürlich kann der erste Verlaufspunkt eines Hagelzuges eigentlich nicht dem Ort der Konvektionsauslösung gleichgesetzt werden, da die Auslösung der Konvektion bereits stromaufwärts stattgefunden haben muss. Jedoch können sich intensive Gewitter besonders im Anfangsstadium aufgrund hoher Vertikalgeschwindigkeiten schnell entwickeln, sodass der Ort, an dem die hochreichende Konvektion ausgelöst wurde, durchaus in der näheren Umgebung des ersten Verlaufspunktes (Blitzclusters) einer Zugbahn zu erwarten ist.

Auffällig ist in Abbildung 5.13b die Region um Stuttgart, das Kinzigtal sowie das Gebiet entlang der Schwäbischen Alb; im Juni werden hier ausgesprochen viele HZ ausgelöst. Hingegen lassen sich über der Rheinebene keine Orte der Konvektionsauslösung erkennen. Die hohe Dichte im Bereich des Kinzigtals findet sich auch in den Monaten Mai und Juli wieder (Abb. 5.13a, c). Anders verhält es sich jedoch für den Raum Stuttgart und die Schwäbische Alb; im Juli werden dort kaum HZ ausgelöst. Diese Beobachtungen deuteten sich bereits in den raumzeitlichen Analysen des vorigen Kapitels an. Obwohl im Juli die meisten HZ in Deutschland detektiert werden, ist die Dichte speziell über Baden-Württemberg hier geringer als im Juni (Abb. 5.7d, 5.8b). Ein Vergleich der Abbildungen 5.13b und c zeigt auch, dass sich der Zeitpunkt der Entstehung unterscheidet. Während im Juni viele HZ auch in den späten Abendstunden (nach 18 UTC) oder sogar nachts ausgelöst werden, liegen die Zeitpunkte der Entstehung im Juli eher in den frühen Nachmittagsstunden (12 bis 18 UTC). Diese Beobachtung lässt vermuten, dass die Konvektionsauslösung im Juli eher aus der Grenzschicht getriggert wird, wohingegen im Juni auch verstärkt externe Hebungsmechanismen wirksam sein könnten.

Um dieser Vermutung nachzugehen, werden daher Daten der Radiosondenstation Stuttgart ausgewertet. Nach Kapitel 2.1.3 hängt die Konvektionsauslösung von der thermischen Stabilität der atmosphärischen Schichtung ab, die sich anhand von Konvektionsindizes quantifizieren lässt. Hier werden zwei Arten der CAPE betrachtet: SB CAPE bezeichnet die „Surface Based CAPE“, die mittels der Temperatur- und Feuchtwerte am Boden berechnet wird, und ML CAPE kennzeichnet die „Mixed Layer CAPE“, die die CAPE eines Luftpakets mit der mittleren Temperatur und der mittleren Feuchte der unteren 100 hPa über dem Erdboden betrachtet. Die CIN, die konvekti-

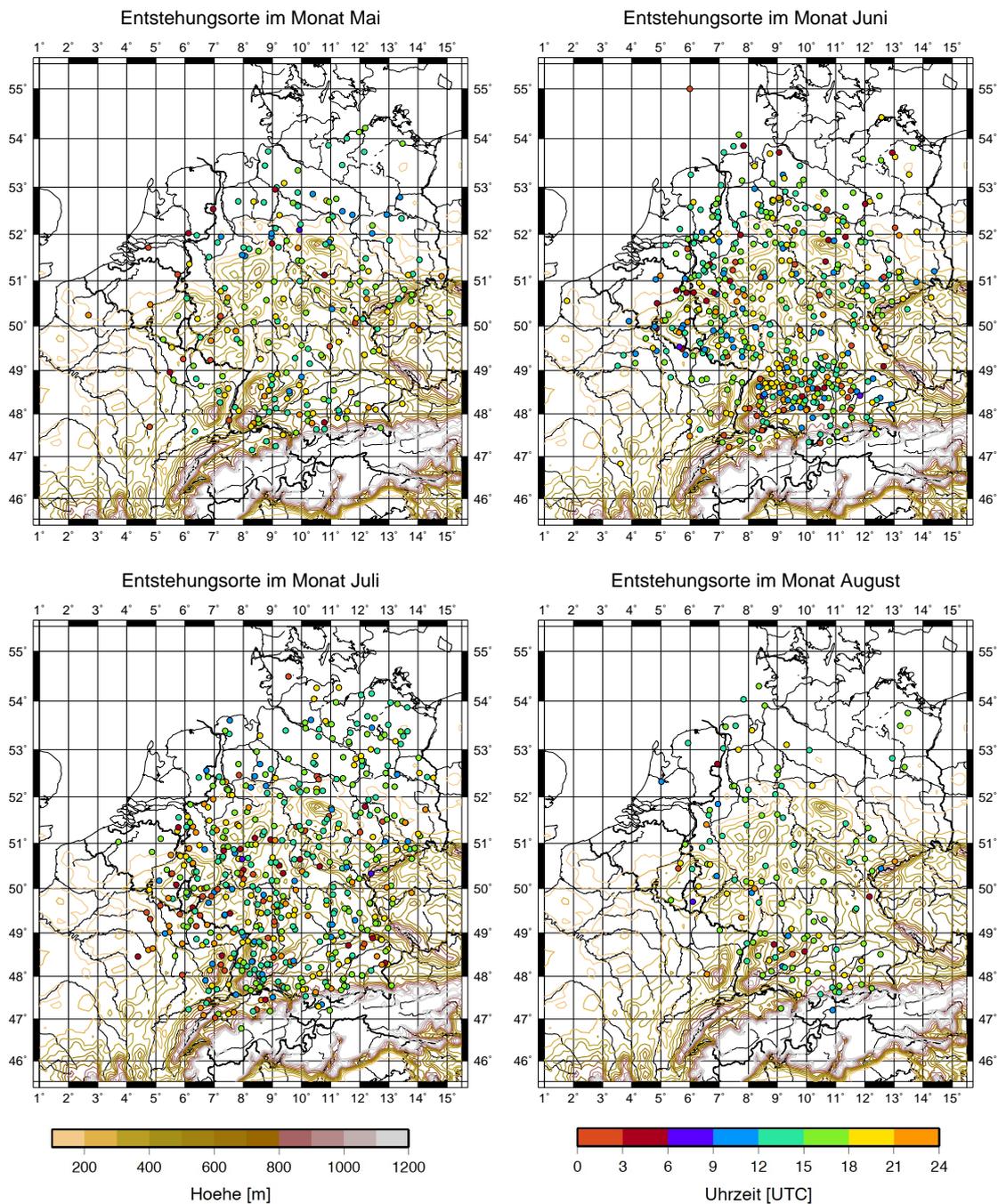


Abb. 5.13: Entstehungsorte der HZ in Abhängigkeit von der Tageszeit: Mai (a), Juni (b), Juli (c), August (d).

ve Sperre (engl.: convective inhibition), entspricht dem negativen Auftrieb. Sie wird auf ähnliche Weise berechnet wie die CAPE, das Integral bezieht sich dabei auf das untere Niveau der Troposphäre bis zum Niveau der freien Konvektion. Der Betrag der CIN gibt also die Energie an, die durch einen externen Hebungsmechanismus oder durch Aufheizung der Oberfläche aufgewendet werden muss, damit ein Luftpaket das NFK erreichen kann und die Entwicklung von Gewittern möglich ist. Der Betrag der CIN ist umso größer, je stabiler die Schichtung ist.

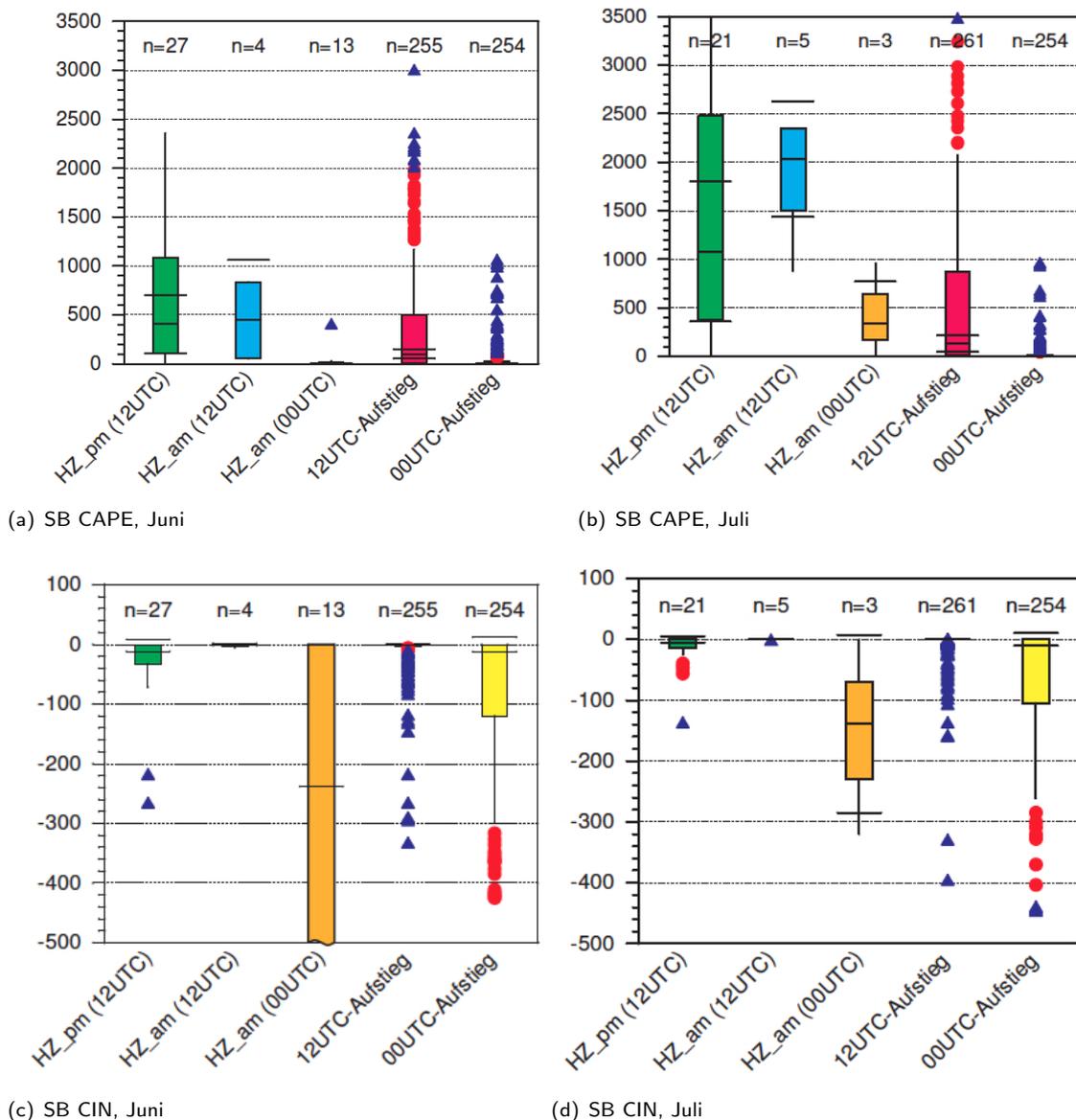


Abb. 5.14: BoxPlots der SB CAPE (oben) und der SB CIN (unten). Zum Vergleich sind die durchschnittlichen Werte aller Untersuchungstage im Zeitraum 2001 bis 2009 dargestellt (12 UTC- bzw. 00 UTC-Aufstieg). Nähere Erläuterungen siehe Text.

