

# **Untersuchung der vierdimensionalen Entwicklung schwerer Einzelgewitter anhand von Radardaten**

Diplomarbeit im Fach Meteorologie  
vorgelegt von

**Malte Neuper**

10. Februar 2012



INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG  
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE

Abends ein bis sieben Gewitter. Grüne Wiesen im Schwefellicht, dunkelblaue Bäume,  
Wasserlachen wie Löcher in der Erde, die aufbrach. Irgendwie hängt man elektrisch mit den  
Entladungen zusammen, die Blitze machen einem Mut und ziehen die Gesichtshaut straff:

**So entsteht Klarheit. Ich liebe Gewitter.**

Bertolt Brecht (1898 - 1956)

Referent:

Prof. Dr. Klaus Dieter Beheng

Korreferent:

Prof. Dr. Christoph Kottmeier

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einstimmung und Einleitung</b>	<b>5</b>
1.1	Einstimmung . . . . .	5
1.2	Einleitung . . . . .	6
<b>2</b>	<b>Grundlagen</b>	<b>10</b>
2.1	Radarmeteorologische Messungen . . . . .	10
2.1.1	Funktionsweise und Messmethodik eines meteorologischen Radars . . .	11
2.1.2	Probleme und Fehler radarmeteorologischer Messungen . . . . .	18
2.1.3	Weitere Fehlerquellen und Probleme . . . . .	23
2.2	Gewittersysteme . . . . .	25
2.2.1	Einzelzellengewitter . . . . .	29
2.2.2	Multizellengewitter . . . . .	31
2.2.3	Superzellengewitter . . . . .	31
2.2.4	Mesoskalige konvektive Systeme . . . . .	32
2.2.5	Generelle Eigenschaften der Zirkulation in und nahe Gewitterzellen . . .	34
2.2.6	Weitere das Ausmaß der Gewitterentwicklung bestimmende Faktoren . .	37
2.2.7	Gewitterverlagerung . . . . .	37
2.2.8	Zellteilung . . . . .	40
2.3	Radarmeteorologische Analyse von Gewitterwolken . . . . .	42
2.3.1	Gewitterentwicklung im Radarbild . . . . .	43
2.3.2	Lokale Radarsignaturen . . . . .	46
<b>3</b>	<b>Datengrundlage</b>	<b>52</b>
3.1	IMK C-Band Doppler Radar . . . . .	52
3.2	Volumen eines Radar-Strahlelementes . . . . .	54
3.3	Verfolgen von Gewitterzellen . . . . .	59

3.4	TRACE3D . . . . .	60
<b>4</b>	<b>Untersuchungsmethoden</b>	<b>63</b>
4.1	Untersuchungsmethoden . . . . .	63
4.1.1	Methodik zur Schaffung des belastbaren wissenschaftlichen Fundamentes	64
4.1.2	Untersuchungsmethodik der vierdimensionalen Entwicklung . . . . .	66
4.2	Anmerkungen zur Umsetzung der Methodik . . . . .	72
4.2.1	Erzeugung von Vertikalprofilen . . . . .	72
4.2.2	Ungleichheitsverteilung . . . . .	73
<b>5</b>	<b>Auswahlkriterien der Fallbeispiele</b>	<b>75</b>
<b>6</b>	<b>Fallbeispiele</b>	<b>77</b>
<b>7</b>	<b>Einzelzellen 25.05.2007</b>	<b>79</b>
7.1	Synoptische Situation . . . . .	79
7.2	Phänomenologische Beschreibung . . . . .	82
7.2.1	Erste untersuchte Zelle - 13:44 bis 14:24 UTC . . . . .	83
7.2.2	Zweite untersuchte Zelle - 14:20 bis 15:24 UTC . . . . .	84
7.2.3	Dritte untersuchte Zelle - 15:14 bis 16:04 UTC . . . . .	86
7.3	Betrachtung der Datengüte . . . . .	87
7.4	Zellverlagerung . . . . .	89
7.4.1	Erste untersuchte Zelle - 13:44 bis 14:24 UTC . . . . .	89
7.4.2	Zweite untersuchte Zelle - 14:20 bis 15:24 UTC . . . . .	91
7.4.3	Dritte untersuchte Zelle - 15:14 bis 16:04 UTC . . . . .	93
7.5	Vierdimensionale Entwicklungen . . . . .	95
7.5.1	Erste untersuchte Zelle - 13:44 bis 14:24 UTC . . . . .	95
7.5.2	Zweite untersuchte Zelle - 14:20 bis 15:24 UTC . . . . .	100
7.5.3	Zusammenfassung der Verläufe der ersten und zweiten untersuchten Zelle vom 25.05.2007 . . . . .	106
7.5.4	Dritte untersuchte Zelle - 15:14 bis 16:04 UTC . . . . .	108
7.6	Zusammenfassung . . . . .	112
<b>8</b>	<b>Multizelle, 20.08.2009</b>	<b>116</b>
8.1	Synoptische Situation . . . . .	116
8.2	Phänomenologische Beschreibung . . . . .	120

8.3	Betrachtung der Datengüte . . . . .	121
8.4	Zellverlagerung . . . . .	123
8.5	Vierdimensionale Entwicklungen . . . . .	125
8.6	Kurze Betrachtung der Oszillation . . . . .	137
<b>9</b>	<b>Superzelle, 09.06.2010</b>	<b>139</b>
9.1	Synoptische Situation . . . . .	140
9.2	Phänomenologische Beschreibung . . . . .	144
9.3	Betrachtung der Datengüte . . . . .	146
9.4	Zellverlagerung . . . . .	149
9.5	Vierdimensionale Entwicklungen . . . . .	153
<b>10</b>	<b>Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>160</b>
10.1	Zusammenfassung . . . . .	160
10.2	Ausblick . . . . .	166
<b>A</b>	<b>Anhang</b>	<b>169</b>
A.1	Radiosondendaten . . . . .	169
A.2	Thermodynamische Diagramme . . . . .	170
A.3	Stabilitätsindizes . . . . .	171
A.4	Terminologie der Gewitterzellen . . . . .	175
A.5	Hinweise zu den abgebildeten Radarbildern . . . . .	178
A.6	MaxCAPPis der Zellen . . . . .	179
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>189</b>

# 1. Einstimmung und Einleitung

## 1.1 Einstimmung

Eine ruhige Hochdrucklage bestimmte in diesem Frühherbst das Wetter in Mitteleuropa. Nach einem sonnigen Tag funkelten nun in der fortgeschrittenen Nacht die Sterne am Himmel wie die Zähne in einer aufwendig gemachten Zahnpastawerbung. Kein Wetter also, das - abgesehen von ein paar Bodenechos, die aber rasch mittels einem Doppler Filter oder auch einer statischen Clutter Map heraus gerechnet werden konnten - für allzu umfangreiche Arbeit sorgte. So konnten sie sich zusammensetzen in ihrem Stammlokal „Zum Hellen Band“ und gebührend den Eintritt in den Ruhestand des nun schon legendären METEOR 360 AC feiern, das seit 1993 in 19 Jahren Dienst unter aufopferungsvoller Aufopferung bei Wind und Wetter radarmeteorologische Daten gesammelt hatte. Alle waren sie da, die METEOR 360 AC über die Zeit mit soviel wertvollen Informationseinheiten versorgt hatte und denen es soviel Freude sowie wissenschaftliche Erkenntnis bereitet/gebracht hatte: Jan, Hermann, Uli, Ronald, Ingo, Winfried, um nur einige zu nennen. Es war wahrhaft ein rauschendes, ausgelassenes und unkompliziertes Fest, das der Verabschiedung der radarmeteorologischen Ikone wirklich gerecht wurde.

Doch nun - bei der letzten „letzten Runde“ - waren im Festsaal - neben dem METEOR 360 AC - nur noch wenige Rückstreuquerschnitte anwesend und, nachdem man selig über die alten Zeiten schwadroniert hatte, wendete sich das Gespräch auf eine bemerkenswerte Thematik zu. METEOR 360 AC wurde nämlich gefragt, was seine schönsten Reflektivitätskonglomerate waren. Es antwortete, dass dies eine recht schwierig zu beantwortende Frage sei, da jede einzelne Situation derart unterschiedliche und wundervolle Details offenbart, dass man gar keine Reihenfolge benennen kann. Aber gerade unter dem Eindruck des letzten Sommers, so waren vor allem die Gebilde, die die Menschen als Gewitter bezeichnen, immer sehr bemerkenswert.

Gerade die Entwicklung dieser Reflektivitätsmuster in Raum und Zeit:

## 1.2 Einleitung

Viele Worte über die Bedeutung von Gewittern und über das Interesse an der Entwicklung von Gewittern zu verlieren, ist sicherlich nicht nötig. Allein das zum Teil enorme Schadenspotenzial und die immer noch unzureichenden Kenntnisse über die Abläufe von Prozessen, die zur Entwicklung von Gewittern führen oder innerhalb der Gewitterentwicklung auf komplexe Weise miteinander wechselwirken, können zur Begründung des wissenschaftlichen Interesses an dieser - nebenbei bemerkt faszinierenden - meteorologischen Erscheinung dienen.

Die Untersuchung von hochreichender Feuchtekonvektion bzw. von Gewittern anhand von Radardaten hat dabei eine lange Tradition. Schon kurz nach der ersten Verwendung eines Radars zur konkreten meteorologischen Messung wurden speziell Gewitter untersucht. Dabei schreibt bereits Maynard (1945) über die Radarechos von Gewittern: *„The echo from a thunderstorm is one of the most easily identified signals detected. When examined on the PPI scope it appears as a bright, dense central area with distinct boundaries. The centre of the echo appears higher than the edges. The maximum angle of elevation at which the echo is received and the distance give a rough measure of the height and vertical structure of the thunderstorm.“*

Man hat also mit dem Radar ein aktives Fernerkundungsgerät an der Hand, mit dem man einerseits überhaupt erst einmal Daten aus dem Gewittervolumen erhält und andererseits Messdaten einem Gewitter generell gut (bzw. mehr oder wenig eindeutig) zuordnen kann. Aussagen, die über die Entwicklung der Radardaten getroffen werden, lassen sich auf die Gewitterentwicklung übertragen. So schreibt Lang (1997): *„Ein aktualisiertes Verfolgen von Echomustern, gebildet aus rückstreuenden Hydrometeoren und angeordnet in charakteristischen Zellstrukturen, zählt zur konkurrenzlos großen Stärke der Radarmeteorologie im Mesoscale.“*

Auf der Grundlage dieser Einschätzung steht auch die hier durchgeführte Untersuchung der vierdimensionalen Entwicklung schwerer Einzelgewitter anhand von Radardaten. Untersucht werden vor allem Charakteristika in Raum und Zeit in den Teilen der Reflektivitätsdatensätze, die eindeutig eine bestimmte Gewitterzelle oder eine konvektive Entwicklung charakterisieren. Mit anderen Worten: Es ist von Interesse, ob sich Gesetzmäßigkeiten für typische konvektive Entwicklungsabläufe erkennen lassen und sich entwicklungsrelevante Indizien aus Radar-Reflektivitätsmustern abzeichnen (Lang, 1997).

Wenn man dabei die Untersuchungskriterien im Hinblick auf die vierdimensionale Entwicklung enger fasst und nur die zeitliche Entwicklung bestimmter integraler, zu definierender Volumen- oder Masseparameter bzw. anderer aus dem Reflektivitätsfeld abgeleiteter Werte betrachtet, dann zeigt sich: In den meisten bisher durchgeführten Arbeiten ist nach einer Relation gesucht worden,

die diese Entwicklung mit der (zukünftigen) Lebensdauer eines Gewitters bzw. - konkreter - einer möglichen Verstärkung oder Abschwächung eines Gewitters verknüpft. So kann beispielsweise ein inverser Zusammenhang zwischen der Änderung eines definierten Gewittervolumens oder der Summe der Reflektivitäten und der Verlagerungsgeschwindigkeit vermutet werden, wie dies auch von Chalon et al. (1976) für eine Falluntersuchung spekuliert wird: Die Zellen in ihrer Entwicklungsphase verlagern sich langsamer als in der Reifephase. Bei einer langsameren Verlagerung - ließe sich dann annehmen - kann in das gesamte System evtl. „besser“ (rascher) feuchte Luft (und damit „Masse“) „einfließen“. Allerdings ist dies nur eine unzureichende Argumentation, die den wirklichen physikalischen Vorgängen wenig gerecht wird. Auch eine Analogie zu synoptischen Regeln über die Verstärkung und Verlagerungsgeschwindigkeit von außertropischen Tiefdruckgebieten - wie sie beispielsweise so zahlreich in Chromov et al. (1942) oder Scherhag (1948) gesammelt sind - ist sicherlich nicht gegeben. Browning und Ludlam (1962) fanden dagegen beispielsweise bei der Beobachtung einer Superzelle (des legendären Wokingham Gewitters, dessen Untersuchungsergebnisse zur ersten Definition einer Superzelle führten), dass während der intensivsten Phase des Gewittersturmes eine sogenannte „Echomasse“ (die als Summe über alle das Gewitter charakterisierenden Reflektivitäten definiert wurde) keine großen Variationen aufweist und die Verlagerungsgeschwindigkeit konstant bleibt, wobei die Geschwindigkeit langsamer ist als vorher in der Entwicklungsphase und nachher in der Auflösungsphase. Dazu steigen in der intensivsten Phase die Obergrenzen der bestimmten Reflektivitätswerte (die sogenannten *echotops*) etwas an. Beim untersuchten Wokingham Sturm stiegen sie sogar über die Tropopause, was gewissermaßen ein sogenanntes *overshooting top* kennzeichnet, bei dem im Fall besonders kräftiger Aufwinde die emporsteigende Luft über das Gleichgewichtsniveau „hinausschießt“. Im visuellen Erscheinungsbild der Gewitterwolke ist der *overshooting top* als eine den Amboss überragende Kuppel sichtbar.