Nach den Untersuchungen von Brombach (2010) gilt, dass die meteorologischen Parameter in einem Umkreis von 100 km um die Radiosondenstation als horizontal homogen angenommen werden dürfen. Daher wird hier als Untersuchungsgebiet eine größere Region um Stuttgart betrachtet, um möglichst viele Entstehungsorte der HZ zu berücksichtigen; das Gebiet umfasst den Längengrad-Bereich $8,0^{\circ}\text{O} \leq \lambda \leq 10,0^{\circ}\text{O}$ und den Breitengrad-Bereich $48,0^{\circ}\text{N} \leq \phi \leq 49,25^{\circ}\text{N}$.

Diejenigen HZ, die in der Zeit zwischen 12 und 20 UTC entstanden sind, werden im Folgenden als 'HZ-pm' bezeichnet, alle übrigen als 'HZ-am'.

Es wird vermutet, dass HZ-pm aus der Grenzschicht getriggert werden. Da eine Labilisierung der

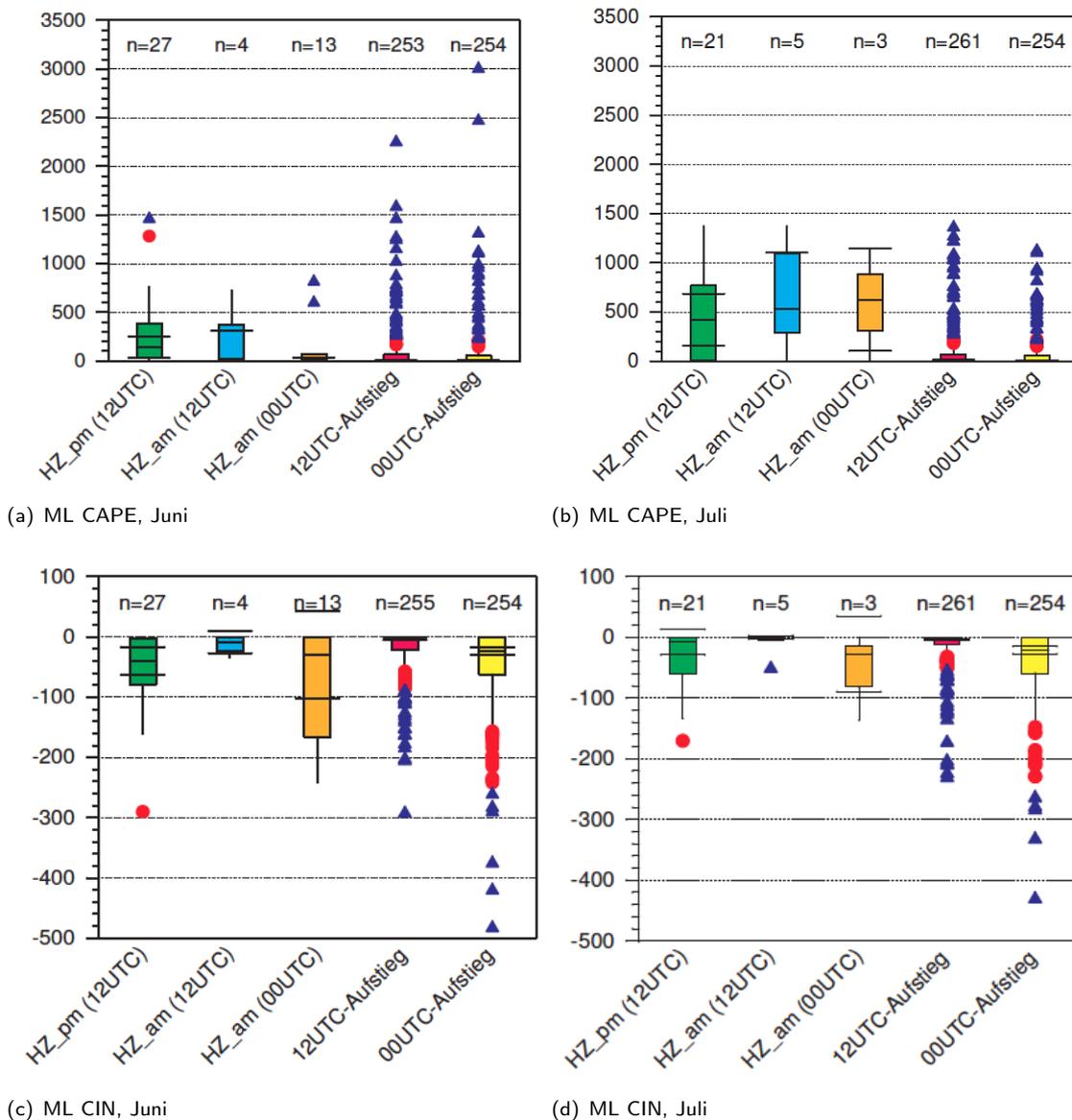


Abb. 5.15: BoxPlots der ML CAPE (oben) und der ML CIN (unten). Zum Vergleich sind die durchschnittlichen Werte aller Untersuchungstage im Zeitraum 2001 bis 2009 dargestellt (12 UTC bzw. 00 UTC-Aufstieg). Nähere Erläuterungen siehe Text.

Schichtung während der Sommermonate häufig in den Mittags- bzw. frühen Nachmittagsstunden einsetzt, werden die Konvektionsindizes für HZ-pm ausschließlich aus Messdaten der Radiosondenaufstiege um 12 UTC berechnet. Für alle HZ-am wird hingegen der zeitlich nächste Termin ausgewählt. In den Boxplots der Abbildungen 5.14 und 5.15 sind die HZ-am daher nochmals unterschieden.

Es zeigt sich, dass die zahlreichen in der Nacht ausgelösten HZ-am im Juni durch externe Hebungsmechanismen getriggert worden sein müssen, eine Triggerung aus der Grenzschicht kann ausgeschlossen werden. Denn ein mittlerer Betrag der SB CIN von etwa 230 J kg^{-1} für HZ-am (00 UTC) entspricht einer starken Inversion, was eine Gewitterentwicklung unwahrscheinlich

macht (Abb. 5.14c). Diese Beobachtung lässt sich zwar auch für die im Juli nächtlich ausgelösten HZ-am ableiten, da auch diese einen hohen Betrag der SB CIN aufweisen (Abb. 5.14d), jedoch ist ihre Anzahl mit $n = 3$ weitaus geringer. Ein Vergleich der SB CAPE- und SB CIN-Werte mit den ML CAPE- und ML CIN-Werten unterstreicht, dass die HZ-am nicht aus der Grenzschicht getriggert worden sein können. Die Analyse ergibt für HZ-am (00 UTC) im Mittel höhere ML CAPE-Werte bei gleichzeitig niedrigeren ML CIN-Werten gegenüber den Konvektionsindizes, die mittels der Temperatur- und Feuchtwerte am Boden berechnet wurden. Die ML CAPE nimmt vor allem dann höhere Werte als die SB CAPE an, wenn Hebungsmechanismen in der mittleren Troposphäre verstärkt wirksam sein können.

Dagegen erreichen die in den Nachmittagsstunden ausgelösten HZ-pm im Mittel höhere SB CAPE-Werte gegenüber den ML CAPE-Werten. Die mittlere SB CAPE beträgt im Juli etwa 1800 J kg^{-1} bei einer gleichzeitig niedrigen mittleren SB CIN von höchstens 5 J kg^{-1} . Im Juni liegt der SB CAPE-Wert deutlich darunter, im Mittel bei etwa 700 J kg^{-1} . Dieses Ergebnis bestätigt damit die Vermutung, dass die HZ-pm im wärmsten Monat Juli stärker aus der Grenzschicht getriggert werden als es im Juni der Fall ist.

5.4 Zugbahnen in Abhängigkeit der Länge

Im Folgenden wird die Zugbahnlänge der HZ analysiert. Diese spielt bei der Abschätzung von Versicherungsschäden eine wichtige Rolle. Die Zugbahnlänge wird auf eine mögliche regionale Variabilität hin untersucht, da man erwarten könnte, dass im Süden Deutschlands aufgrund der höheren Instabilität die Zugbahnen länger sind.

In den Abbildungen 5.16 sind die relativen Häufigkeiten der HZ mit verschiedenen Zugbahnlängen dargestellt. Die Länge einer Zugbahn bezeichnet dabei die Luftlinie zwischen dem Anfangs- und Endpunkt eines HZ (siehe Kap. 4.1). Wie bereits im Kapitel zuvor erfolgt auch hier eine Unterteilung des Untersuchungsgebiets in Nord- ($\phi \geq 51^\circ\text{N}$) und Süddeutschland ($\phi < 51^\circ\text{N}$). Um mögliche Unterschiede in der jahreszeitlichen Verteilung aufgrund von unterschiedlichen Stabilitätsbedingungen erkennen zu können, werden die Häufigkeiten über der Klassenmitte monatsweise dargestellt.

Die meisten Zugbahnen weisen eine Länge zwischen 100 und 160 km auf, der Anteil beträgt 63% für Nord- bzw. 65% für Süddeutschland. Unterschiede in den Häufigkeitsverteilungen der beiden Gebiete lassen sich nicht ableiten (Abb. 5.16). Auch bei den Betrachtungen einzelner Regionen kann kein Zusammenhang festgestellt werden (ohne Abb.). Das ist erstaunlich, denn nach Mohr (2013) gibt es deutliche Unterschiede in den atmosphärischen Stabilitätsparametern zwischen Nord- und Süddeutschland. Daneben lässt sich auch kein Zeitraum ausmachen, der die Entstehung besonders intensiver Gewitter mit langen Zugbahnen (HZ) begünstigen würde. Die Häufigkeitsverteilungen der einzelnen Monate sind sehr ähnlich. Es gibt zwar im August mit 32% einen ausgesprochen hohen Anteil langer Zugbahnen ($> 200 \text{ km}$) über dem Norden Deutschlands,

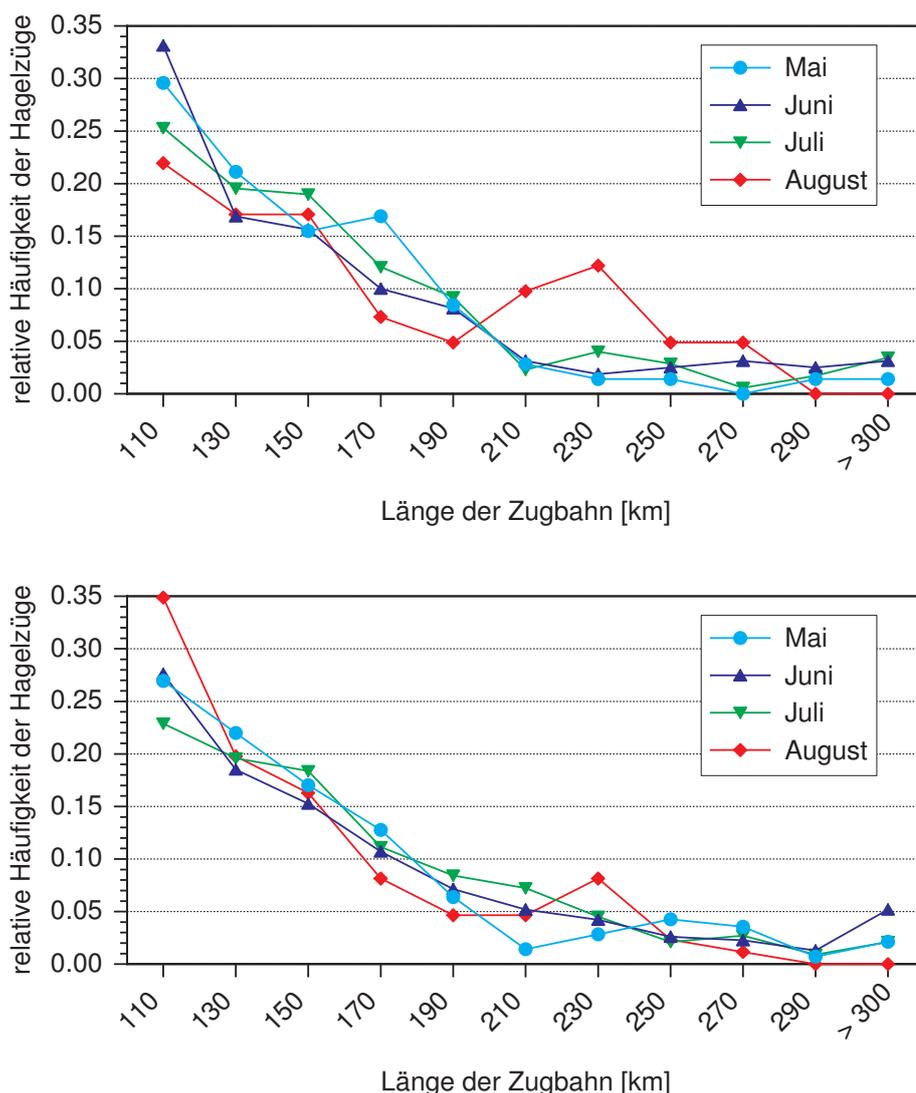


Abb. 5.16: Relative Häufigkeiten der HZ nach ihrer Zugbahnlänge nördlich des Breitengrads $\phi = 51^\circ\text{N}$ (oben) und südlich davon (unten).

jedoch zählen gerade einmal 41 der 446 nördlich verlaufenden Zugbahnen zum Monat August. Eine belastbare Aussage kann daher nicht getroffen werden.

Aus diesen Beobachtungen lässt sich schließen, dass die Lebensdauer bzw. die Distanz, die ein Gewittersystem vom Entwicklungs- bis zum Dissipationsstadium zurücklegt, vor allem von der mittleren Horizontalwindgeschwindigkeit abhängen muss.

Die durchschnittliche Verlagerungsgeschwindigkeit der einzelnen Gewittersysteme (bzw. Cluster) lässt sich aus der Abbildung 5.17 ablesen. Für alle HZ im Untersuchungsgebiet ist die Lebensdauer gegenüber ihrer Zugbahnlänge dargestellt. Aus dem linearen Zusammenhang ergibt sich für die mittlere Geschwindigkeit eines HZ: $v_k = 20,6 \text{ m s}^{-1}$.

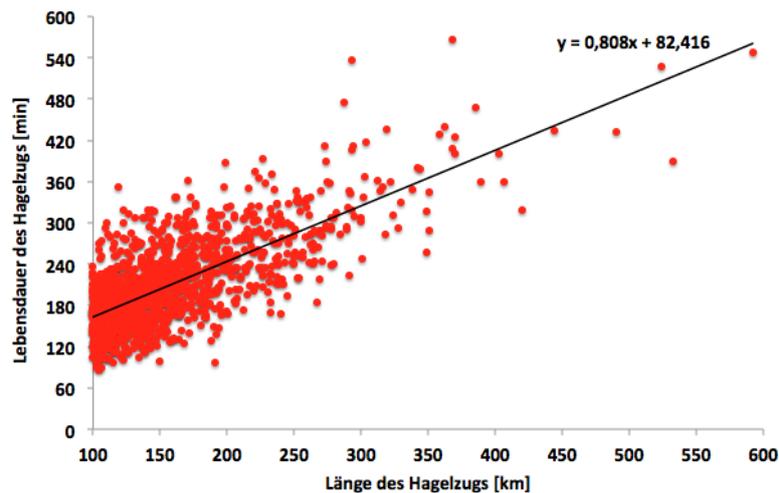


Abb. 5.17: Zusammenhang zwischen Lebensdauer und Länge der Zugbahnen (rote Punkte) mit Ausgleichsgerade nach linearer Regression.

5.5 Untersuchung der Zugrichtung

Die Ergebnisse aus Kapitel 5.2 ließen vermuten, dass die meisten HZ im Untersuchungsgebiet eine Zugrichtung von Südwest nach Nordost besitzen in Folge der im Mittel vorherrschenden südwestlichen Anströmung an Hageltagen. Es lassen sich jedoch auch zeitliche und räumliche Unterschiede feststellen, weshalb hier eine genaue Analyse der Zugrichtungen erfolgen soll. Die Abbildungen 5.18 und 5.19 stellen jeweils für einen Monat die Anzahl der Zugbahnen im Kluftdiagramm (links) sowie die relative Häufigkeitsverteilung der Zugrichtungen getrennt für Nord- und Süddeutschland (rechts) dar. Die Kluftdiagramme sind in 36 Sektoren unterteilt. Zu Beachten sind die verschiedenen Achsenskalierungen für die Monate Mai bis August.

Aus den Kluftdiagrammen lässt sich erkennen, dass die meisten Zugbahnen im Mai und Juli dem 22. bis 24. Sektor ($210^\circ - 240^\circ$) zugeordnet werden können, wohingegen sich die Zugrichtungen im Juni und August eher um den 26. Sektor ($250^\circ - 260^\circ$) konzentrieren. Die relativen Häufigkeitsverteilungen zwischen Nord- und Süddeutschland unterscheiden sich auf den ersten Blick nur gering. Jedoch können für die Monate Mai und Juni über dem Süden Deutschlands tatsächlich mehr Zugbahnen mit westlichen Richtungen ausgemacht werden. Während im Mai noch ein breites Maximum der relativen Häufigkeitsverteilung für die Zugrichtungen erkennbar ist, bildet sich im Juni ein deutliches Maximum zwischen 250° und 270° aus. Im Norden kommen die Zugbahnen dagegen etwa aus einer um 20° südlicheren Richtung. Diese Verschiebung kehrt sich im darauffolgenden Monat Juli um; die negative Differenz der relativen Häufigkeiten liegt hier bei Zugrichtungen mit kleinerem Winkel ($210^\circ - 240^\circ$).

Für den Monat August werden große Sprünge bei den berechneten Differenzen sichtbar. Diese lassen sich zum Teil auf die geringe Anzahl an Zugbahnen während dieses Zeitraums zurückführen, weshalb eine daraus abgeleitete Häufigkeitsverteilung große Unsicherheiten birgt. Hinzu

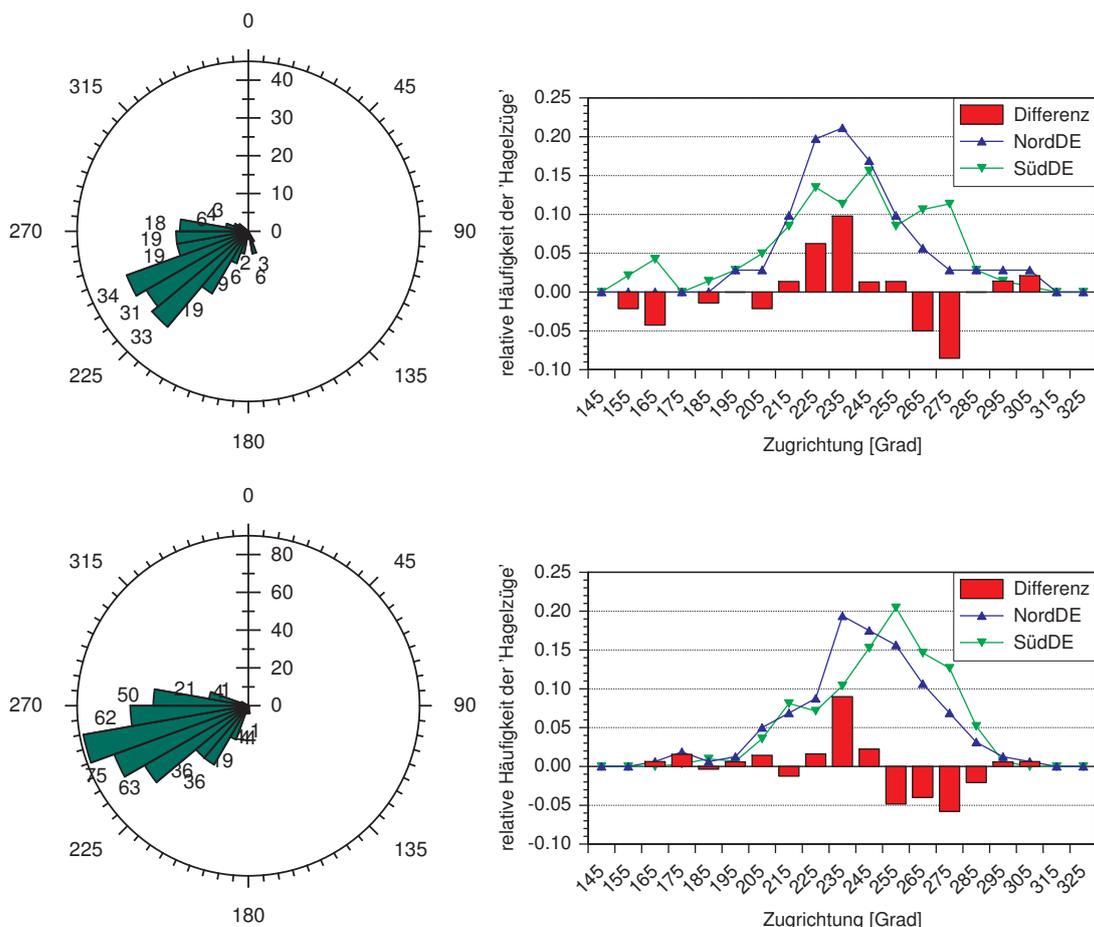


Abb. 5.18: Kluftdiagramm und relative Häufigkeiten der Zugrichtungen für die Monate Mai (oben) und Juni (unten).

kommt, dass die Unterscheidung der Zugrichtungen in 36 Sektoren bzw. Klassen verhältnismäßig fein ist.