Für einen prognostischen Nutzen untersuchten später beispielsweise erst Henry (1993) und dann umfangreicher MacKeen et al. (1999) insbesondere die Entwicklung eines definierten „Radarvolumens“ in Relation zur weiteren Andauer oder - eventuell - zu einer Verstärkung des Gewitters. Zwar konnte dabei nur eine geringe positive Korrelation gefunden werden, doch diese ist zunächst erwartbar. Wenn nämlich das Gewitter ein großes Volumen hat, ist es auch meist länger (für das Radar) sichtbar als ein Gewitter mit kleinem Volumen. Außerdem waren die Abhängigkeiten statistisch kaum signifikant. Daraus folgerten die Autoren, dass keine eindeutige Aussage zur Beziehung zwischen der Andauer und dem Volumen bzw. den beobachteten Reflektivitäten getroffen werden kann. Dazu passend zeigten sich bei MacKeen et al. (1999) auch Gewitter, die im Radarbild zunächst - wie bei einer Einzelzelle - eine überschaubare Volumenausdehnung und mä-

ßige Reflektivitäten aufwiesen und sich - dem konzeptionellen Einzelzellenzyklus entsprechend - nach einem relativen Maximum des Volumens und der Reflektivitäten wieder verkleinerten. Dabei wurde auch das Radarecho insgesamt „fußlastig“ (siehe Abschn. 2.3.1). Die Gewitter aber lösten sich nicht weiter auf, sondern verstärkten sich deutlich mit einem neuen Schub. Dass eine solche Vielfalt der Gewitterentwicklungen generell keine eindeutige quantitative Aussagen zulässt, wird auch von Cerniglia und Snyder (2002) betont, die versucht haben, aus bestimmten quantitativen Entwicklungscharakteristika von zahlreichen - aus Radardaten gewonnenen - Parametern Kriterien abzuleiten, anhand derer sich das Auftreten von kräftigen Gewittern vorhersagen ließe.

Dabei ist in dieser Hinsicht erst einmal festzustellen, dass prinzipiell - wie auch bei den Konzepten zur Hagelerkennung mittels eines nicht-polarimetrischen Radars (Holleman, 2001b) - der Zusammenhang zwischen den Radarsignalen oder -signaturen und der Stärke eines Gewitters meist über die Wirkung eines kräftigen Aufwindes aufgestellt wird. Das heißt, dass meist ein starker Aufwind für ein kräftiges Gewitter verantwortlich ist, wobei dann auch bestimmte Signaturen in den Radardaten entstehen. Dieser Beziehung und auch generell dem Charakter der Konvektion folgend, ist es sicherlich angebracht, die Höhenprofile bestimmter aus den Radardaten abgeleiteter Parameter zu untersuchen. Donaldson Jr (1961) betrachtet insbesondere die Höhenprofile der Reflektivität und findet einige markante Unterschiede zwischen den Reflektivitätsprofilen von kräftigen Hagelgewittern und Gewittern, die schwächer sind und „nur“ flüssigen Niederschlag bringen. Es zeigt sich beispielsweise, dass das Maximum der Reflektivitäten und die Höhe des Maximums über Grund mit der „Stärke“ des Gewitters zunehmen. Allerdings wird dabei nicht die zeitliche Entwicklung untersucht, die ebenso ein bestimmtes Charakteristikum aufweisen kann.

Die zeitliche Entwicklung bestimmter Parameter kann generell bestimmte Merkmale beinhalten und bestimmte Prozesse verdeutlichen, z.B. ein Pulsieren. Anhand der aus Wolkenbildern abgeschätzten Volumenentwicklung erkennt Anderson (1960) ein Pulsieren (Oszillieren) der hochreichenden Feuchtekonvektion, wobei - nebenbei bemerkt - die Bandbreite des Pulsierens und der Stärke der jeweiligen Volumenentwicklung recht groß sind und zu keinen allgemeingültigen quantitativen Aussagen führen.

In dieser Arbeit werden nun - aufbauend auf den genannten Untersuchungen und Konzepten - für fünf verschiedene Gewitterzellen die zeitliche Entwicklung von verschiedenen aus den Reflektivitätsdaten berechneten Parametern sowie deren gleichzeitige oder phasenverschobenen relative Ausprägung betrachtet. Dabei wird dies im Zusammenhang mit einer möglichen Unterscheidung in eine Entwicklungs-, Reife, und Zerfallsphase sowie im Hinblick auf ein mögliches Pulsieren (d.h. Auftreten eines neuen Entwicklungsschubes innerhalb einer Gewitterentwicklung) durchge-

führt. Darüber hinaus sollen anhand der Entwicklung der Parameter bei zwei Gewitterzellen ein möglicher Unterschied zwischen einem Multizellen- und einem Superzellengewitter diskutiert werden.

In dieser Arbeit werden neben einigen bereits „häufiger“ verwendeten Parametern - beispielsweise den jeweils gemessenen maximalen Reflektivitäten (bzw. dem 95sten Perzentil der jeweils gemessenen Reflektivitäten) oder der Verlagerungsgeschwindigkeit und -richtung eines bestimmten Referenzpunktes der untersuchten Gewitterzelle - auch aus den Reflektivitätsdaten abgeleitete Parameter untersucht, die bisher „seltener“ betrachtet worden sind. Dabei wird u.a. ein die Gewitterzelle repräsentierendes „Volumen“ und (wenn man die Information über die Absolutwerte der gemessenen Reflektivitäten hinzunimmt) eine „Radarmasse“ definiert. Um dem konvektiven Charakter gerecht zu werden, werden dabei nicht nur die „Gesamtvolumen-“ und „Gesamtradarmassenverläufe“ untersucht, sondern auch die höhenabhängigen Verläufe von - aus dem „Volumen“ und der „Radarmasse“ berechneten - Schwerpunkten sowie die Verläufe von Verhältnissen des „Volumens“ und der „Radarmasse“ über einem bestimmten thermischen oder konvektiven Niveau zum „Gesamtvolumen“ bzw. zur „Gesamtradarmasse“.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird zur Darstellung der Untersuchung und der Ergebnisse in Kapitel 2 zunächst ein Überblick über die wichtigsten Aspekte der radarmeteorologischen Messungen, der Gewitterentstehung und -entwicklung gegeben. Anschließend werden beide Bereiche zusammengeführt, und es wird kurz beschrieben, wie sich die verschiedenen Gewitterphasen bzw. ein unterschiedliches Ausmaß verschiedener Prozesse in den Radardaten äußern.

Anschließend wird in Kapitel 3 auf die dieser Untersuchung zugrunde liegenden Daten und technischen Details des diese Daten liefernden Radars eingegangen. Des Weiteren wird in diesem Kapitel bereits das Volumen definiert, das jedem Volumenstrahlelement der Reflektivitätsdatenmatrix in der gesamten Arbeit zur weiteren Berechnung bestimmter integraler Volumina zugeordnet wird. Außerdem wird der Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D mit den in dieser Arbeit vorgenommenen Modifikationen vorgestellt, der für die Gewitteridentifikation und Zellverfolgung verwendet wurde.

In Kapitel 4 werden die konkreten Konzepte und Methoden dargestellt, mit denen die fünf Gewitter speziell untersucht werden. In Kapitel 5 sollen auch noch kurz die Kriterien für die Auswahl der untersuchten Gewitter benannt und beschrieben werden.

Der Hauptteil fängt mit Kapitel 6 an, in dem die untersuchten Fallbeispiele vorgestellt werden. Deren eigentliche Untersuchung findet in den Kapitel 7, 8 und 9 statt.

Eine Zusammenfassung der Ergebnisse sowie ein Ausblick folgt in Kapitel 10.

## 2. Grundlagen

In diesem Kapitel werden zunächst die beiden Bereiche kurz beschrieben, auf denen die konkrete Untersuchung der vierdimensionalen Entwicklung schwerer Einzelgewitter aufbaut. Zum einen ist dies der Bereich der radarmeteorologischen Messung. Auf deren Grundlage werden die Daten erhalten, deren Ausprägungen die Entwicklung der hochreichenden Konvektion in ein objektives, quantitatives Format bringen sollen. Zum anderen wird die hochreichende Feuchtekonvektion, deren Resultat schwere Einzelgewitter sind, beschrieben. Dazu werden verschiedene konzeptionelle Modelle vorgestellt, die die verschiedenen beobachteten Ausprägungen konvektiver Systeme oder Zellen (Byers und Braham Jr, 1948) aufgrund von physikalischen Vorgängen zu erklären versuchen.

Hierbei wird im Rahmen einer Einführung oder Schaffung der Grundlagen kein Anspruch auf Vollständigkeit erhoben. Es ist nur als kurzer Abriss der Thematik bzw. als Einführung in die mathematisch-physikalische Basis zu sehen, auf der die eigentliche Untersuchung und einige Folgerungen von Ergebnissen aufbaut.

Mit anderen Worten: Es sollen hauptsächlich nur Punkte aufgezeigt werden, die bei der Interpretation der vorliegenden Arbeit von Interesse sind. Für umfassendere Darstellungen sei auf das Literaturverzeichnis verwiesen.

### 2.1 Radarmeteorologische Messungen

Das Wort Radar ist eigentlich eine Abkürzung für **RA**dio **D**etection **A**nd **R**anging. Die so bezeichnete (Radar-)Technik wurde ursprünglich zur militärischen Ortung von Flugzeugen und Schiffen entwickelt. Dabei zeigte sich, dass neben den Signalen von Flugzeugen und Schiffen auch Niederschlagsteilchen Reflexionen erzeugen (Maynard, 1945; Whiton et al., 1998). Zwar war dies zunächst ein unerwünschter Nebeneffekt der Radarnutzung, der die Fernerkennung der militärischen Ziele störte. Doch losgelöst vom militärischen Gedanken erkannte man rasch, dass hier auch ein enormes Potenzial zur aktiven meteorologischen Fernerkundung liegt. Mit der Zeit hat

sich die Nutzung von Radargeräten in der Meteorologie zu einem der wichtigsten Fernerkundungsverfahren entwickelt (Browning, 1983).

### **2.1.1 Funktionsweise und Messmethodik eines meteorologischen Radars**

Ein meteorologisches Radarsystem strahlt über eine Antenne einen eng gebündelten elektromagnetischen Puls von bekannter Frequenz, Länge und Leistung ab. Ein kleiner Teil des elektromagnetischen Pulses wird in der Atmosphäre u.a. von Niederschlagsteilchen (Hydrometeoren wie Wassertropfen, Schnee, Graupel, Hagelkörner; kurz Streuteilchen genannt) zurück zur Antenne reflektiert und dort vom Radarempfänger registriert (monostatisches System). Aus der Laufzeit sowie aus der Stärke des Empfangssignals im Vergleich zum gesendeten Signal sind Aussagen über die Entfernung, die Größe und die Beschaffenheit der Niederschlagsteilchen ableitbar. Dazu lässt sich bei geeigneter Auslegung des Radarsystems über die Frequenzverschiebung des rückgestreuten Signals im Vergleich zum ausgesendeten Signal (Dopplerverschiebung) auch die mittlere radiale Geschwindigkeit der Niederschlagsteilchen messen. Die Dauer eines ausgesandten Pulses beträgt etwa eine Mikrosekunde, wobei die einzelnen Pulse zeitlich wenige Millisekunden voneinander getrennt sind. In diesem Zeitraum wird die Antenne durch den Duplexer mit dem Empfänger verbunden und die dabei empfangene, reflektierte elektromagnetische Strahlung schließlich ausgewertet.

Bei der Benutzung eines Radargerätes zur meteorologischen Messung, sollte immer beachtet werden, dass dieses Messinstrument zunächst einfach nur einen Anteil der rückgestreuten elektromagnetischen Strahlung misst, die es selbst ausgesendet hat. Die meteorologisch relevante und wertvolle Information gewinnt man mittelbar erst durch mehr oder minder gerechtfertigte Annahmen. In den folgenden Abschnitten werden die wichtigsten Aspekte und Gleichungen radarmeteorologischer Messungen erläutert. Die Darstellung soll dabei nur einen ins Thema einleitenden Charakter besitzen. Eingehendere Untersuchungen und ausführlichere Details findet man in der einschlägigen radarmeteorologischen Literatur, wie beispielsweise Sauvageot (1992), Doviak und Zrnica (1993) und Rinehart (1991).