Zusammengefasst lässt sich also festhalten: Am Häufigsten werden HZ mit einer südwestlichen (bzw. westsüdwestlichen) Zugrichtung identifiziert, HZ mit Zugrichtungen aus Nordost kommend werden im Zeitraum 2001 bis 2009 überhaupt nicht detektiert. Auch HZ, die von Südost nach Nordwest oder umgekehrt verlaufen sind sehr selten. Dass eine starke Abhängigkeit der Entstehung von Gewitterstürmen von der mittleren Anströmungsrichtung besteht, konnte auch in früheren Arbeiten gezeigt werden (Gysi, 1998). Weshalb sich jedoch besonders über Süddeutschland im Juni viele HZ erkennen lassen, die markant aus westsüdwestlicher Richtung heranziehen, kann nur mit dem dortigen Einfluss des orografisch stark gegliederten Geländes erklärt werden.

Ähnliche Ergebnisse erzielte auch Puskeiler (2013) bei den Untersuchungen von potenziellen Hagelzellen, die er aus 3D-Radardaten identifizierte.

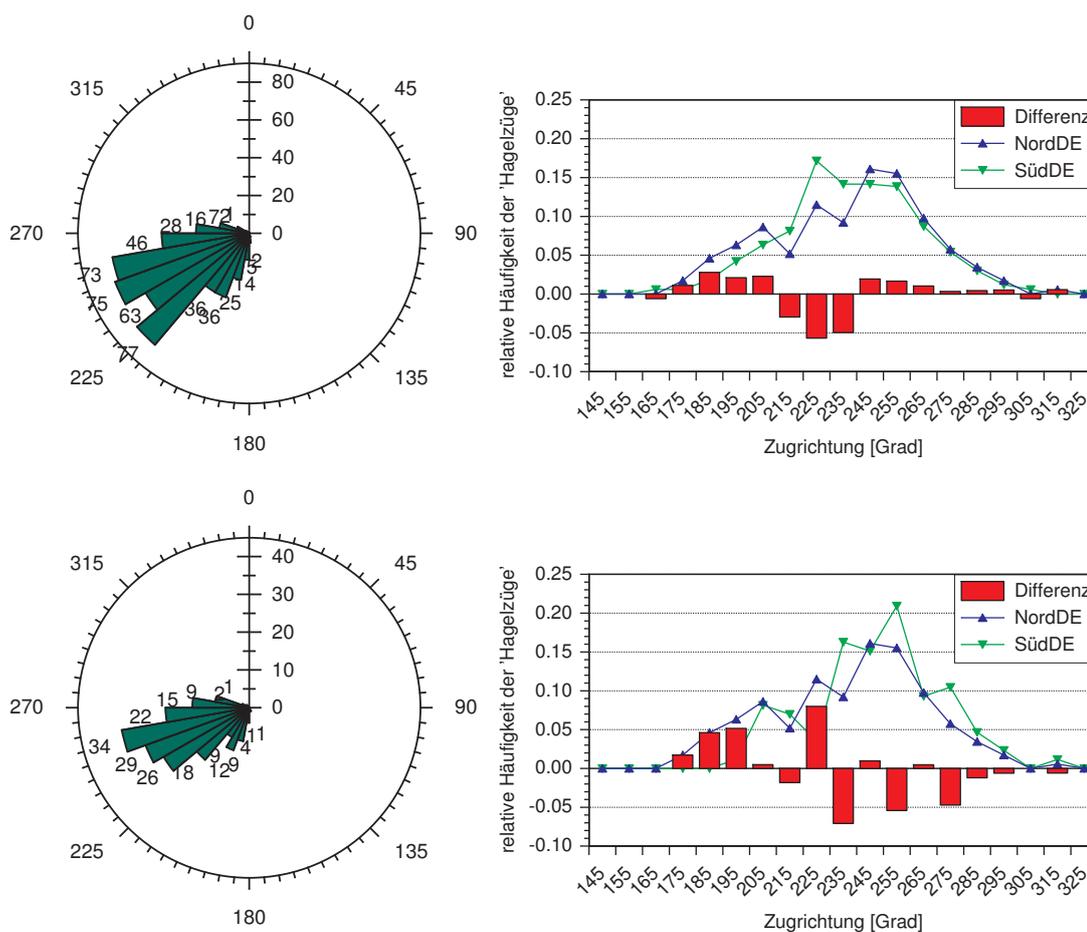


Abb. 5.19: Kluftdiagramm und relative Häufigkeiten der Zugrichtungen für die Monate Juli (oben) und August (unten).

5.6 Identifikation von hagelrelevanten Wetterlagen

Da die Wetterlagen durch Kriterien bestimmt werden, die für die Frage der Konvektionsentwicklung entscheidend sind (siehe Kap. 2.1.4), kann die Kenntnis über die oWL zu einer gewissen Wahrscheinlichkeit auch Informationen über das Hagelpotential bzw. allgemein die Auslösung von hochreichender Konvektion liefern. Die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD beschreibt für jeden Tag anhand meteorologischer Kriterien die Luftmasse über Mitteleuropa (siehe Kap. 3.4). Hierdurch lassen sich Informationen über den mittleren Zustand der Troposphäre und der Zirkulation ableiten.

In Abbildung 5.20, die die Häufigkeitsverteilung der oWL an allen Tagen in den Jahren 2001 bis 2009 darstellt (blau), ist gut zu erkennen, dass 8 von 10 der am häufigsten aufgetretenen Wetterlagen durch die beiden westlichen Hauptwindrichtungssektoren (SW, NW) geprägt sind. Es ist bekannt, dass die vorherrschenden Wetterlagen in Deutschland stark von westlichen Windrichtungen dominiert werden, denn Mitteleuropa liegt in der außertropischen Westwindzirkulation, der

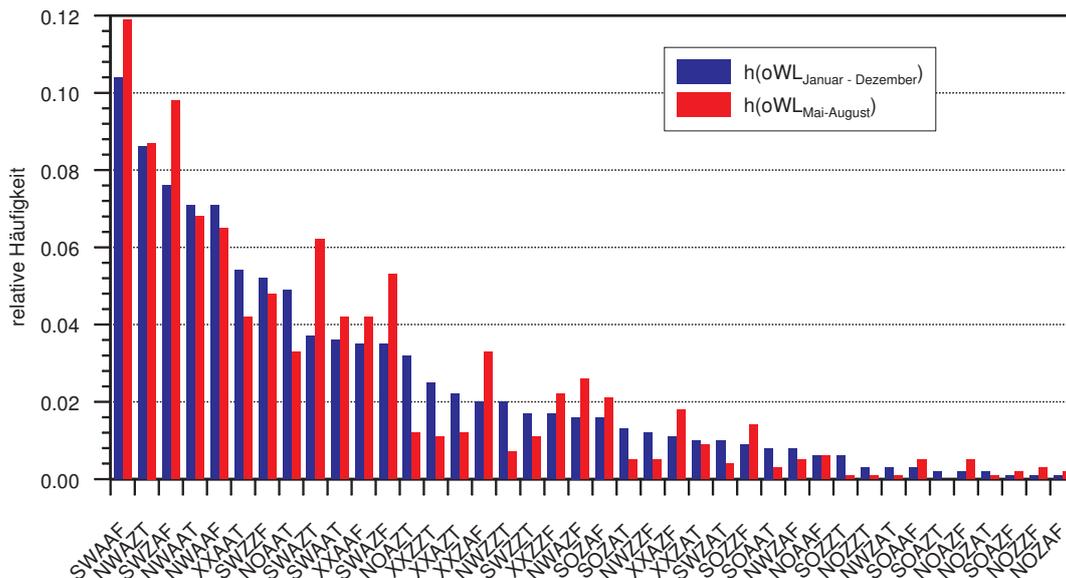


Abb. 5.20: Relative Häufigkeiten h der objektiven Wetterlagen in den Monaten Mai bis August (rot) und im gesamten Jahr (blau), Zeitraum 2001 bis 2009.

sog. Westdrift.

Insgesamt 6 von 10 der häufigsten Wetterlagen weisen den Zyklonalitätsindex AA auf. Dieses Resultat unterstreicht damit die synoptische Beobachtung, dass häufig wandernde Hochdruckzellen in der Westdrift eingelagert sind, die bei längerem Verweilen das bekannte Strahlungswetter auslösen.

Abbildung 5.20 macht außerdem deutlich, dass die Verteilung der oWL auch von der Jahreszeit abhängig ist. Aus der relativen Häufigkeitsverteilung für den Zeitraum Mai bis August (rot) leitet sich eine andere Rangfolge ab als aus der ganzjährlichen Betrachtung (blau). Die am häufigsten aufgetretenen Wetterlagen während der Sommermonate sind demnach: SWAAF, SWZAF, NWAAT, NWAAT.

Betrachtet man ausschließlich die oWL an Tagen, die mit mindestens einem HZ einhergegangen sind, treten andere Wetterlagen in den Vordergrund (Abb. 5.21): SWZAF, SWAAF, SWZZF, SWAZF. Dabei spielt die Zyklonalität scheinbar keine Rolle, entscheidend für die Entstehung von Hagelzügen sind vor allem die Anströmrichtung und die Feuchte der Atmosphäre. Die größte Bedeutung kommt also der südwestlichen Strömung zu, da sie besonders in den Sommermonaten feucht-warme und damit energiereiche Luft aus dem Mittelmeerraum oder vom Atlantik heranholt. Das hieraus resultierende Konvektionspotential kann durch eine hohe solare Einstrahlung noch zusätzlich verstärkt werden.