#### **Die (der) Radarreflektivität(-sfaktor)**

Eine Niederschlagsmessung mit einem Radar ist möglich, weil die von den atmosphärischen Streuteilchen zum Radar zurückgestreute Strahlung mit meteorologischen Größen wie der Niederschlagsintensität in Beziehung gebracht werden kann. Die Basis, um die physikalischen Merkmale der Streuteilchen mit der am Radar empfangenen Strahlung in eine Beziehung zu bringen,

ist durch die Radargleichung gegeben (Probert-Jones, 1962). Zu ihrer Herleitung werden die auf das reflektierende Teilchen einfallende Strahlungsflussdichte der vom Radar ausgesandten Strahlung, die Strahlungsflussdichte der vom Teilchen zum Radar zurückgestreuten und schließlich der Anteil der zurückgestreuten Strahlung, der von der Antenne registriert wird, bestimmt.

Unter Berücksichtigung radarspezifischer Eigenschaften und Einflußgrößen folgt die Radargleichung, die die Beziehung zwischen der ausgesandten Leistung  $P_t$  und der empfangenen Leistung  $P_r$  angibt, nach Sauvageot (1992) als:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 L^2}{(4\pi)^3} \frac{c\tau}{2} \frac{\eta}{r^2} \int_{\Omega} f^4(\theta, \Phi) d\Omega \quad (2.1)$$

Hierbei sind:

- $G$  Antennengewinn (engl. *gain*), der das Verhältnis der Strahlungsintensität durch die Bündelung der Antenne relativ zu einer isotropen Abstrahlung beschreibt.
- $\lambda$  Wellenlänge der Radarstrahlung.
- $1 - L$  der auf einfachen Weg zwischen der Antenne und den Streuern durch Extinktion (auch als Dämpfung bezeichnet) verlorengelangen Anteil der Strahlung.
- $c$  Lichtgeschwindigkeit.
- $\tau$  Pulsdauer.
- $\eta$  Volumenspezifischer Rückstreuquerschnitt der Streuteilchen (Radarreflektivität).
- $r$  Entfernung der Streuteilchen vom Radar (sie ergibt sich aus der Zeit seit der Aussendung des Pulses).
- $f^2(\theta, \phi)$  normierte Intensitätsverteilung der Radarstrahlung bei einem Azimutwinkel  $\theta$  und einem Zenitwinkel  $\phi$ .  
Diese antennenspezifische Winkel werden üblicherweise relativ zur Strahlmitte angegeben. Bei Parabolantennen ist  $\theta = \phi$ , wobei für die Strahlmitte  $f^2(0, 0) = 1$  gilt.
- $\int_{\Omega}$  Das Integral erstreckt sich über den gesamten Raumwinkel  $\Omega$  des Pulsvolumens. Hierbei wird eine homogene Verteilung der Streuteilchen angenommen.

Die meteorologisch relevante Variable in der Formel bzw. die Variable, die im Zusammenhang mit meteorologisch interessanten Parametern steht, ist der volumenspezifische Rückstreuquerschnitt  $\eta$ . Alle anderen Parameter von Gl. (2.1) können - bis auf die Dämpfung, für die aber über die Weglänge der Strahlung zum Streuer und zurück eine (mehr oder weniger gerechtfertigte)

Abschätzung aufgestellt werden kann - prinzipiell gemessen werden bzw. sind für das spezielle Radargerät Konstanten.

Der volumenspezifische Rückstreuquerschnitt  $\eta$  ist die Summe der Rückstreuquerschnitte aller Einzelteilchen, die sich im Pulsvolumen befinden. Die Eigenschaften insbesondere der (Rück-)Streuung einzelner kugelförmiger Partikel werden allgemein durch die Mie-Theorie beschrieben. Wenn aber der Teilchendurchmesser  $D$  sehr viel kleiner als die Wellenlänge der abgestrahlten elektromagnetischen Strahlung ist, also  $D \ll \lambda$ , ist die Rayleigh-Approximation anwendbar. Diese sagt aus, dass in diesem Fall ist der Rückstreuquerschnitt  $\sigma$  der einzelnen Tröpfchen als Funktion des Durchmessers  $D$  direkt berechenbar und lautet nach Sauvageot (1992):

$$\sigma(D) = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad \text{mit} \quad K = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \quad (2.2)$$

Dabei ist  $m$  der komplexe Anteil des Brechungsindex und  $|K|^2$  der Dielektrizitätsfaktor (wobei  $|K|^2 \approx 0,93$  für flüssiges Wasser und  $|K|^2 \approx 0,18$  für Eis ist).

Die Verwendung der Rayleigh-Approximation ist unter Umständen nicht immer gerechtfertigt. Dies hängt damit zusammen, dass die streuenden Hydrometeore der Einfachheit halber immer als Kugeln behandelt werden. In konvektiven Niederschlagssystemen gibt es jedoch auch Hydrometeore, die sehr groß sind (Hagelkörner), so dass die Bedingung  $D \ll \lambda$  verletzt ist<sup>1</sup>. Außerdem gilt Gl. (2.2) genau genommen nur für kugelförmige Partikel desselben Aggregatzustands. In Niederschlagssystemen existiert aber ein Nebeneinander von flüssigem und eisförmigem Wasser, was wiederum einen jeweils (Phasen-sensitiven) unterschiedlichen Dielektrizitätsfaktor bedingt. Mit anderen Worten: Bei der Benutzung der Rayleigh-Approximation können sich immer deutliche Fehleinschätzungen ergeben, die aber in der folgenden Ableitung der Radarreflektivität (im Sinne einer realisierbaren Berechnung) in Kauf genommen werden. Um mit den Worten von Willy Millowitsch zu sprechen: Wat willstste maache?

Unter Verwendung der Rayleigh-Approximation ergibt sich für den volumenspezifischen Rückstreuquerschnitt  $\eta$  (aus Gleichung 2.1):

$$\eta = \int_0^\infty \sigma(D)n(D)dD \approx \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \int_0^\infty D^6 n(D)dD, \quad (2.3)$$

wobei  $n(D)$  die Tropfengrößenverteilung in dem Messvolumen bezeichnet.

<sup>1</sup>Bei einer Radarwellenlänge  $\lambda = 5.6$  cm ist der Fehler der Rayleighnäherung bis zu Partikeldurchmesser von 3.4 mm generell klein und vernachlässigbar, wobei weitgehend auch noch bis Partikeldurchmesser von 5 mm eine hinreichend gute Gültigkeit der Rayleighnäherung gegeben ist (Sauvageot, 1992). Für größere Partikel müsste dagegen korrekterweise die Streuung durch die vollständige Lösung nach Mie beschrieben werden.

Der Integralausdruck in dieser Gleichung definiert der Radarreflektivitätsfaktor  $Z$ :

$$Z = \int_0^{\infty} n(D) D^6 dD \quad (2.4)$$

Der Radarreflektivitätsfaktor  $Z$  (für den üblicherweise abgekürzt die Bezeichnung Reflektivität benutzt wird - was im Folgenden auch in dieser Arbeit geschieht) ist demnach ein Maß für die Leistung, die von vielen Streupartikeln pro Volumeneinheit bei einer Radarmessung zurückgestreut wird. Mit Gl. (2.4) folgt aus Gl. (2.1):

$$Z_m = P_r \frac{1}{C} r^2$$

mit

$$C = |K|^2 \frac{\pi^5 P_t G^2 \lambda^2 c \tau}{\lambda^4 (4\pi)^3 2} \int_{\Omega} f^4(\theta, \Phi) d\Omega$$

Der Ausdruck  $C$  ist dabei eine gerätespezifische Größe. Man nennt ihn Radarkonstante, wobei wie üblich die Dämpfung vernachlässigt wurde ( $L = 1$ ).

Man beachte, dass statt  $Z$  eine verwandte Variable  $Z_m$  benutzt wird. Diese Bezeichnung soll zum Ausdruck bringen, dass (u.a. aufgrund der Anmerkungen zur Rayleigh-Approximation oder eben der Vernachlässigung der Dämpfung bzw. des bei anderem Aggregatzustand abweichendem Dielektrizitätsfaktor) die gemessene (engl. *measured*) Reflektivität  $Z_m$  von der Reflektivität der Streupartikel (die im Idealfall kugelförmige Hydrometeore einheitlichen Aggregatzustands sind) abweichen wird. Im Folgenden wird auf diese verfeinerte Bezeichnung verzichtet.

Als Einheit der Reflektivität  $Z$  hat sich  $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$  eingebürgert. Typische Werte für  $Z$  sind hierbei  $0.01 \text{ mm}^6 \text{m}^{-3}$  bei Tröpfchen in Stratuswolken und bis zu  $10^7 \text{ mm}^6 \text{m}^{-3}$  im hagelerfüllten Kern von Gewitterzellen (Bertram, 2005). Die Werte des Radarreflektivitätsfaktors  $Z$  erstrecken sich also über mehrere Größenordnungen, so dass zur besseren menschlichen Erfassung und Kommunikation eine logarithmische Skala üblich ist:

$$Z [\text{dBZ}] = 10 \log_{10} \left( \frac{Z}{\text{mm}^6 \text{m}^{-3}} \right) \quad (2.5)$$

Hiermit betragen die beispielsweise angeführten Reflektivitäten -20 dBZ im Falle der Stratuswolkenröpfchen und 70 dBZ im Falle von Hagel.

### Die Z-R- und Z-W-Beziehung

Bisher wurde mit der Radargleichung (2.1) ein Zusammenhang zwischen der an der Antenne empfangenen Leistung und dem Radarreflektivitätsfaktor hergestellt. Für meteorologische Zwe-

cke sind aber Beziehungen zu anderen Variablen wie zum Flüssigwassergehalt  $W$  und zur Niederschlagsrate  $R$  interessant. Die nachfolgende Darstellung konzentriert sich auf Wassertropfen als Hydrometeore. Die gemessene Reflektivität unterscheidet nicht zwischen Wasser und Eis, daher wird  $Z$  im Folgenden immer als von Wasser stammend angesehen, was durch den evtl. falschen Dielektrizitätsfaktor ein Problem ist.

Prinzipiell lässt sich der Massengehalt  $W$  bzw. die Regenrate  $R$  definieren als:

$$W = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} D^3 n(D) dD \quad (2.6)$$

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} D^3 v(D) n(D) dD \quad (2.7)$$

wobei  $v(D)$  die Fallgeschwindigkeit eines Hydrometeors mit dem Durchmesser  $D$  ist. Das Problem, das sich an dieser Stelle offenbart, ist allerdings, dass die genaue Tropfengrößenverteilung  $n(D)$ , wie auch die Fallgeschwindigkeit der Hydrometeore, in dem jeweils (zu jedem Zeitpunkt und an jedem Ort) betrachteten Volumen bekannt sein muss. Diese Information steht in der Regel nicht zur Verfügung. Daher ist man auf Annahmen, die realistisch und belastbar sein sollten, angewiesen. Hinsichtlich der Größenverteilung  $n(D)$  ist die am meisten verwendete Relation die von Marshall und Palmer (1948), bei der gezeigt wurde, dass mittlere Tropfenspektren recht gut durch eine Exponentialfunktion beschrieben werden können in der Form:

$$n(D) = N_0 e^{-\Lambda D} \quad (2.8)$$

Der Parameter  $\Lambda$  ist dabei gegeben durch  $\Lambda = a R^b$  - also als eine Abhängigkeit von der gemessenen Niederschlagsrate  $R$ . Damit müssen durch die Messungen nur noch die Parameter  $a$ ,  $b$  und  $N_0$  bestimmt werden. Die von Marshall und Palmer (1948) gefundenen Werte betragen dabei:

$$N_0 = 8000 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3} \quad \text{und} \quad \Lambda = 4.1 \text{ mm}^{-1} (R/(\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}))^{-0.21}$$

Zur konkreten Aufstellung einer Beziehung zwischen der Reflektivität und dem Flüssigwassergehalt ( $Z/W$ -Beziehung) bzw. zwischen der Reflektivität und der Regenrate ( $Z/R$ -Beziehung) kann nun Gleichung (2.8) in die Definitionsgleichungen (2.4) und (2.6) eingesetzt werden, womit man nach Integration und Einsetzen der angegebenen Werte für  $N_0$  und  $\Lambda$  eine  $Z/R$ -Beziehung:

$$Z [\text{in mm}^6 \text{ m}^{-3}] = 296 R^{1.47} \quad (2.9)$$

und eine  $W/R$ -Beziehung (ebenso als Zahlenwertgleichung):

$$W \text{ [in g m}^{-3}\text{]} = 0.089 R^{0.84} \quad (2.10)$$

als Zahlenwertgleichungen erhält, wobei  $R$  jeweils in  $\text{mm h}^{-1}$  anzugeben ist. Durch Kombination beider Beziehungen erhält man letztlich eine  $Z/W$ -Beziehung:

$$Z = 3.47 \times 10^4 W^{1.73} , \quad (2.11)$$

wobei  $Z$  in  $\text{mm}^6/\text{m}^3$  und  $W$  in  $\text{g}/\text{m}^3$  anzugeben sind.