In einer Arbeit über die langzeitliche Variabilität von objektiven Wetterlagen, die häufig mit Hagelschäden in Verbindung stehen, zeigte Kapsch et al. (2012), dass vor allem SWZZF, SWZAF, SWAAF und XXZAF als hagelrelevant einzustufen sind. Die hier durchgeführten Untersuchungen bestätigen also 3 der 4 genannten Wetterlagen (SWZAF, SWAAF, SWZZF). Diese drei Lagen sind auch in einer früheren Arbeit von Ehmman (2009) mit hoher Wahrscheinlichkeit für Hagel

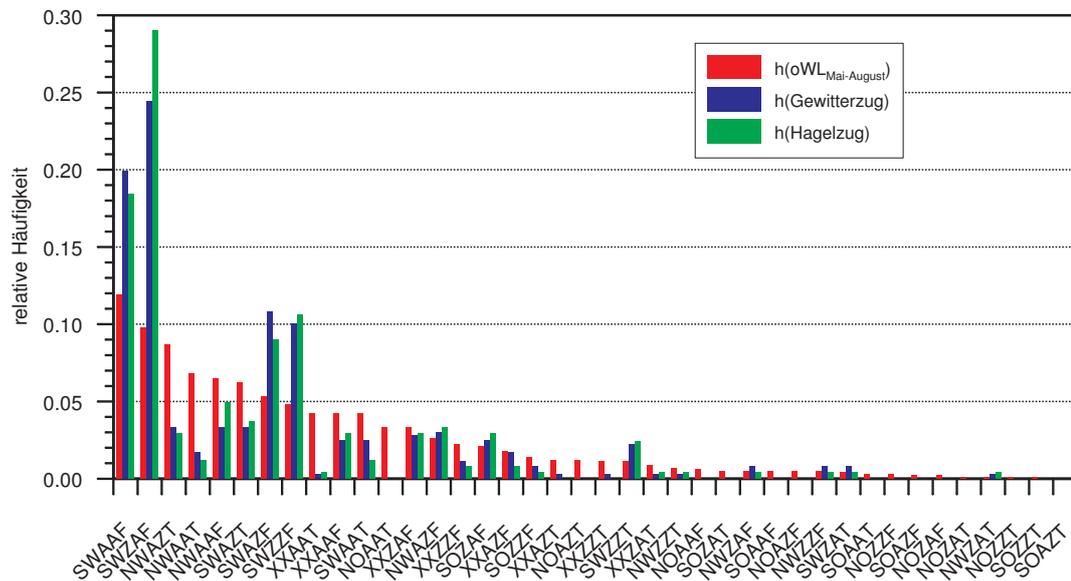


Abb. 5.21: Relative Häufigkeiten h der oWL in den Monaten Mai bis August (rot) sowie an Tagen mit mindestens einem GZ (blau) bzw. einem HZ (grün).

eingestuft worden. Bissolli et al. (2007) zeigten, dass diese Klassen häufig bei Tornadoereignissen in Deutschland vorherrschen.

Es ist auffällig, dass es sich bei SWZAF, SWAAF und SWZZF um denselben meteorologischen Vorgang („Spanish Plume“) handelt. Durch einen Trog über dem Nordatlantik und einem Rücken über Mitteleuropa kommt es zu der bereits oben beschriebenen Advektion von feucht-warmer Meeresluft (Morris, 1986). Das erklärt, warum es bei den genannten Wetterlagen häufig zur Entwicklung kräftiger Gewitter oder Hagelstürme kommt. Es zeigt aber auch, dass die oWK nicht zwischen einzelnen meteorologischen Prozessen unterscheiden kann.

SWZAF, SWAAF und SWZZF machen zusammen 58% aller oWL aus, die mit HZ in Verbindung stehen (Abb. 5.21). Dabei ist anzumerken, dass der DWD bereits in der Vergangenheit, bei Analysen der Niederschlagsmengen, die letztere Lage als auffällig identifizieren konnte (Bissolli und Dittmann, 2002).

Aus den Untersuchungen der absoluten Häufigkeiten (hier nicht grafisch dargestellt, vgl. jedoch Abb. 5.21), kann noch ein weiteres Ergebnis abgeleitet werden: Das Verhältnis von HZ zu GZ beträgt für die zehn am häufigsten aufgetretenen Wetterlagen etwa zwei Drittel. Genauer gesagt ist ein Gewitterzug, der an einem Tag einer Wetterlage mit erhöhtem Konvektionspotential entstanden ist, mit einer Wahrscheinlichkeit von 72% zumindest einmal entlang seiner Zugbahn mit Hagel verbunden. Da in den Fallstudien jedoch Schwierigkeiten bei der Identifikation von GZ aufgezeigt wurden, ist diese Prozentzahl mit Vorsicht zu interpretieren.

Die Wahrscheinlichkeit dafür, dass sich unter dem Einfluss einer bestimmten Wetterlage ein Ha-

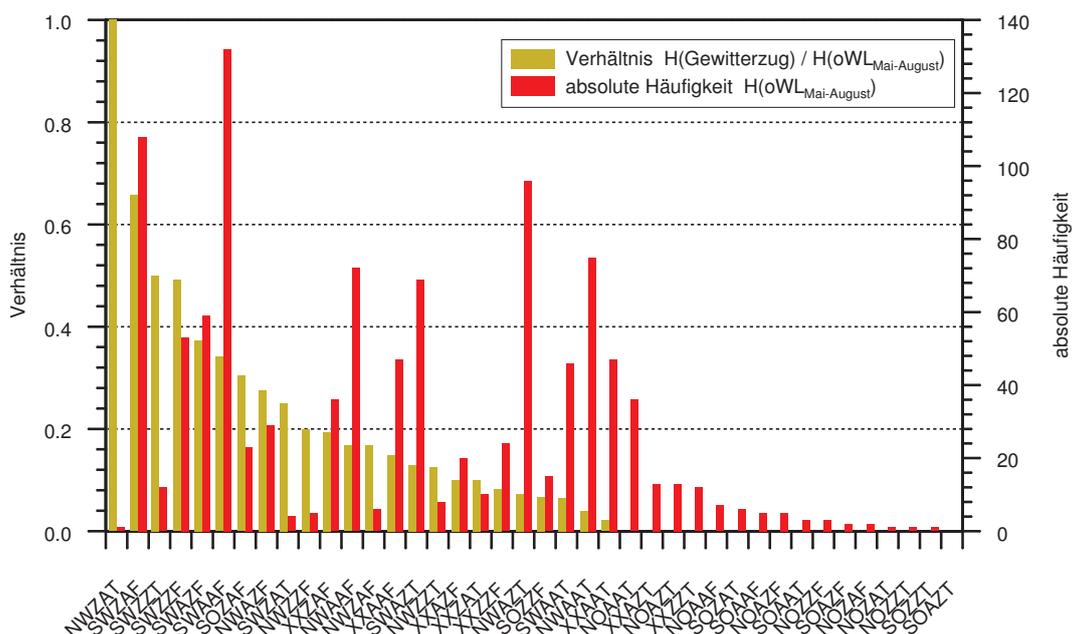
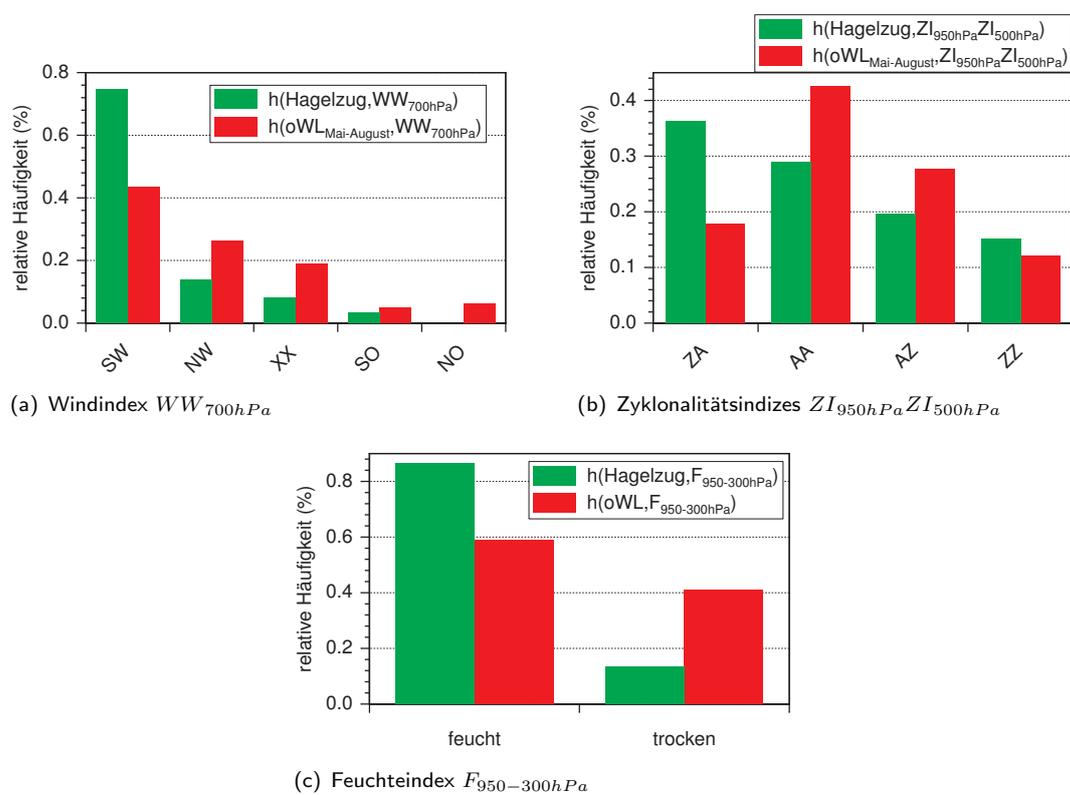


Abb. 5.22: Verhältnis der absoluten Häufigkeiten der objektiven Wetterlagen an Tagen mit mindestens einem GZ während der Monate Mai bis August in Bezug auf ihr Auftreten insgesamt (ocker) und die absolute Häufigkeit H der oWL im selben Zeitraum (rot).

gelzug entwickelt, ist in Abbildung 5.22 dargestellt: An Tagen mit der Wetterlage SWZAF liegt die Wahrscheinlichkeit bei etwa $2/3$, an Tagen mit Windrichtungen aus Südwesten und einer zyklonal gekrümmten Strömung (SWZZT, SWZZF) entwickelt sich in 50% der Fälle ein Hagelzug und für die Wetterlagen SWAZF und SWAAF liegt die Wahrscheinlichkeit immerhin noch bei $> 1/3$. NWZAT bleibt bei diesen Betrachtungen unberücksichtigt, da es nur ein Ereignis mit dieser Lage gegeben hat und sich daraus keine statistischen Aussagen ableiten lassen. Interessant ist aber auch, dass es 16 oWL gibt, bei denen nie Hagel auftritt.

In den Abbildungen 5.23a bis c sind außerdem die Analysen der relativen Häufigkeitsverteilungen der einzelnen Indizes dargestellt. Der Untersuchungszeitraum umfasst 1107 Tage (Mai bis August, 2001 – 2009). Dabei sind an 245 Tagen HZ beobachtet worden. Die objektiven Wetterlagen, die häufig mit Hagelzügen verbunden sind, weisen in erster Linie eine südwestliche Anströmung auf ($h(\text{SW}) = 74,7\%$). Auch entstehen Hagelzüge bevorzugt an Tagen, die in der unteren Troposphäre eine zyklonal und in der mittleren Troposphäre eine antizyklonal gekrümmte Strömung aufzeigen ($h(\text{ZA}) = 36,3\%$). Der mittlere Zustand der Atmosphäre ist hingegen häufiger durch eine AA-Zyklonalität geprägt (Abb. 5.20).

In Bezug auf die Feuchte zeigt die Abbildung 5.23c deutlich, dass eine feuchte Atmosphäre die Entstehung von HZ insgesamt begünstigt ($h(\text{F}) = 86,5\%$).

Abb. 5.23: Relative Häufigkeiten h der einzelnen Indizes der oWL (siehe Kap. 3.4).