Andere Formen der  $Z/R$ -Beziehung bzw.  $Z/W$ -Beziehung lauten ähnlich, wobei anzumerken ist, dass zur Herleitung der  $Z/R$ -Beziehungen noch meist eine Annahme für die Tropfenfallgeschwindigkeit  $v(D)$  in Gl. (2.7) benutzt werden muß. Man beachte, dass es neben der zweiparametrischen Gl. 2.8 auch noch Approximationen von  $n(D)$  gibt, die mehr als zwei Parameter enthalten (z.B. Gammaverteilung).

Grundsätzlich gilt, dass alle Parameter vom betrachteten Niederschlagstyp abhängig sind bzw. nur Mittelwerte über viele Messungen darstellen. Innerhalb eines realen Niederschlagsereignisses können sich die Parameter auch rasch signifikant ändern (Waldvogel, 1974). Diese starke Variabilität äußert sich darin, dass beispielsweise in Battan (1973) annähernd 100  $Z/R$ -Beziehungen und in Bertram (2005) 18  $Z/W$ -Beziehungen aufgelistet werden.

In dieser Arbeit wird für die Berechnung des Flüssigwassergehalts aus der Radarreflektivität  $Z$  die Form von Marshall-Palmer (2.11) verwendet. Sie ist zwar evtl. nicht für eine Gewitterzelle repräsentativ, doch im Sinne eines Vergleichs zu unterschiedlichen Auswertzeitpunkten immerhin konsistent.

### Windgeschwindigkeitsmessung mit einem Radar

Wie in der Einführung zur Funktionsweise beschrieben, ist es bei einem dopplerfähigem Radar möglich, über die Frequenzverschiebung des rückgestreuten Signals im Vergleich zum ausgesendeten Signal (Dopplerverschiebung) auch die mittlere radiale Geschwindigkeit der Streuer zu messen und damit Aussagen über die Geschwindigkeit der Streuer zu machen.

Um aus der mit dem dopplerfähigem Radar gemessenen Radialgeschwindigkeit  $v_r$  der Streuer den Windvektor  $\vec{v} = (u, v, w)$  des dreidimensionalen Windfeldes zu berechnen, wird hier die sogenannte VVP-Methode (engl. *Volume Velocity Processing*) nach Waldteufel und Corbin (1979) benutzt. Die Radialgeschwindigkeit  $v_r$  lautet in einem Kugelkoordinatensystem mit dem Radar

im Ursprung:

$$v_r(\vec{r}, t) = u(\vec{r}, t) \sin \theta \cos \Phi + v(\vec{r}, t) \cos \theta \cos \Phi + w(\vec{r}, t) \sin \Phi \quad (2.12)$$

Hierbei ist  $v_r$  die Projektion von  $\vec{v} = (u, v, w)$  auf den Radiumeinheitsvektor  $\vec{r}/|\vec{r}|$ ,  $\theta$  und  $\Phi$  bezeichnen die Azimut- bzw. Elevationswinkel. Ein negativer Wert der Radialgeschwindigkeit bezeichnet per Definition Bewegungen zum Radar hin, während Radialgeschwindigkeiten vom Radarstandort weg als  $> 0$  definiert werden.

Bei der VVP-Methode wird das Windfeld  $(u, v, w)$  um das Radar linear um die Bezugswerte  $(u_0, v_0, w_0)$  am Ort  $(x_0, y_0, z_0)$  approximiert. So erhält man z.B. für die  $u$ -Komponente:

$$u = u_0 + \frac{\partial u}{\partial x}(x - x_0) + \frac{\partial u}{\partial y}(y - y_0) + \frac{\partial u}{\partial z}(z - z_0) \quad (2.13)$$

Analoge Gleichungen gelten für die  $v$ - und  $w$ -Komponenten, wobei diese Gleichungen (in (2.12) eingesetzt) die linear genäherte Dopplergeschwindigkeit liefern.

Gilt nun weiter, dass das Zentrum des Koordinatensystems mit dem Radarstandort zusammenfällt ( $x_0, y_0 = 0$ ) und dass die Änderungen  $\partial w/\partial x$  und  $\partial w/\partial y$  gegenüber  $\partial u/\partial z$  und  $\partial v/\partial z$  vernachlässigt werden können, so lässt sich aus der Dopplergeschwindigkeit das Horizontal-Windfeld berechnen, aus dem dann ein Vertikalprofil abgeleitet werden kann.

Bei der VVP-Methode wird vorausgesetzt, dass im gesamten betrachteten Volumen horizontale Homogenität besteht (Hagen et al., 1998). Zwar werden bei der konkreten Implementierung der Methode nur Daten bis zu einem bestimmten Abstand vom Radar benutzt, aber auch dann ist die Voraussetzung der horizontalen Homogenität sicherlich nicht erfüllt. Vor allem bei Frontdurchgängen (mit ihrem charakteristischen Windsprung, das ist dem Auftreten einer sprunghaften Änderung der Windrichtung im Sinne zyklonaler Scherung und Konvergenz) oder auch bei konvektiven Zellen (mit ihren unterschiedlichen Auf- und Abwindbereichen und damit auch lokalen konvergenten und divergenten Strömungsmustern) kommt es teilweise zu erheblichen Windunterschieden auf kurzer Distanz. Bei der Benutzung der VVP-Methode werden diese dann quasi herausgemittelt, und es wird für einen speziellen Punkt mit großer Sicherheit ein falsches Windfeld geliefert. Dieser Möglichkeit sollte man immer bei der Benutzung von VVP-Daten bzw. Profilen bedenken.

### 2.1.2 Probleme und Fehler radarmeteorologischer Messungen

Nicht nur das mit der VVP-Methode abgeleitete vertikale Windprofil unterliegt bestimmten Limitierungen, auch generell sollte man sich bei der Benutzung von Radardaten zur Untersuchung atmosphärischer Prozesse immer über die Grenzen der radarmeteorologischen Messungen bewusst sein. Die Ableitung der relevanten Größen beruht - wie in den vorhergehenden Abschnitten angedeutet - auf einigen Annahmen und Näherungen, die sicherlich nicht immer gerechtfertigt sind. Auch die Daten selbst können fehlerbehaftet sein. Dabei ist es im Hinblick auf die Untersuchungen in dieser Arbeit besonders von Bedeutung, dass Fehler oder Unstetigkeiten der Umgebungsbedingungen zu Inhomogenitäten in der gemessenen Zeitreihe der Reflektivitäten führen. So bedeutet beispielsweise ein vorübergehend nasses Radom eine zeitweise erhöhte Dämpfung, wodurch sich die gemessenen Reflektivitäten von den wahren unterscheiden werden.

Von technischen Unzulänglichkeiten abgesehen, lassen sich Messfehler bezüglich der Daten in drei Kategorien unterteilen (siehe auch Hannesen (1998) und Straub (2002)):

1. Radarechos werden als Niederschlag interpretiert, obwohl sie von anderen Streukörpern stammen. Diese Echos können unter den Begriff Fremdechos zusammengefasst werden.
2. Die verwendete  $Z/R$ -Beziehung, die zur Ableitung der Niederschlagsrate verwendet wird, ist ungeeignet bzw. der gemessene effektive Radarreflektivitätsfaktor weicht vom tatsächlichen ab. Dieser Punkt beinhaltet dabei auch, dass sich die Reflektivität mit der Höhe ändert.
3. Die gemessenen Reflektivitäten stammen zwar von Niederschlagspartikeln, doch entsprechen sie aus verschiedenen anderen Gründen nicht den tatsächlichen (d.h. die Reflektivitäten sind zu klein oder zu groß). Die Gründe dafür umfassen insbesondere die Dämpfung der Radarstrahlung, die Abschattung durch orographische oder andere Hindernisse, eine inhomogene Verteilung der Niederschlagspartikel im Streuvolumen und statistische Abweichungen, die u. a. durch Phasenbeziehungen zwischen zufallsverteilten Partikeln im Streuvolumen hervorgerufen werden.

Im Folgenden soll nur kurz auf einige Besonderheiten eingegangen werden.

#### **Fremdechos**

Die Haupt-, „verursacher“ von Fremdechos sind - neben innerem, vom System bedingtem „Rauschen“ (System Noise) - vor allem der Erdboden (hier insbesondere Erhebungen, wie Berge oder Bergzüge) und darauf befindliche Hindernisse (wie Gebäude, Schornsteine, markante Bäume,

Windräder etc.). Des Weiteren treten unerwünschte Echos zuweilen durch Reflexionen an Vögeln, Insekten, Staub, Düppel (engl. *chaff*, das sind haarfeine metallisierte, stark reflektierende Kunststofffasern, die bei militärischen Luftkampfübungen zur Radar-Störung in die Atmosphäre ausgebracht werden), Flugzeugen oder Ballone auf.

Besonders die Bodenechos (engl. *ground clutter*) stellen bei der radarmeteorologischen Messung ein Problem dar. Sie weisen im Allgemeinen hohe Reflektivitäten (Werte des Radarreflektivitätsfaktors) auf und umfassen teilweise eine recht ausgedehnte Fläche. Sie treten insbesondere bei flachen (geringen) Elevationen auf, wenn Teile der Hauptkeule die Bodenhindernisse treffen, oder auch bei etwas steileren Elevationen, wenn es zu einer Reflexion von Nebenkeulenstrahlung kommt. Eine Minimierung der Bodenechos wurde früher meist mit Hilfe einer sogenannten „clutter map“ (in der häufig beeinträchtigte Punkte im Radarbild gespeichert sind und die dann im aktuellen Radarbild ausgeblendet werden) und heutzutage durch Anwendung eines Dopplerfilters (bei dem alle Signale, die eine Radialgeschwindigkeit nahe 0 m/s aufweisen, entfernt werden) durchgeführt (Joss et al., 1998). Allerdings geht in der Regel auch immer ein Teil der Niederschlagssignale, also der meteorologischen Information verloren oder - andersherum - gehen auch immer nicht-meteorologische Echos durch das „Netz“ der Filter.

### **Anomale Strahlausbreitung**

Dieses Problem betrifft einerseits in der kräftigsten Ausprägung ebenso die Detektion von Fremdechos, andererseits auch in der generellen Form die Georeferenzierung, also die Frage: wo das Echo, das empfangen wird, herkommt. Als Grundlage zur Georeferenzierung stehen die Laufzeit des Signals und die Elevations- und Azimutwinkel zur Verfügung, bei denen der elektromagnetische Puls ausgesandt wurde. Der Ausbreitungsweg zwischen Sender und Streuer und wieder zwischen Streuer und Sender wird für elektromagnetische Strahlen durch das Fermat'sche Prinzip bestimmt. Es besagt: Lichtstrahlen, die von einem Punkt ausgesandt werden, werden einen anderen Punkt immer auf einem Wege minimaler Laufzeit erreichen. Oder anders ausgedrückt: Der optische Weg zwischen zwei Punkten muss minimal sein. In diesem Zusammenhang kommt der Brechungsindex ins Spiel, der mit seinem Realteil  $n = c/u$ , der für ein durchsichtiges Medium den relevanten Teil darstellt, die Relation der Ausbreitungsgeschwindigkeit im Vakuum (der Lichtgeschwindigkeit) zur Ausbreitungsgeschwindigkeit im Medium beschreibt. In der Atmosphäre hängt der Brechungsindex hauptsächlich vom Luftdruck, der Lufttemperatur und der Luftfeuchte ab. Diese Einflüsse bedingen eine mehr oder weniger starker Krümmung der Strahlen. Bei Berücksichtigung von Standardbedingungen, also einer leichten Abnahme des Brechungsindex  $n$

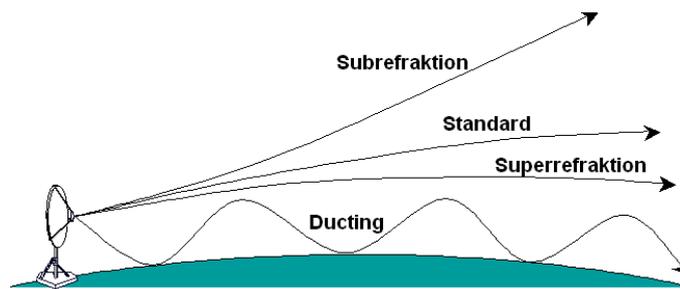


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung der verschiedenen Refraktionsarten (nach Ford und Murphee (2003))

mit der Höhe, findet man, dass eine Strahlausbreitung parallel zur gekrümmten Erdoberfläche dadurch erfasst werden kann, wenn man statt mit dem richtigen Erdradius ( $r_E = 6371$  km) einen fiktiven mit einem Wert von etwa 8500 km ( $4/3$  Erdradius) verwendet. Allerdings sind die Standardbedingungen (die auch von einer horizontalen Homogenität ausgehen) nicht immer gegeben. Die Atmosphäre realisiert demgegenüber Bedingungen, die zu beidem Anlaß geben können: Einmal zu einer geringeren Abnahme des Brechungsindex mit der Höhe als unter Standardbedingungen oder sogar einer Zunahme des Brechungsindex mit der Höhe, zum anderen zu einer deutlich stärkeren Abnahme des Brechungsindex mit der Höhe als unter Standardbedingungen. Im ersten Fall spricht man von Subrefraktion, im zweiten von Superrefraktion (vgl. Abb. 2.1). Als Folge von Subrefraktion kann daher ein reflektierendes Teilchen bzw. ein Niederschlagsgebiet vom Radarstrahl sozusagen „überschossen“ werden, das unter normalen Umständen erfasst worden wäre. Außerdem verkürzt sich der reale Radarhorizont. Allzu häufig kommen diese Bedingungen allerdings nicht vor (Bech et al., 2002).