6. Zusammenfassung und Ausblick

Das Ziel dieser Arbeit war es, einzelne Hagelzüge (HZ) über Deutschland zu identifizieren und speziell lange Zugbahnen (> 100 km) hinsichtlich ihres räumlichen und zeitlichen Auftretens zu analysieren. Dabei sollte untersucht werden, ob es bevorzugte Regionen für die Entstehung von Hagelzügen gibt und was die Ursachen der Konvektionsauslösung hierfür sind. Außerdem erfolgte eine Untersuchung der Zugbahnen bezüglich ihrer Länge und Zugrichtung. Desweiteren wurden die objektiven Wetterlagen an Tagen mit HZ betrachtet. Zur Auswertung standen Blitzdaten des Blitz-Informationsdienstes von Siemens (BLIDS), Hagelmeldungen der Europäischen Unwetterdatenbank ESWD sowie der Vereinigten Hagel (VH), Messdaten der Radiosondenstation Stuttgart und die objektiven Wetterlagen (oWL) des DWD für den Zeitraum 2001 bis 2009 zur Verfügung. Betrachtet wurden speziell die Monate Mai bis August.

Die Methode, die zur HZ-Erkennung entwickelt wurde, wurde zunächst anhand von Fallstudien überprüft. In den meisten Fällen konnte eine gute Übereinstimmung zwischen den Blitzdaten und den Hagelmeldungen erzielt werden. Schwierigkeiten treten lediglich in den Randbereichen des Untersuchungsgebietes auf. Auch konnte eine hohe Übereinstimmung zwischen den Hagelmeldungen der ESWD und der VH festgestellt werden. Diese Beobachtung ist erstaunlich, denn die Anfälligkeit der Pflanzen durch Hagelschlag ist von der Wachstumsphase und damit von der Jahreszeit bestimmt, sie ist besonders groß in den Monaten Mai und Juni. Obwohl die Daten aus der ESWD bei 27,4% aller identifizierten HZ eine Rolle spielten, wurden gerade einmal 2,1% aller HZ ausschließlich ihretwegen detektiert. Häufig konnten HZ durch mehrere Hagelmeldungen identifiziert werden. Die sichere Detektion ermöglichte somit eine Auswertung über einen längeren Zeitraum.

Für die räumliche und zeitliche Analyse wurde die flächenbezogene mittlere Häufigkeitsverteilung berechnet. Hierfür wurde das Untersuchungsgebiet in ein äquidistantes Gitter mit Flächen der Größe 10×10 km² unterteilt. Die HZ weisen dabei eine hohe jahreszeitliche Variabilität auf. Bis Juli nimmt die Anzahl der Hagelzüge stetig zu, während sie ab August wieder zurückgeht. Die höchste HZ-Dichte wird jedoch schon im Juni erreicht, in der Region um Stuttgart. Es wird vermutet, dass dieses Maximum auf Umströmungseffekte des südlichen Schwarzwaldes zurückzuführen ist, welche bei niedrigen Froude-Zahlen eine bodennahe Konvergenz im Lee des Gebirges verursachen (Kunz und Puskeiler, 2010). Ausgesprochen hohe Aktivitäten weisen daneben die Gebiete

nördlich der Schwäbischen Alb bis hin zur südlichen Fränkischen Alb auf sowie Regionen in Schwaben und Oberbayern südlich der Donau. Neben einem starken Nord-Süd-Gradienten lässt sich auch ein ausgeprägtes Ost-West-Gefälle erkennen. So sind über dem Westen Deutschlands der Westerwald, südliche Teile der Eifel und das Rhein-Main-Gebiet zu nennen, die lokale Maxima verzeichnen. Daneben wird auch eine Abhängigkeit der räumlichen Verteilung vom tageszeitlichen Verlauf deutlich. Während über dem Rhein-Main-Gebiet tagsüber eine hohe HZ-Dichte erkennbar ist, können nachts über dieser Region kaum HZ identifiziert werden.

Diese Beobachtungen führten auf die Frage, inwiefern die Tageszeit die Entstehung der HZ beeinflusst. Es zeigte sich, dass die meisten HZ (72% aller HZ in Norddeutschland und 63% aller HZ in Süddeutschland) im Zeitraum von 12:00 bis 19:00 UTC entstehen. Dabei kann insbesondere für die Monate Mai und August eine Verschiebung zu späteren Entstehungszeitpunkten von rund 1 bis 2 Stunden festgestellt werden.

Bei der Analyse der Entstehungsorte wird deutlich, dass über Baden-Württemberg ausgesprochen viele HZ im Juni durch externe Hebungsmechanismen getriggert werden, vor allem in der Region um Stuttgart. Die Zeitpunkte der Entstehung liegen häufig nach 18 UTC. Hingegen lässt sich die Auslösung hochreichender Konvektion im Juli vorrangig auf Prozesse in der Grenzschicht zurückführen, wenn in den Nachmittagsstunden die höchsten bodennahen Temperaturen erreicht werden. Die aus Radiosondendaten berechneten SB CAPE-Werte sind entsprechend hoch.

Eine Abhängigkeit der Zugbahnlänge von dem Zeitpunkt der Entstehung konnte nicht erkannt werden. Es ist jedoch anzumerken, dass vor allem kürzere Zugbahnen (< 160 km), die etwa 64% aller HZ ausmachen, einen klaren Tagesgang aufweisen. Bei längeren Zugbahnen ist dies nicht der Fall. Weshalb sich vermuten lässt, dass die Konvektion bei HZ mit sehr langen Zugbahnen seltener aus der Grenzschicht durch hohe bodennahe Temperaturen getriggert wird. Bemerkenswert ist auch, dass sich die relativen Häufigkeiten der Zugbahnlängen für nördliche und südliche Regionen in Deutschland nicht unterscheiden. Dieses würde man aufgrund der signifikanten Unterschiede, die nach Mohr (2013) in den mittleren atmosphärischen Stabilitätsparametern bestehen, nicht erwarten.

Regionale Unterschiede konnten hingegen für die Zugrichtung der HZ analysiert werden. Diese Differenzen lassen sich in erster Linie auf die komplexe Orografie über dem Süden Deutschlands zurückführen. Am häufigsten werden HZ identifiziert, die aus einer südwestlichen Richtung kommen, HZ aus Nordost werden überhaupt nicht detektiert. Speziell über Süddeutschland werden (im Juni) viele HZ verzeichnet, die aus westsüdwestlicher Richtung kommen. Sie verlaufen oft parallel zur Kante der Schwäbischen Alb.

Bei den Untersuchungen der oWL, die mit Hagelzügen in Verbindung gebracht werden konnten, traten drei Lagen SWZAF, SWAAF, SWZZF hervor. Sie machen zusammen 58% aller oWL mit HZ aus. Damit werden 3 der 4 von Kapsch et al. (2012) als hagelrelevant eingestufteten Wetterlagen bestätigt. Die Zyklonalität spielt folglich keine Rolle, entscheidend für die Entstehung von Hagelzügen sind lediglich die Anströmrichtung und die Feuchte der Atmosphäre. Die Entwicklung

von HZ wird begünstigt während der Sommermonate, wenn feucht-warme, energiereiche Luft aus dem Mittelmeerraum oder vom Atlantik nach Mitteleuropa geführt wird („Spanish Plume“). Bemerkenswert ist auch, dass 16 der 40 vom DWD definierten Wetterlagen nie mit HZ einhergehen.

Es ist abschließend noch anzufügen, dass für die Ableitung vieler klimatologischer Aussagen der untersuchte Zeitraum von neun Sommerhalbjahren eigentlich zu kurz ist. Das verdeutlichen besonders die drei repräsentativ ausgewählten Abbildungen im Anhang. Sie zeigen, dass die jährliche Variabilität der HZ erheblich ist: Während im Jahr 2003 die meisten Zugbahnen im Juni registriert wurden, wurde 2005 die höchste Anzahl an HZ im Juli verzeichnet und 2007 war neben den beiden wärmsten Monaten (Juni, Juli) auch im Mai eine hohe Gewitteraktivität vorhanden. Zudem ist die Anzahl detektierter HZ in den vergangenen Jahren leicht angestiegen (97, 137, 139, 156, 157, 133, 155, 180, 180). Besonders das Jahr 2006 fällt dabei mit einer eher trockenen Periode über weiten Teilen Europas zusammen. Die in dieser Arbeit abgeleiteten klimatologischen Ergebnisse sind daher mit Vorsicht zu verstehen und interpretieren.

Bezüglich der großen regionalen Unterschiede, die teilweise aufgedeckt werden konnten, bedarf es noch weiteren Forschungsarbeiten, die einen längeren Zeitraum untersuchen sollten. Eine Verbesserung der HZ-Erkennung (speziell in den Randbereichen) ist möglich, wenn mehr Informationsdaten über Hagelereignisse zur Verfügung stehen würden. Auch Radardaten können zu einer Verbesserung beitragen. Vor allem die Region nahe des Schwarzwaldes und der Schwäbischen Alb sollte dann genauer untersucht werden, da dort die Auslösung und Verstärkung von Konvektion stattfindet. Um die einzelnen Mechanismen bei der Entstehung von HZ ermitteln zu können, sollten außerdem idealisierte Simulationen durchgeführt werden.

Literaturverzeichnis

- Andersson, T., M. Andersson, C. Jacobsson, und S. Nilsson, 1989: Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. *Meteorol. Mag.*, 141–146.
- Auer, A. H., 1972: Distribution of graupel and hail with size. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 325–328.
- Barthlott, C., U. Corsmeier, F. Braun, und C. Kottmeier, 2006: The influence of mesoscale circulation systems on triggering convective cells over complex terrain. *Atmos. Res.*, **81** (2), 150–175.
- Barthlott, C., et al., 2011: Initiation of deep convection at marginal instability in an ensemble of mesoscale models: A case-study from COPS. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*
- Beard, K. V. und H. T. Ochs, 1986: Charging mechanisms in clouds and thunderstorms. *The Earth's Electrical Environment*, 114–130.
- Berger, K., 1977: The earth flash. *Lightning: Physics of Lightning*, **1**, 119.
- Bissolli, P. und E. Dittmann, 2001: The objective weather type classification of the German Weather Service and its possibilities of application to environmental and meteorological investigations. *Meteorol. Z.*, **10**, 253–260.
- Bissolli, P. und E. Dittmann, 2002: Die Anwendung der objektiven Wetterlagenklassifikation des DWD für ein empirisches Downscaling zur Erstellung von Klimakarten. *Klimastatusbericht des DWD*, 51–58.
- Bissolli, P., J. Grieser, N. Dotzek, und M. Welsch, 2007: Tornadoes in Germany 1950–2003 and their relation to particular weather conditions. *Global Planet. Change*, **57** (1), 124–138.
- Bluestein, H. B. und C. R. Parks, 1983: A synoptic and photographic climatology of low-precipitation severe thunderstorms in the southern plains. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 2034–2046.
- Brombach, J., 2010: Analyse der räumlichen Variabilität der Konvektionsbedingungen aus hochaufgelösten Reanalysedaten. Seminararbeit am Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie.
- Brombach, J., 2012: Modifikation der Strömung über Mittelgebirgen und die Auswirkung auf das Auftreten hochreichender Konvektion. Diplomarbeit am Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie.