Häufiger und oft auch kritischer ist der Fall der Superrefraktion. Der Radarstrahl wird dabei stärker in Richtung Boden gekrümmt als normal. Im Extremfall kann die Krümmung des Strahls sogar die Krümmung der Erde übertreffen. Diesen Fall nennt man *ducting* (oder auch *trapping*), wobei der Radarstrahl evtl. auch die Erdoberfläche treffen kann, so dass Bodenechos (sog. Anaprop-Echos) erzeugt werden.

Zur Beschreibung der Ausbreitungsbedingungen ist es üblich, nicht die Änderungen des Brechungsindex  $n$  zu betrachten, sondern die einer sogenannten modifizierten Refraktivität  $M$ :

$$M := (n - 1) \times 10^6 + \frac{10^6 h}{r_E} \quad (2.14)$$

mit  $h$  als Höhe über der Erdoberfläche in [m]. Dabei werden insbesondere Ductingbedingungen durch eine Abnahme der modifizierten Refraktivität mit der Höhe ( $\partial M / \partial h < 0$ ) angezeigt.

Die atmosphärischen Bedingungen, unter denen eine Superrefraktion auftritt, sind eine markan-

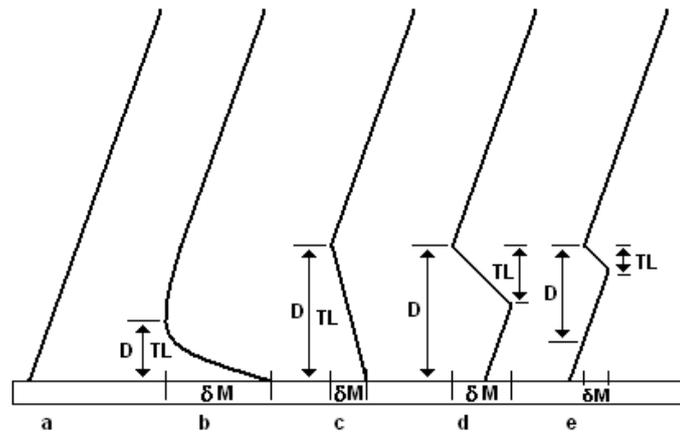


Abbildung 2.2: Typische Profile der modifizierten Refraktivität  $M$  für (a) normale Ausbreitung, (b) und (c) einfachen Boden-Duct, (d) S-förmigen Boden-Duct, (e) abgehobenen (*elevated*)-Duct mit  $D$  als Ductdicke,  $TL$  als Trapping-Schicht und  $\delta M$  als Ductstärke.

te Abnahme der Feuchte und eine deutliche Zunahme der Temperatur mit der Höhe, wie sie bei Inversionen vorkommen. Allerdings ist es besonders die Abnahme der Feuchte, die den größten Anteil zur anomalen Krümmung beiträgt (Fabry et al., 1997).

Je nach dem Profil des Brechungsindex oder dem Profil der modifizierten Refraktivität ergeben sich nach Turton et al. (1988) drei verschiedene Grundformen eines Ducts. Es kann unterschieden werden zwischen einem einfachen Boden-Duct (*simple surface duct*), einem S-förmigen Boden-Duct (*surface S-shaped duct*) und einem abgehobenen Duct (*elevated duct*), wobei die jeweiligen Ducts dann auch durch die in Abb. 2.2 dargestellten Kennwerte wie Ductdicke  $D$  und Ductstärke  $\delta M$  beschrieben werden können. Als Ducthöhe wird zusätzlich die Strecke von der Erdoberfläche bis zur Untergrenze des Ducts bezeichnet, die nur bei einem abgehobenen Duct  $\neq 0$  ist.

Dabei ist anzumerken, dass Superrefraktion vor allem bei Abstrahlung mit einem geringen Elevationswinkel, also auch nur bei niedrig liegenden Inversionen vorkommt. Bei größeren Elevationswinkeln und höher liegenden Inversionen ist dagegen der Strahl, wenn er die Superrefraktionschicht trifft, meist schon so steil, dass der Gradient der Refraktion normal zur Strahlung zu gering ist, um eine starke Krümmung zu bewirken.

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung ist Superrefraktion im Allgemeinen kein Problem. Durch die - bei der Niederschlagsentstehung - vorkommende Durchmischung der Atmosphäre werden Inversionen oft abgebaut. Allerdings zeichnet sich wiederum gerade im Vorfeld von Gewittern die prä-konvektive Atmosphäre durch eine Inversion aus, den sogenannten Deckel (engl. *cap*). Somit kann zumindest am Anfang der Konvektion oder auch noch bei den ersten Gewittern in den untersten Elevationen eine Superrefraktion auftreten, die dann zu falschen Höhenzuordnungen oder zu einem „Unterschießen“ der Gewitterwolke führt.

Zum Schluss soll noch erwähnt werden, dass auch gerade die Vorgänge im Umfeld von starken Gewittern selbst zu Anaprop-Echos führen können. Ein „Superrefraktions-Profil“ kann durch den divergierenden Downdraft feuchter und kalter Luft, der sich in Bodennähe ausbreitet, verursacht werden (Weber et al., 1993). Dadurch entstehen eine charakteristische Temperaturinversion und eine Feuchteabnahme mit der Höhe. Diese Bedingungen sind aber relativ kleinräumig, kurzzeitig und nicht zu erfassen.

### **Abschattung und Dämpfung**

Auf dem Weg zum Streuer und zurück zur Radarantenne wird die Radarstrahlung durch Absorption in der Regel an Hydrometeoren gedämpft. Dieser Effekt ist besonders stark, wenn eine andere konvektive Zelle mit intensivem Niederschlag zwischen der untersuchten Zelle liegt oder dazwischen zieht. Eine Korrektur der Dämpfung ist leider kaum möglich, da die Größenverteilungen der Streuer im Strahlweg nie im Detail bekannt sind (Blahak, 2004).

Das gleiche Fehlerpotenzial besitzt auch ein nasses Radom, das ebenfalls zu einer kurzfristig deutlich erhöhten Dämpfung führt. Zwar besitzt ein neues Radom eine hydrophobe Beschichtung, die durch Materialalterung fast hydrophil wird, so dass sich der dämpfende Effekt unter Umständen noch verstärkt (was auch beim IMK-C-Band Radar zu beobachten ist). Germann (1999) berichtet von einer Radomdämpfung von 3dB schon bei mäßigem Regen.

Als Abschattung bezeichnet man den Fall, wenn in die Radarkeule Hindernisse hineinragen, so dass in das dahinter liegende Messvolumen keine oder nicht mehr die gesamte vom Radar abgestrahlte Leistung eindringt.

In der vorliegenden Arbeit werden die Effekte der Abschattung nicht berücksichtigt.

### **Helles Band**

Speziell bei stratiformem Niederschlag erkennt man häufig in einer bestimmten Höhe eine erhöhte Reflektivität, ein sogenanntes „Helles Band“ (engl. *bright band*). Diese entsteht dadurch, dass Schnee- oder Eispartikel beim Fallen die Nullgradgrenze durchqueren und zu schmelzen beginnen. Infolgedessen entsteht auf der Eispartikeloberfläche ein dünner Film aus Flüssigwasser. Die erhöhte Reflektivität resultiert durch die Kombination der Vergrößerung des Durchmessers der Eispartikel durch den Wasserfilm, durch einen erhöhten Dielektrizitätsfaktor von Flüssigwasser gegenüber dem von Eis (um einen Faktor von ca. 5) und durch Erhöhung der Fallgeschwindigkeit der Partikel. Der letztere Vorgang wirkt sich auf die lokale Partikelkonzentration aus.

Berücksichtigt man die Faktoren in den Gleichungen (2.3) und (2.4), so wird deutlich, dass die Änderung des Dielektrizitätsfaktors  $|K|^2$ , die Änderung der Fallgeschwindigkeit der schmelzenden Partikel und die Größe der Partikel eine erhöhte Reflektivität in der Schmelzzone nach sich ziehen. Sind dann später (bzw. tiefer) die Partikel schließlich komplett geschmolzen, so verringert sich ihr Durchmesser, und die Fallgeschwindigkeit nimmt zu. Die Reflektivitätswerte nehmen dann wieder ab. Die Schmelzzone ist etwa 100 bis 400 Meter dick. In konvektiven Systemen ist meist kein Helles Band zu sehen, da es hier keine eng begrenzte Schmelzschicht gibt.

Eine skizzenhafte Darstellung einiger Probleme, die bei radarmeteorologischen Messungen auftreten sind noch einmal in Abbildung 2.3 zusammengefasst.

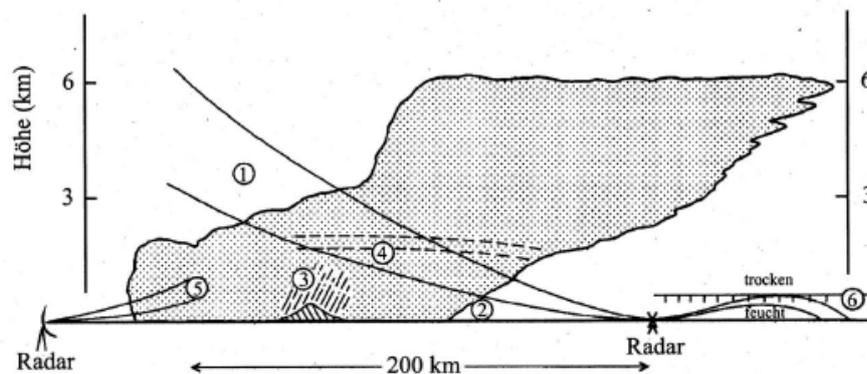


Abbildung 2.3: Einflussfaktoren bei der Interpretation von Radardaten: 1. Überschießen des Radarstrahls, 2. Verdunstung von Niederschlag, 3. Nieselregen, 4. Bright Band, 5. Dämpfung, 6. Anomale Strahlausbreitung (Superrefraktion - bzw. sogar Ducting mit Anaprop Echo) (Knöpfel, 2004)

### 2.1.3 Weitere Fehlerquellen und Probleme

Bei der Verwendung von Radardaten muss immer beachtet werden, dass sich ein Messwert auf ein räumlich ausgedehntes Volumen bezieht. Der Messwert ist dabei nicht das exakte Mittel über das durch die Hauptkeule definierte Volumen. Stattdessen werden die Hydrometeore nahe der Strahlmitte stärker gewichtet als die weiter entfernten. Außerdem weitet sich der Radarstrahl mit zunehmender Entfernung immer weiter auf, so dass auch die Messvolumina immer größer und die einzelnen Strukturen in den Niederschlagsgebieten immer gröber aufgelöst werden.

Dazu produziert ein Radar nicht ein instantanes Bild der Zelle. Die Messung des gesamten Volumendatensatzes dauert immer eine gewisse Zeit (beim IMK C-Band Radar beispielsweise 4.5 Minuten). Bei diesem Scanmusters werden daher verschiedene Teile einer konvektiven Zelle zu verschiedenen Zeitpunkten erfasst - d.h. durch die Bewegung der Radarantenne wird erst ein-

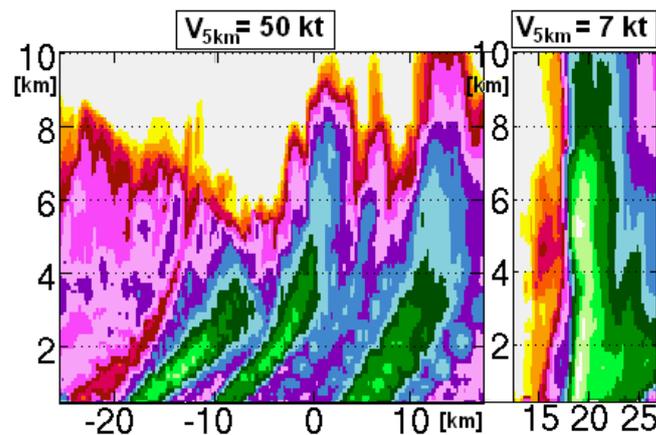


Abbildung 2.4: Beispiel zur scheinbaren Neigung von Gewitterzellen bei einem starken Hintergrundwindfeld. **links:** MaxCAPPI Aufrisse dreier Niederschlagszellen vom 23.07.2009 um 07:30 UTC mit einer Windgeschwindigkeit in 5 km Höhe von 50kt - **rechts:** MaxCAPPI Aufritt einer Niederschlagszelle vom 20.08.2009 um 16:00 UTC bei einer Windgeschwindigkeit in 5 km Höhe von 7kt

mal ein „meniskusartiger“ Bereich bei einer bestimmten Elevation erfasst (vgl. Abb 3.1 - links in Abschn. 3.1), dann der der nächsten Elevation, usw., so dass zwischen den einzelnen Höhenbereichen ein zeitlicher Versatz entsteht (im Beispiel des IMK C-Band Radars besteht zwischen den ersten Daten der untersten Elevation und den letzten Daten der obersten Elevation also ein Zeitunterschied von 4.5 Minuten). Währenddessen hat sich jedoch auch die reale Gewitterzelle verlagert/verändert, so dass man im Realen nie ein zeitgleiches Gesamt-Abbild der Zelle erhält. Sehr deutlich wird dies z.B. bei starkgradientigen Lagen, bei denen die Zelle im Aufritt eine markante Neigung mit dem Wind aufweist, die Zelle im Realen aber selbst nicht unbedingt geneigt sein muss. Die scheinbare Neigung resultiert also einfach aus der Tatsache, dass - nachdem zunächst der untere Teil der Zelle mit der ersten oder zweiten Elevation erfasst wurde - die Zelle dann bei der Radarerfassung des oberen Teils mit einer höheren und gleichzeitig späteren Elevation schon eine deutliche Strecke zurückgelegt hat und dabei an einem deutlich anderen „abwindigen“ Ort ist (Abb. 2.4). Dieses führt in der aus allen Daten zusammengesetzten Darstellung dann zu einer deutlichen scheinbaren Neigung (Peterson Jr., 1984).

Ein weiteres Problem beinhaltet noch das Auftreten eines sogenannten *cone of silence* (zu dtsh.: Toter Trichter) als ein Bereich, der aufgrund des real verwendeten Scanmusters nicht von den Radarstrahlen erfasst wird. Eine nähere Erläuterung dieser Problematik wird in Abschnitt 3.1 im Rahmen der Beschreibung des IMK C-Band Radars gegeben, dessen Daten in dieser Arbeit verwendet wurden.

## 2.2 Gewittersysteme

„Angst“ und ein Grinsen über beide Ohren ist die Reaktion meines Sohnes Finn Zizou, wenn wir „Gewitter“ sagen. Diese beiden durchaus am jeweils anderen Ende der Emotionspalette angesiedelten Äußerungen sind für diese Naturerscheinung sicherlich üblich. Zum einen handelt es sich bei Gewittern um eines der faszinierendsten Wettersysteme. Andererseits sind sie auch teils Träger von meteorologischen Extremereignissen. Sie können in Folge von Starkregen, Hagel, Sturmböen immense Schäden verursachen (eines der markantesten Beispiele ist sicherlich das legendäre Münchner Hagelunwetter vom 12. Juli 1984 mit einer Schadenssumme von 1.5 Mrd. DM (Kraus und Ebel, 2003; Kurz, 1986).

Zu dem Zeitpunkt, wenn der Niederschlag des Gewitters auf der Erde auftrifft, sind vorher schon zahlreiche Prozesse der unterschiedlichsten Zeit-, Raum- und Energieskalen durchlaufen worden: nach der Entstehung der Großwetterlage mit einer Zeitskala von mehreren Tagen mit ihren sich teils über tausende Kilometer erstreckenden Druckgebilden, über die regionale Bereitstellung einer für die Gewitterbildung geeigneten Umgebung im Bereich von hunderten Kilometern und mehreren Stunden, die lokale Wolkenbildung innerhalb von Dutzenden von Kilometern und Dutzenden von Minuten bis einer Stunde bis zu den mikrophysikalischen Wolkenprozessen der Niederschlagsteilchenbildung (von der „Initiierung“ der ersten Wolkenpartikel über das weitere Wachstum bis zum fertigem fallenden Hydrometeor) in einem Bereich von Bruchteilen eines Millimeters und Zeitskalen von Minuten bis Sekunden und schließlich noch dem Fall zur Erde, bei dem auch wieder modifizierende Prozesse (wie z.B. Verdunstung) auf das Niederschlagsteilchen einwirken.

Alle diese Prozesse können dabei in unterschiedlicher Art und Weise zusammenspielen, wobei zahlreiche weitere Prozesse nicht genannt wurden: z.B. die Ladungstrennung mit dem Aufbau eines geeigneten elektrischen Feldes und der Blitzentstehung, oder das Entrainment trockener Umgebungsluft zur evtl. Verstärkung des Aufwindes oder Abwindes und damit der Stärke der Gewitterausprägung. Das Zusammenspiel ist bei weitem nicht linear, und die Prozesse wirken wieder auf scheinbar übergeordnete Prozesse zurück (ein Gewitter kann beispielsweise sogar die synoptische Situation modifizieren). Das Ganze spiegelt die enorme Variabilität der Gewittererscheinungen (siehe auch Changnon (1962)) wieder, die sich im Grunde einer wirklichen Ordnung entziehen und deren Gesamtheit mit ihrer ganzen physikalischen Wirkungskette noch weit davon entfernt ist, in den gesicherten Wissensschatz der Meteorologie einzugehen. Nichts desto trotz macht gerade dieses hochgradig komplexe Zusammenspiel die Faszination dieser (mit einer langen Deutungsgeschichte bedachten) atmosphärischen Erscheinung aus.

Während alte Erklärungskonzepte noch Anleihen bei der Mythologie nahmen, so stehen die aktuellen konzeptionellen Modellen doch schon auf einer relativ festen wissenschaftlichen Basis.

Einen Anfangspunkt der modernen konzeptionellen Modelle einer Gewitterzelle stellen sicherlich die Erkenntnisse von Byers und Braham Jr (1948) dar, die in ihrem legendären Artikel „Thunderstorm Structure and Circulation“ aus Radarmessungen während der ersten größeren radarmeteorologischen Feldkampagne „Thunderstorm projects“ in Florida das Gewitter generell als zelluläre Struktur definierten und den Entwicklungszyklus einer Einzelzelle aufzeigten. Im Laufe der Jahre folgten dann zahlreiche weitere Untersuchungen, wobei sich auch immer wieder radarmeteorologischen Messungen als besonders hilfreich erwiesen. Dabei ist durch die Forschung und die daraus resultierenden Erkenntnisse mittlerweile ein so umfangreiches, aber auch der Natur der Sache entsprechend komplexes Bild entstanden, dass die folgende Darstellung der hochreichenden Feuchtekonvektion, die sich in der Gewitterzelle manifestiert, nur einzelne (zum Teil leider auch vereinfachende) Aspekte aufzeigen kann. Eine besonders umfangreiche Darstellung findet sich beispielsweise in Kessler (1986) und Houze (1993), eine einführende, aber auch fundierte Darstellung in Air Weather Service (1990a)).

Im Rahmen des Gewitterprozesses ist sicherlich ein grundlegender Zyklus, dass Masse in Form von feuchter Luft gegen des Gravitationsfeld der Erde gehoben wird (bzw. aufsteigt) und dann (nach Kondensation eines Teils des Wasserdampfes,...) Masse in Form von Niederschlag zur Erde fällt. Etwaige Begleitprozesse, wie elektrische Erscheinungen, werden im Folgenden außer Acht gelassen. Als Grundeinheit läßt sich damit innerhalb des Gewitters nun ein Auf- und Abwindbereich (engl. *updraft/downdraft*) definieren, wobei der Aufwind zunächst (im sehr groben Gewittermodell) mit die antreibende Komponente darstellt. D.h.: Je stärker (an Umfang und Geschwindigkeit) der Aufwind ausgeprägt ist, desto mehr Masse (feuchte Luft) kann innerhalb des Gewitters transportiert und eventuell umgesetzt werden und desto stärker sind die möglichen weiteren Erscheinungen (wie der Niederschlag bzw. der durch ihn initiierten Abwind).

Innerhalb der physikalischen Betrachtung wird also mit der Beschleunigung der Luft gegen das Gravitationsfeld der Erde die Auftriebskraft gesucht. Diese läßt sich aus der vertikalen Komponente der Eulerschen Bewegungsgleichungen herleiten, wobei neben der Reibung auch die Corioliskraft in diesem Fall (eine einfache Skalenanalyse möge dies rechtfertigen) nicht berücksichtigt wird:

$$\frac{dw}{dt} = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}, \quad (2.15)$$

wobei  $w$  die vertikale Windkomponente,  $g$  die Schwerbeschleunigung,  $\rho$  die Dichte der trockenen Luft und  $p$  der Luftdruck sind.

Mit der Zustandsgleichung für ideale Gase  $p = \rho R_l T$  (mit  $R_l$  als mittlere Gaskonstante der Luft und  $T$  der Lufttemperatur) sowie der hydrostatischen Approximation für die Umgebung eines Luftpakets  $\partial p / \partial z = -\rho_u g$  und  $p = p_u$  folgt mit der quasistatischen Annahme:

$$\frac{dw}{dt} = -g + \frac{1}{\rho} \rho_u g \quad (2.16)$$

$$= g \left( \frac{\rho_u - \rho}{\rho} \right) \quad (2.17)$$

$$= g \left( \frac{T - T_u}{T_u} \right) \quad (2.18)$$

Hiermit zeigt sich, dass ein massebeladenes Luftpaket so lange vertikal beschleunigt wird, wie seine Temperatur von der der Umgebung differiert. Dabei erfährt es insbesondere einen positiven Auftrieb, wenn die Temperatur des Luftpakets höher als die der Umgebung ist ( $T > T_u$ ). Ein negativer Auftrieb, also ein Abtrieb erfährt ein Luftpaket hingegen, wenn die Temperatur des Luftpakets niedriger als die der Umgebung ist ( $T < T_u$ ). Man bemerke, dass die rechte Seite in Gl. 2.18 proportional zur Brunt-Väisälä-Frequenz ist, deren Werte über die Stabilität der Atmosphäre Auskunft gibt. Daneben lassen sich bestimmte weitere Stabilitätskennwerte oder -kennzahlen definieren oder berechnen bzw. lassen sich weiter für Konvektion relevante Parameter oder Niveaus angeben. Die in dieser Arbeit verwendeten Parameter oder Größen wie die konvektive verfügbare Energie (CAPE), konvektive Hemmung (CIN), das Niveau der freien Konvektion (LFC), das Gleichgewichtsniveau (EL) werden in A.2 und A.3 näher erläutert bzw. sei für eine Definition dieser Parameter oder Größen auf diese Abschnitte verwiesen.

Aus den vorherigen Überlegungen, wie es zu einem frei aufsteigenden Luftpaket kommt, lassen sich die Grundvoraussetzungen der Gewitterentstehung formulieren. Diese sind nach Johns und Doswell (1992):

- eine ausreichend vertikal mächtige Schicht mit hoher Luftfeuchtigkeit in der unteren oder mittleren Troposphäre.
- eine bedingte oder latente Labilität,
- ein ausreichender Hebungsmechanismus, der es der feuchten Luft erlaubt, ihr Niveau der freien Konvektion (engl. *level of free convection* - LFC, siehe auch A.2) zu erreichen.

Dabei ist zur weiteren Organisation der Gewitter meist auch noch eine Windscherung relevant.

Die hohe Luftfeuchtigkeit in den unteren Schichten ist nötig, um die latente Wärmeenergie, die die dominante Energiequelle des Gewitters darstellt, sowie die statische Instabilität bereitzustellen. In unseren Breiten geschieht dies meist durch eine Zufuhr feuchtwarmer Mittelmeerluft aus

Südwesten.

Eine absolut labile Schichtung ist in der Natur selten und kommt nur in den unteren Atmosphärenschichten bei einer kräftigen Erwärmung des Bodens vor und wird auch rasch wieder durch Umlagerungen ausgeglichen. Die oben erwähnte bedingte Labilität beinhaltet dagegen die Freisetzung latenter Wärme des Wasserdampfes. Mit anderen Worten: Die Schichtung ist nur dann labil, wenn Kondensation eintritt. Bis dahin muss es zuvor durch irgendeinen Hebungsmechanismus gezwungen werden aufzusteigen, bevor es schließlich „seine Reise aus eigener Kraft weiter“ fortsetzen kann.