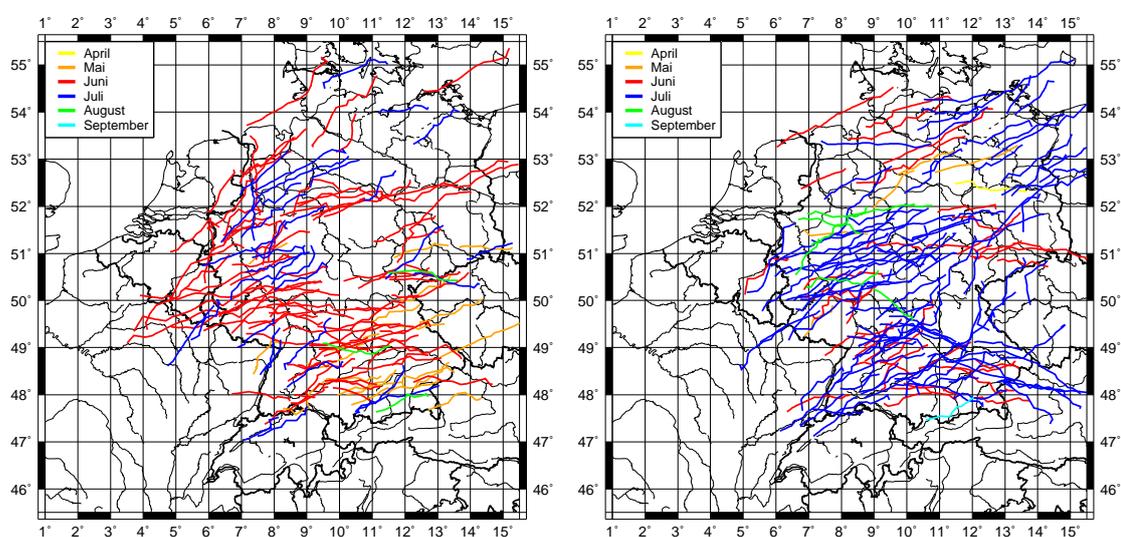
- Browning, K. A., 1977: The structure and mechanisms of hailstorms. Hail: A review of hail science and hail suppression. *Meteorol. Mag.*, **38**, 1–43.
- Clarence, N. D. und D. J. Malan, 1957: Preliminary discharge processes in lightning flashes to ground. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **83 (356)**, 161–172.
- Damian, T., 2011: Blitzdichte im Zusammenhang mit Hagelereignissen in Deutschland und Baden-Württemberg. Seminararbeit am Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie.
- De Miranda, F. J., 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. *J. Atmos. Sol-Terr. Phys.*, **65 (3)**, 293–297.
- Doswell III, C., 1982: *The Operational Meteorology of Convective Weather. Volume 1: Operational Mesoanalysis*. Defense Technical Information Center.
- Dotzek, N., P. Groenemeijer, B. Feuerstein, und A. M. Holzer, 2009: Overview of ESSL's severe storms research using the European Severe Weather Database ESWD. *Atmos. Res.*, **93**, 575–586.
- DWD, 2011: RADOLAN/RADVOR-OP – Beschreibung des Kompositformats. Tech. rep.
- Ehmann, C., 2009: Analyse der vorherrschenden Großwetterlagen während Hagelereignissen in Baden-Württemberg. Seminararbeit am Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie.
- Emanuel, K., 1994: *Atmospheric convection*. Oxford University Press, USA.
- ESSL, 2006: ESWD data format specification. Tech. rep.
- Etling, D., 2008: *Theoretische Meteorologie: Eine Einführung*. Springer-Verlag.
- Feng, G., X. Qie, T. Yuan, und S. Niu, 2007: Lightning activity and precipitation structure of hailstorms. *International Conference on Atmospheric Electricity, 13-18 August, Beijing, China, 2007*.
- Findeisen, W., 1940: Über die Entstehung der Gewitterelektrizität. *Meteorol. Z.*, **57**, 201.
- Forger, D., 2010: Verbesserung des BLIDS Alarm. Bachelorarbeit, Hochschule Mannheim.
- Freudenstein, S., 2012: Raum-zeitliche Analyse des konvektiven Überschießens von Gewitterzellen und der Zusammenhang zu Hagelereignissen in Deutschland. Seminararbeit am Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie.
- Gysi, H., 1998: Orographic influence on the distribution of accumulated rainfall with different wind directions. *Atmos. Res.*, **47**, 615–633.

- Hagen, M., J. Van Baelen, und E. Richard, 2011: Influence of the wind profile on the initiation of convection in mountainous terrain. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **137** (S1), 224–235.
- Handwerker, J., 2002: Cell tracking with TRACE3D – A new algorithm. *Atmos. Res.*, **61**, 15–34.
- Heidler, F. und K. Stimper, 2009: Blitz und Blitzschutz. VDE-Schriftenreihe 128.
- Hohl, R. und H. Schiesser, 2001: Cloud-to-ground lightning activity in relation to the radar-derived hail kinetic energy in Switzerland. *Atmos. Res.*, **56** (1-4), 375–396.
- Houze, R., 1993: *Cloud dynamics*, Vol. 53. Academic Press.
- Kapsch, M. L., M. Kunz, R. Vitolo, und T. Economou, 2012: Long-term variability of hail-related weather types in an ensemble of regional climate models. *J. Geophys. Res.*, **117**, D15 107, doi:10.1029/2011JD017 185.
- Knight, C. A. und N. C. Knight, 2001: Severe convective storms. *Amer. Meteor. Soc., USA*, **28**, 223–248.
- Kottmeier, C., et al., 2008: Mechanisms initiating deep convection over complex terrain during COPS. *Met. Zeitschrift*, **17** (6), 931–948.
- Krehbiel, P. R., 1986: The electrical structure of thunderstorms. *The Earth's Electrical Environment*, 90–113.
- Kunz, M., 2007: The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **7**, 327–342.
- Kunz, M., 2009: Meteorologische Naturgefahren WS 2009/10 (Vorlesungsunterlagen). Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie.
- Kunz, M., 2012: Meteorologische Naturgefahren SoSe 2012 (Skript zur Vorlesung). Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie.
- Kunz, M. und M. Puskeiler, 2010: High-resolution assessment of the hail hazard over complex terrain from radar and insurance data. *Meteorol. Z.*, **19**, 427–439.
- Kunz, M., J. Sander, und C. Kottmeier, 2009: Recent trends of thunderstorm and hailstorm frequency and their relation to atmospheric characteristics in southwest Germany. *Int. J. Climatol.*, **29** (15), 2283–2297.
- Kurz, M., 1990: *Synoptische Meteorologie. Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst*, Vol. 8. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.
- Lojou, J.-Y., M. J. Murphy, R. L. Holle, und N. Demetriades, 2009: Nowcasting of thunderstorms using VHF measurements. *Lightning: Principles, Instruments and Applications*, Springer-Verlag, 253–270.

- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1374–1387.
- Mahlke, H., 2012: Mechanismen der Auslösung hocheichender Konvektion im südwestdeutschen Mittelgebirgsraum. Dissertation am Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie.
- Markowski, P. und Y. Richardson, 2011: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Meyer, V., 2010: Thunderstorm tracking and monitoring on the basis of three-dimensional lightning data and conventional and polarimetric radar data. Diplomarbeit, Ludwig-Maximilians-Universität München.
- Mohr, S., 2013: Änderung des Gewitter- und Hagelpotentials im Klimawandel. Dissertation am Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie.
- Mohr, S. und M. Kunz, 2013: Recent trends and variabilities of convective parameters relevant for hail events in Germany and Europe. *Atmos. Res.*, **123**, 211–228.
- Morris, R. M., 1986: The Spanish plume – testing the forecaster’s nerve. *Meteorol. Mag.*, **115**, 349–357.
- Pichler, H., 1997: *Dynamik der Atmosphäre*. 3. aktualisierte Aufl., Spektrum Akad. Verl.
- Pruppacher, H. R. und J. D. Klett, 1997: *Microphysics of clouds and precipitation*. D. Reidel Publishers, Dordrecht.
- Puskeiler, M., 2009: Analyse der Hagelgefährdung durch Kombination von Radardaten und Schadendaten für Südwestdeutschland. Diplomarbeit am Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie.
- Puskeiler, M., 2013: Radarbasierte Analyse der Hagelgefährdung in Deutschland. Dissertation am Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie.
- Queney, P., 1948: The problem of airflow over mountains: A summary of theoretical studies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **29**, 16–26.
- Rakov, V. A. und M. A. Uman, 2006: *Lightning: physics and effects*. Cambridge Univ. Press.
- Rauber, R., J. Walsh, und D. Charlevoix, 1999: *Severe and hazardous weather*. Kendall Hunt Pub Co.
- Reynolds, S. E., M. Brook, und M. F. Gourley, 1957: Thunderstorm charge separation. *J. Atmos. Sci.*, **14** (5), 426–436.
- Sadowski, A. F. und R. E. Rieck, 1977: Stability indices. *NOAA NWS TPB-207*, 8.
- Schmidberger, M., 2013: Persönliche Mitteilung. Arbeitsgruppe *Atmosphärische Risiken* am Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie.

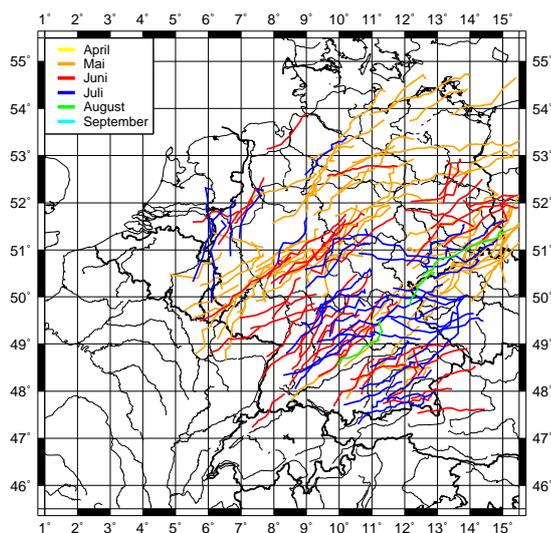
- Schmidt, K., 2007: Ortung und Analyse von Blitzentladungen mittels Registrierung von VLF-Atmospherics innerhalb eines Messnetzes. Diplomarbeit, Ludwig-Maximilians-Universität München.
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.*, **21**, 87–230.
- Solomon, R., V. Schroeder, und M. B. Baker, 2001: Lightning initiation-conventional and runaway-breakdown hypotheses. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **127 (578)**, 2683–2704.
- Soula, S., Y. Seity, L. Feral, und H. Sauvageot, 2004: Cloud-to-ground lightning activity in hail-bearing storms. *J. Geophys. Res.*, **109 (D02101)**.
- Steinacker, R., M. Dorninger, F. Wölfelmaier, und T. Krennert, 2000: Automatic tracking of convective cells and cell complexes from lightning and radar data. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **72 (2-4)**, 101–110.
- Thern, S., 2012: Persönliche Mitteilung. Ansprechpartner des Blitz-Informationsdienstes von Siemens.
- Waldvogel, A., B. Federer, und P. Grimm, 1979: Criteria for the detection of hail cells. *J. Appl. Meteorol.*, **18**, 1521–1525.
- Wiens, K. C., S. A. Rutledge, und S. A. Tessendorf, 2005: The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part II: Lightning and charge structure. *J. Atmos. Sci.*, **62 (12)**, 4151–4177.
- World Meteorological Organization, 1956: *International Cloud Atlas*, Vol. 1. World Meteorological Organization.
- Wörner, G., 2011: Analyse des Zusammenhangs zwischen der Gewitterentstehung und den atmosphärischen Bedingungen über Deutschland. Bachelorarbeit am Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie.