Dieser Hebungsmechanismus (3. Grundvoraussetzung) kann dabei verschiedener Art sein. Die gängigsten Mechanismen sind u.a.:

- thermischer Auftrieb durch starke Erwärmung und Labilisierung der bodennahen Luft (Thermik), wobei in der Regel dieses nicht für hochreichende Feuchtkonvektion ausreicht, wenn eine kräftige Absinkinversion unter Hochdruckeinfluss weiteren Auftrieb unterbindet. Reine Thermikschauer oder -gewitter sind somit eher selten und zudem an orographische Faktoren wie Tal- oder Hangwindssysteme gebunden.
- großräumige Hebung auf der Vorderseite (in der Regel östlich) eines Höhentiefs (Trog).
- Konvergenz im Bereich eines Bodentiefs.
- Quercirkulation im Bereich einer Front.
- Sekundärzirkulation durch horizontal unterschiedliche (differentielle) Erwärmung, z.B. Hangwindzirkulation oder Land- und Seewind.
- Konvergenzlinien.
- erzwungene Hebung beim Überströmen eines Gebirges bzw. auch Konvergenz rückseitig von Bergen beim Zusammenströmen der Luftmassen im Falle einer Umströmung.
- mesoskalig bedingte Hebung durch bereits existierende Gewitter oder Gewitterlinien, deren vorseilende Böenfront die davor liegende wärmere Luft in die Höhe reißt und neue konvektive Zellen auslösen kann.

Je nach Charakter der Umgebungsbedingungen oder Zutaten bzw. der generellen Entwicklung lassen sich nun verschiedene Grundgewittertypen angeben:

- Einzelzellengewitter

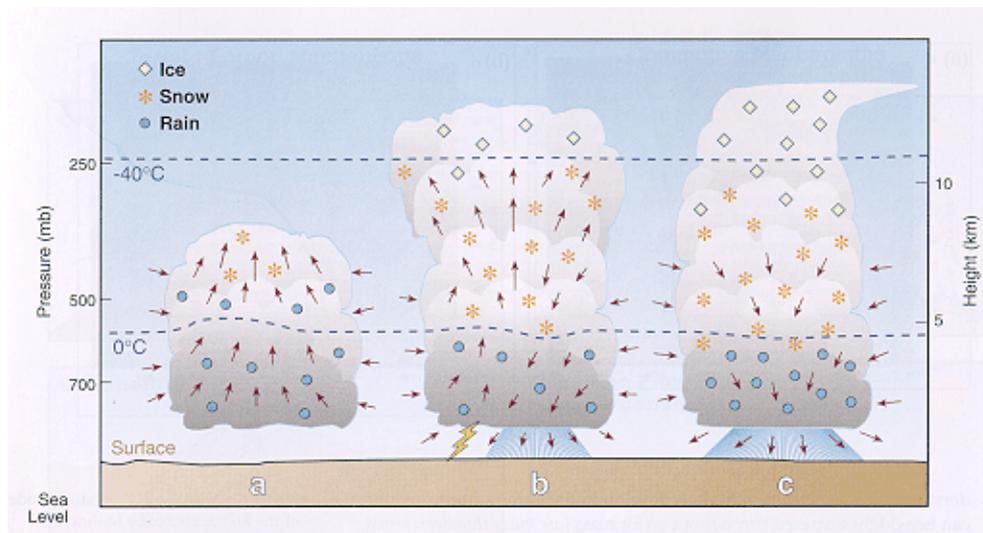


Abbildung 2.5: Lebenszyklus einer Einzelzelle mit Cumulusstadium (a), Reifestadium (b) und Dissipationsstadium (c). Pfeile markieren die Winde relativ zur Gewitterverlagerung. Ordinaten: rechts: Höhe über Grund in km - links: Luftdruck in mb (Whiteman, 2000)

- Multizellengewitter
- Superzellen
- Mesoskalige konvektive Systeme

Dabei ist anzumerken: Die Übergänge sind generell fließend - es handelt sich mehr oder weniger um ein kontinuierliches Spektrum von Gewittertypen. Die Ausprägung des individuellen Gewitters ist jeweils äußerst unterschiedlich.

### 2.2.1 Einzelzellengewitter

Einzelzellen sind die einfachste Form der Gewitter. Sie entstehen bei geringen Windgeschwindigkeiten und einer geringen Windscherung in einer feucht-heißen Luftmasse. Der Hebungsmechanismus ist meist die Thermik durch starke Erwärmung und Labilisierung der bodennahen Luft, wobei - wie schon gesagt - zur eigentlichen Auslösung noch kleinräumige lokale Effekte hinzukommen. Die Einzelzellengewitter sind überwiegend von geringer Dauer (etwa 30 Minuten bis 1 Stunde) und weisen bei einer geringen Verlagerungsgeschwindigkeit eine räumliche Ausdehnung (Durchmesser) zwischen 1 bis 20 km auf. Ihr Lebenszyklus lässt sich (nach Byers und Braham Jr (1948)) typischerweise in drei Stadien (Phasen) aufteilen (Abbildung 2.5):

### **Entwicklungsphase oder Cumulusphase**

Hierbei kommt es zunächst durch die Auftriebskräfte zum Aufsteigen eines Volumens feucht-warmer Luft. Bei Erreichen des Kondensationsniveaus setzt die erste Wolkenbildung ein. Mit der Freisetzung der latenten Energie des Wasserdampfes nimmt nun die Auftriebsgeschwindigkeit in der Wolke im Allgemeinen mit der Höhe stark zu. Je nach Temperaturdifferenz zwischen Luftpaket und Umgebung, also dem Grad der Instabilität, können sehr hohe Vertikalgeschwindigkeiten bis ca.  $30 \text{ m s}^{-1}$  erreicht werden. Eine mächtige Gewitterwolke (Cumulonimbus, Cb) entsteht. Beim Anwachsen der Wolke über die  $0^\circ\text{C}$ -Isotherme hinaus bilden sich schließlich im oberen Teil Eisteilchen, wobei innerhalb der Cumulusphase nun aus den Wolkentropfen vermehrt Niederschlagsteilchen entstehen oder wachsen. Erreichen die Niederschlagsteilchen nun eine bestimmte Größe, deren Masse nicht mehr durch den Aufwind kompensiert werden kann, dann fallen die so gebildeten Graupelteilchen mit einem Durchmesser zwischen 1 und 5 mm aus dem oberen Teil der Wolke in Richtung Erdboden. Der Niederschlag setzt ein.

### **Reifephase**

Mit dem Einsetzen des Niederschlags beginnt die Reifephase. Der Luftwiderstand der fallenden Niederschlagsteilchen sorgt für einen Abwind innerhalb der Wolke, der teilweise durch Verdunstungsabkühlung - vor allem in der seitlich in die Wolke eingemischten trockenen Luft (*lateral entrainment*) - weiter verstärkt wird. Dazu bildet sich in diesem Zeitabschnitt der charakteristische Amboss der Gewitterwolke aus Eisteilchen aus.

### **Zerfallsphase**

Am Anfang der Zerfallsphase (oder auch Dissipationsstadium oder Auflösestadium) ist zunächst die Niederschlagsintensität am stärksten, und es können Starkregen und Hagel vorkommen. Allerdings wird dabei auch die Energiezufuhr des Gewitters „gekappt“. Durch die geringe Windscherung ist der Auf- vom Abwindbereich in der Wolke nicht räumlich getrennt. Der Abwind kann den Aufwind, der dem System die lebensnotwendige Energie liefert, zunehmend unterdrücken, und erfasst zunehmend größere Bereiche der Wolke. Die Gewitterzelle löst sich schließlich mehr und mehr auf.

### 2.2.2 Multizellengewitter

Gewöhnliche Multizellengewitter (Abbildung 2.6) sind charakterisiert durch die fortlaufende Bildung neuer Zellen, die häufig an der - in Zugrichtung gesehen - rechten, bei schwacher Scherung aber durchaus - wie in der Abbildung 2.6 - auch an der linken Flanke des Sturms ansetzen. Ein Multizellengewitter besteht somit aus einem Konglomerat (Cluster) von mehreren einzelnen Gewitterzellen. Dabei befinden sich die verschiedenen Zellen jeweils in einem der bei den Einzelzellen beschriebenen Entwicklungsstadien. Es kommt immer wieder (meist in Pulsen) auf der Vorderseite zu einer Neubildung, während in der Mitte die Reifephase erreicht wird, bevor auf der Rückseite die Zellen absterben. Allerdings ist dabei der gesamte Komplex noch miteinander verwoben. So dient beispielsweise die auf der Rückseite ausströmende Kaltluft als Hebungs- bzw. Auslösemechanismus für die Neubildung der Zellen, indem sich die Kaltluft unter die zuvor vorherrschende feuchtwarmer Luft schiebt. Das entscheidende Kriterium für die Organisation eines Multizellengewitters ist prinzipiell die vertikale Windscherung. Sie sorgt dafür, dass Auf- und Abwinde räumlich getrennt bleiben und der Abwind nicht das Gewitter von seiner Energiezufuhr abschneidet. Die Zellverlagerung des Systems weicht - wie später noch erläutert - teilweise stark von der der individuellen Zellen ab.

Aufgrund der Eigendynamik können Multizellengewitter eine Lebensdauer von mehreren Stunden bis zu einem Tag erreichen und dabei als Komplex eine große horizontale Ausdehnung mit einem Durchmesser von mehr als 30 km aufweisen. Die Begleiterscheinungen wie Starkniederschlag sind meist deutlich heftiger als bei den Einzelzellengewittern.

### 2.2.3 Superzellengewitter

Im Gegensatz zu einem Multizellengewitter, bei dem diskontinuierlich eine Zelle nach der anderen produziert wird, während das Gewitter mit seiner Zuggeschwindigkeit weiterwandert, versorgt sich das Superzellengewitter (Abbildung 2.7) kontinuierlich mit frisch angesaugter feucht-warmer Luft. Diese speist dabei seinen Aufwind und gewährleistet eine kontinuierliche Niederschlagsaktivität. Die Superzelle kann somit auch als ein offenes System beschreiben werden, in dem eine kontinuierliche konvektive Zirkulation beibehalten wird (Sauvageot, 1992). Dabei handelt es sich letztlich um eine einzige sehr große Zelle, die einen Durchmesser von bis zu 50 km und eine Lebensdauer von vielen Stunden aufweist.

Mit einem Superzellengewitter sind die extremsten Begleiterscheinungen verbunden. Dieser Typ ist es, der im Allgemeinen den größten Hagel mit Korndurchmessern von über 4 cm bringt.

Auch bei Superzellengewittern gibt es aufgrund der ausgeprägten Windscherung eine räumliche

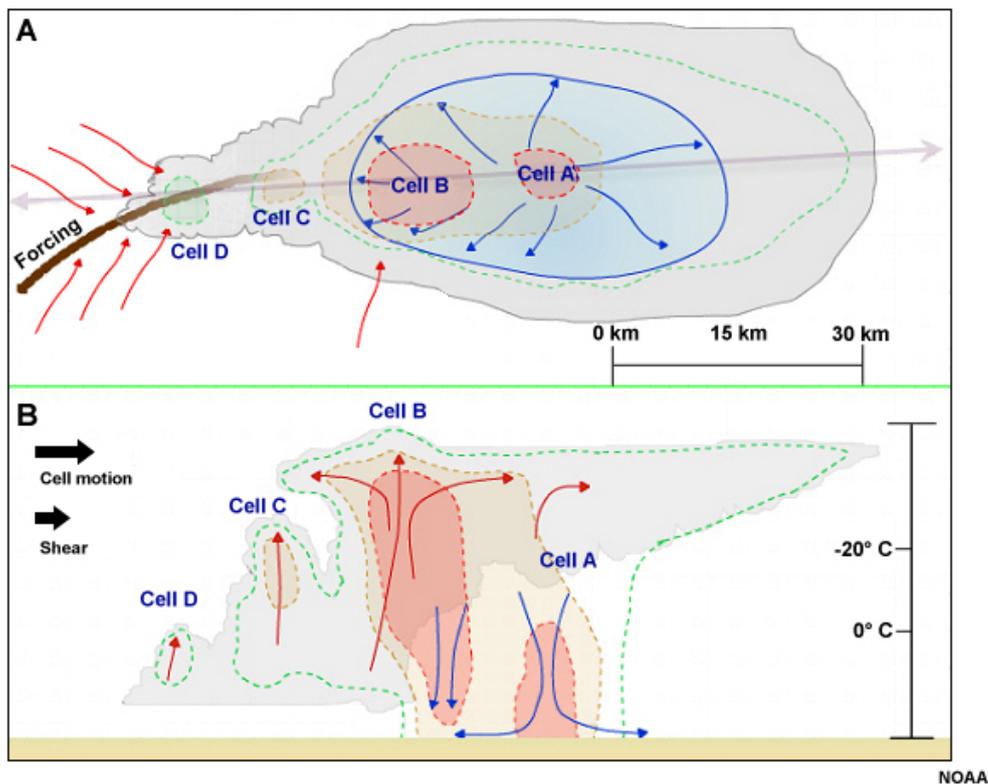


Abbildung 2.6: Konzeptionelles Modell einer Multizelle. **oben**: Aufsicht - **unten**: Seitenaufriß. Grau umrandeter Bereich: sichtbarer Wolkenbereich. Mit grün, gelbbraun und rot gestrichelte Linien: Radarreflektivitätskonturen mit nach innen ansteigender Intensität. In der Aufsicht blau: ausfließender Kaltluftkörper (UCAR, 2010).