A. Anhang



(a) HZ im Sommerhalbjahr 2003

(b) HZ im Sommerhalbjahr 2005



(c) HZ im Sommerhalbjahr 2007

Abb. A.1: Die hohe jährliche Variabilität der Hagelzüge ist anhand repräsentativ ausgewählter Jahre dargestellt: 2003 (a), 2005 (b) und 2007 (c).

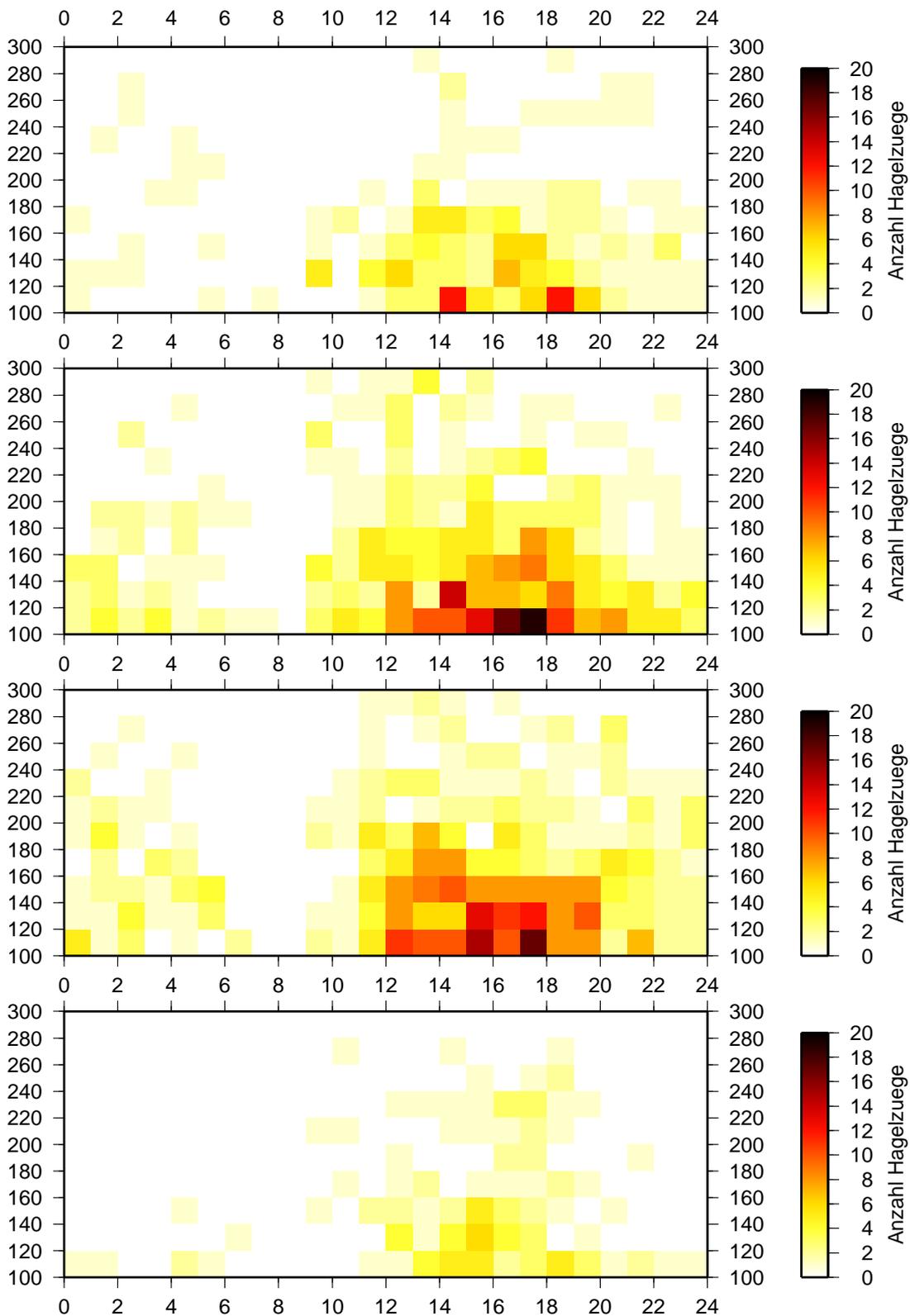


Abb. A.2: Die nach ihrer Zugbahnlänge (Ordinate: Länge [km]) unterteilten HZ sind in Abhängigkeit der Tageszeit (Abszisse: Uhrzeit [UTC]) dargestellt: Mai (oben), Juni (2. v.o.), Juli (3. v.o.) und August (unten).

Tabelle A.1: Die Kennungen der 40 objektiven Wetterlagen (<http://www.dwd.de/>).

Kennzahl	Kennung	Anströmrichtung	Zyklonalität in 950 hPa	Zyklonalität in 500 hPa	Feuchte
1	XXAAT	nicht definiert	antizyklonal	antizyklonal	trocken
2	NOAAT	Nordost	antizyklonal	antizyklonal	trocken
3	SOAAT	Südost	antizyklonal	antizyklonal	trocken
4	SWAAT	Südwest	antizyklonal	antizyklonal	trocken
5	NWAAT	Nordwest	antizyklonal	antizyklonal	trocken
6	XXAAF	nicht definiert	antizyklonal	antizyklonal	feucht
7	NOAAF	Nordost	antizyklonal	antizyklonal	feucht
8	SOAAF	Südost	antizyklonal	antizyklonal	feucht
9	SWAAF	Südwest	antizyklonal	antizyklonal	feucht
10	NWAAF	Nordwest	antizyklonal	antizyklonal	feucht
11	XXAZT	nicht definiert	antizyklonal	zyklonal	trocken
12	NOAZT	Nordost	antizyklonal	zyklonal	trocken
13	SOAZT	Südost	antizyklonal	zyklonal	trocken
14	SWAZT	Südwest	antizyklonal	zyklonal	trocken
15	NWAZT	Nordwest	antizyklonal	zyklonal	trocken
16	XXAZF	nicht definiert	antizyklonal	zyklonal	feucht
17	NOAZF	Nordost	antizyklonal	zyklonal	feucht
18	SOAZF	Südost	antizyklonal	zyklonal	feucht
19	SWAZF	Südwest	antizyklonal	zyklonal	feucht
20	NWAZF	Nordwest	antizyklonal	zyklonal	feucht
21	XXZAT	nicht definiert	zyklonal	antizyklonal	trocken
22	NOZAT	Nordost	zyklonal	antizyklonal	trocken
23	SOZAT	Südost	zyklonal	antizyklonal	trocken
24	SWZAT	Südwest	zyklonal	antizyklonal	trocken
25	NWZAT	Nordwest	zyklonal	antizyklonal	trocken
26	XXZAF	nicht definiert	zyklonal	antizyklonal	feucht
27	NOZAF	Nordost	zyklonal	antizyklonal	feucht
28	SOZAF	Südost	zyklonal	antizyklonal	feucht
29	SWZAF	Südwest	zyklonal	antizyklonal	feucht
30	NWZAF	Nordwest	zyklonal	antizyklonal	feucht
31	XXZZT	nicht definiert	zyklonal	zyklonal	trocken
32	NOZZT	Nordost	zyklonal	zyklonal	trocken
33	SOZZT	Südost	zyklonal	zyklonal	trocken
34	SWZZT	Südwest	zyklonal	zyklonal	trocken
35	NWZZT	Nordwest	zyklonal	zyklonal	trocken
36	XXZZF	nicht definiert	zyklonal	zyklonal	feucht
37	NOZZF	Nordost	zyklonal	zyklonal	feucht
38	SOZZF	Südost	zyklonal	zyklonal	feucht
39	SWZZF	Südwest	zyklonal	zyklonal	feucht
40	NWZZF	Nordwest	zyklonal	zyklonal	feucht

Ein herzliches „Danke“ gilt...

...meinem Betreuer PD Dr. Michael Kunz für die Möglichkeit in seiner '*Hagelgruppe*' diese Diplomarbeit anzufertigen. Die vielen lockeren Diskussionen, Anregungen und Ideen haben die Arbeit in eine klare Richtung gelenkt und die Zusammenarbeit sehr angenehm gemacht.

...Prof. Dr. Christoph Kottmeier für die freundliche Übernahme des Korreferats und das persönliche Gespräch im Vorfeld dieser Diplomarbeit.

...Stephan Thern und David Forger von der Siemens AG für die Bereitstellung der BLIDS-Daten und den ausgesprochen netten Informationsaustausch.

...der Vereinigten Hagel für die Bereitstellung der Hagel-Schadenmeldungen.

...der gesamten Arbeitsgruppe *Atmosphärische Risiken* am IMK-TRO für die vielen kleinen Tipps, die kritischen Fragen und die motivierende Atmosphäre bei den wöchentlichen Gruppenbesprechungen: Dr. Hans Schipper, Dr. Susanna Mohr, Bernhard Mühr, Manuel Schmidberger, Holger Mahlke, Dr. Heinz Jürgen Punge, Elody Fluck.

...Gerhard Brückel für seine Ruhe bei allen Computer-technischen Dingen.

...außerdem Dr. Ulrich Corsmeier für die sehr guten „Übungen zur Synoptik I + II“ und sein Engagement auch bei studentischen Fragen.

...meinen Mitstreitern im Diplomandenraum: Martin Busch, Julia Wiegel, Tobias Reinartz, Sarah Jäger, Daniel Köbele, Lisa-Ann Quandt, Marlon Maranan.

...all den Menschen, die mein Leben lebenswert machen: Ingi, Dixi, Paul, Anne, Steffi, Dirk, Sonja, Susi, Miri, Philipp, Viola, David, Petra, Babsi, Gabri, Silke, Annette, Daniel, Issy, Olga, den Mädels vom SSC, meinem Laufpartner Lukas, Lisa & den Streetballern, Lotti, Bernhard, Manuel, Calvin, Joelle, Birgit, Gunther, Maike, Nadja, Kati, Nicole, Lin und Caro.

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 die KIT-Bibliotheken eingestellt wird.

Karlsruhe, den 22. August 2013

Sandra Freudenstein