Trennung der Auf- und Abwindgebiete. Allerdings sind die Windscherung sowie der großräumige Hebungsantrieb aus der synoptischen Wetterlage meist deutlich stärker bzw. ausgeprägter als beim Mutizellengewitter. Ein Hauptcharakteristikum der Superzelle ist nämlich, dass (durch die stärkere Windscherung) die Zelle als Ganzes und das Auf- und Abwindgebiet als Einzelemente eine kräftige Rotation (Mesozyklone) aufweisen. Diese Rotation gewährleistet die Stabilität bzw. Langlebigkeit des Systems, indem es dadurch zur Zufuhr der feucht-warmen Luft direkt in den Hauptaufwind kommen kann und diesen weiter verstärkt.

#### 2.2.4 Mesoskalige konvektive Systeme

Im Rahmen dieser Arbeit werden nur isolierte konvektive Systeme betrachtet. In diesem Sinne soll die folgende Beschreibung der Mesoskaligen konvektiven Systeme (engl. *Mesoscale Convective System* = MCS), die in der Regel eine Ansammlung mehrerer konvektiver Grundelemente (Zellen) darstellen, nur der Vollständigkeit halber geschehen und damit nur einem kurzen Überblick dienen. Eine eingehendere Erörterung der mesoskaligen konvektiven Systeme findet sich

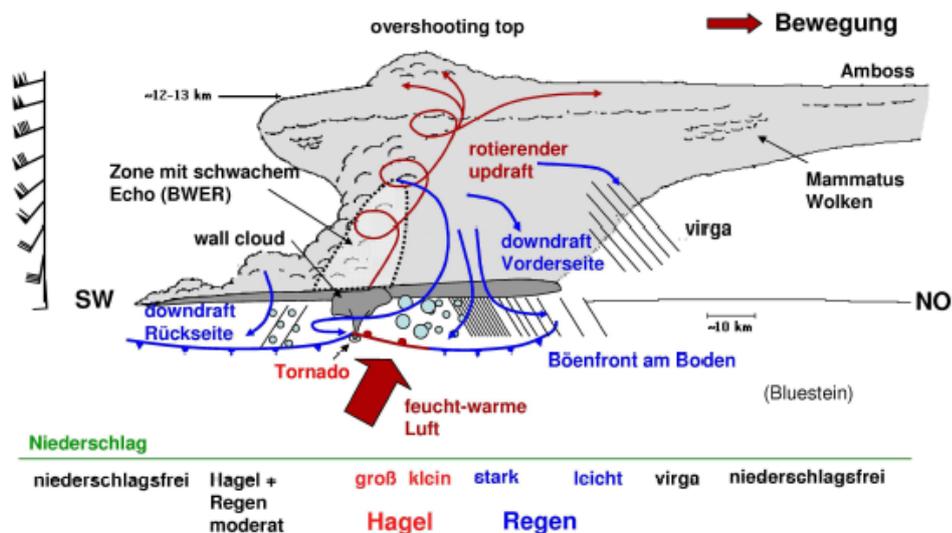


Abbildung 2.7: Schematischer Vertikalschnitt durch eine Superzelle (Kunz et al., 2003)

beispielsweise in UCAR (2004) und UCAR (2003b).

Auch wenn Multizellen- oder Superzellengewitter schon ein recht beachtliches Ausmaß annehmen können, so stellen sie erst einmal nur einzelne Gewitterkomplexe dar. Mit einem entsprechenden großräumigen Hebungsantrieb, beispielsweise durch Fronten oder Höhenträge, können sich die Gewittersysteme in noch deutlich größeren Dimensionen und erheblich längerer Lebensdauer organisieren. Zwar wird schon durch die einzelnen Gewitterzellen die Umgebung beeinflusst - und die Zellen können zudem ein selbstverstärkendes Eigenleben erreichen -, doch bei den sogenannten mesoskaligen konvektiven Systemen wird teilweise sogar das großräumige Luftdruck- und Temperaturfeld, also die großräumige Wetterlage modifiziert. Je nach Ausdehnung, ob eher linienförmig oder eher als größerer kreisförmiger Komplex, lassen sich die mesoskaligen konvektiven Systeme in zwei verschiedene Arten unterteilen: zum einen in eine langgestreckte Gewitterlinie und zum anderen in einen riesigen, mesoskaligen konvektiven Komplex (engl. *Mesoscale Convective Complex* = MCC).

### Gewitterlinien

Bei einer Gewitterlinie (engl. *Squall line*) sind - wie der Name sagt - die Gewitter bzw. ist die hochreichende Konvektion linienförmig teils durchgängig, teils in unterbrochenen Segmenten angeordnet, wobei oft in einem gewissen Abstand ein Gebiet mit andauerndem stratiformen Regen folgt. Die Lebensdauer liegt bei mehreren Stunden bis zu einem Tag. Die Länge des konvektiven Bereichs der Gewitterlinie kann einige 100 km betragen, während die Breite im Vergleich sehr schmal ist (Kunz et al., 2003).

Die Entstehung ist zunächst an einen linienartigen Hebungsmechanismus, z.B. eine Kaltfront, gekoppelt: mit der Formation der ersten Zellen an oder meist vor der eigentlichen Front im Bereich der instabilen Warmluft. Wenn sich allerdings die Gewitterlinie formiert hat, entwickelt sie ihre eigenes Erhaltungs- bzw. Entwicklungsumfeld. Durch die ersten Gewitter entsteht mit der ausfließenden Kaltluft eine eigene Böenfront, die auf der Vorderseite innerhalb der vorgelagerten Warmluft neue Konvektion und damit Gewitterbildung auslöst. Abhängig von vielen Faktoren, wie einerseits der umgebenen Windscherung und Instabilität der Warmluft sowie eigenen Ausprägungen - der „Kälte“ der ausfließenden Kaltluft -, kann das System sich zunächst immer weiter verstärken bzw. immer mehr von der eigentlichen Kaltfront abkoppeln und äußerst langlebig werden.

### **Mesoskalige konvektive Komplexe**

Bei einem mesoskalig konvektiven Komplex (engl. *Mesoscale Convective Complex* = MCC) handelt es sich um eine noch größere Form der konvektiven Organisation von Gewitterzellen. Im Gegensatz zu den Gewitterlinien zeichnet sich ein MCC durch eine enorme kreisförmige oder ovale Ausdehnung aus. Die Klassifikation eines Systems als MCC basiert vor allem auf seinem Erscheinen in Satellitenbildern und seiner Dauer. Das physikalische Charakteristikum eines MCC ist generell ein Wolkenschirm mit kontinuierlich niedrigen Infrarot-Temperaturen geringer als  $-32^{\circ}\text{C}$  über eine Fläche von mindestens  $100,000\text{ km}^2$ , innerhalb derer wiederum eine kalte Wolkenregion von mindestens  $50,000\text{ km}^2$  mit Temperaturen geringer als  $-52^{\circ}\text{C}$  enthalten sein muss (UCAR, 2004). Diese Kriterien müssen dazu mindestens 6 Stunden bestehen. Die Entstehung ist meist an einen Höhentrog gekoppelt, der großflächig die Hebung in der oberen Hälfte der Atmosphäre bereitstellt (Bluestein, 1993) und somit für die Zusammenballung und Auffächerung der Gewitter sorgt. Dazu ist oft auch ein Starkwindband in den untersten 2 bis 3 km der Troposphäre vorhanden, das feuchte und instabile Luft liefert. Der Höhepunkt eines MCC wird vor allem im Laufe des Abends bis Mitternacht eines Tages erreicht, woraufhin sich der Komplex später meist in ein intensives stratiformes Regengebiet umwandelt.

### **2.2.5 Generelle Eigenschaften der Zirkulation in und nahe Gewitterzellen**

In diesem Abschnitt sollen noch kurz die zwei charakteristischen Grundbereiche einer Gewitterzelle, der Aufwind und der Abwind (ein Wolkenphysiker wird mich vielleicht hier erschlagen) ein wenig näher erläutert werden.

### Der Aufwind

Der Aufwind ist quasi der Versorgungsbereich (oder die Lebensader) des Gewitters, mit dem feucht-warme Luft (und damit Masse und auch Energie) dem Gewitterkomplex zugeführt wird. Ohne ihn würde sich das Gewitter rasch abschwächen und letztlich auflösen. Sein Ausmaß oder seine Stärke bezieht er - nach den vorherigen Ausführungen - aus den Auftriebskräften (siehe Glg. 2.18), also den Dichteunterschieden zwischen der aufsteigenden Luft und der Umgebung. Dabei gilt prinzipiell, dass je stärker ein Aufwind entwickelt ist, desto stärkere Gewitterentwicklungen sind erst einmal zu erwarten. Dazu kann durch den Impuls ein kräftigerer Aufwind das Gleichgewichtsniveau sogar überschießen, wobei sich hier dann ein vorstoßender Gipfel (engl. *overshooting top*)<sup>2</sup> ausbildet - erkennbar an einem Buckel in der ansonsten horizontal relativ flachen Wolkenobergrenze (bzw. dem Amboss). Allerdings ist generell auch die Neigung des Aufwindes relevant. Zwar können auch bei fast senkrechten Aufwinden markante Folgeerscheinungen (wie Hagel, Sturmböen oder Starkregen) auftreten, doch insbesondere bei geneigten Aufwinden (Browning und Foote, 1976; Krauss, 1999; Smith, 2004) erweist sich der Gewitterprozess als langlebiger. Durch einen geneigten Aufwind, der in der Regel durch Windscherung zustande kommt, kommt es zu einer effektiven Trennung vom Auf- und Abwindbereich. Der Niederschlag „kappt“ quasi nicht die Zufuhr der feuchtwarmen Luft, wie es bei einem fast senkrechten Aufwinden oft der Fall ist. Auch zeigen Untersuchungen von Battan und Theiss (1965), dass meist ein schnelles Höhenwachstum einer Gewitterzelle generell von einer Neigung des Aufwindes begleitet ist, wobei hier der Zusammenhang wahrscheinlich ebenfalls über die Wirkung der Windscherung gegeben ist.

Ein weiteres Kriterium zur Effektivität des Aufwindes ist sicherlich noch die Höhererstreckung, wobei auch hier wieder - speziell im Hinblick auf das Hagelwachstum - ein geneigter Aufwind von Vorteil ist. Der Bereich des effektivsten Hagelwachstums liegt nach Waldvogel et al. (1979) und Grenier et al. (1983) bzw. den Ergebnissen des „Grossversuchs IV“ in einem Bereich zwischen -10°C bis -25°C, wobei mit einem geeigneten Aufwind (nach Krauss (1999)) die Hagelkörner während des Wachstums besser von den Randbereichen mit schwächeren Aufwinden in die zentralen Bereiche mit stärkeren Aufwinden geführt werden. Die Wirksamkeit erklärt sich aus der Tatsache, dass somit der Aufenthalt im Aufwind-, Wachstumsbereich verlängert wird und damit auch das einzelne Korn (bei genügend Verfügbarkeit an unterkühltem Wasser) größeren Umfang erreichen kann.

---

<sup>2</sup>Durch diesen Effekt wird auch zu einem gewissen Grade ein Eintrag von troposphärischer Luft in die Stratosphäre bewerkstelligt.

## Der Abwind

Der Abwind (engl. *downdraft*) beinhaltet als markantes Merkmal im weiten Sinne den Niederschlagsbereich. Wenn die Niederschlagsteilchen so schwer geworden sind, dass sie vom Aufwind nicht mehr in der Schwebelage gehalten werden können oder sie in Bereiche kommen, in denen der Aufwind schwächer wird und ihre Gewichtskraft somit größer als die vom Aufwind ausgeübte Kraft wird, dann beginnen die Niederschlagsteilchen in Richtung Erdboden zu fallen. Dabei wird einerseits auch (über den Strömungswiderstand) Luft mit herunter gerissen, so dass durch den fallenden Niederschlag ein Abwind initiiert wird. Dazu kommt es durch Phasenübergänge zu einem Wärmeentzug. Mit diesem kühlt sich die Luft weiter ab, die Dichtedifferenz zwischen der kälteren „Niederschlagsluft“ und ihrer Umgebung nimmt zu, was - nach Gleichung 2.18 - letztlich in eine negative Auftriebskraft - einen Abtrieb - mündet. Mit anderen Worten: Durch die Verdunstungsabkühlung des Niederschlags kommt es ebenso zu Abwinden, wobei beide Effekte (die Verdunstungsabkühlung und das „Mitreißen“ durch den Reibungswiderstand) generell zusammenwirken. Außerdem kann es teilweise zu einer erheblichen weiteren Verstärkung des Abwindes kommen, wenn in mittleren Höhen (meist um 4000 Meter (Hermant, 2002)) von der Rückseite her - wie anfangs erwähnt - zusätzlich trockene kühlere Luft (sog. Entrainment von Umgebungsluft (s.u.)) einfließt. Die Gründe hier liegen bei der Verstärkung des negativen Auftriebs durch weiter erhöhte Verdunstung und die generell kühlere Luft, sowie durch einen zusätzlichen Impuls (wenn der horizontale Impuls der rückseitig zuströmenden Luft durch das Auftreffen auf den ursprünglichen Abwind gekippt wird).

Am Boden kann die herunterstürzende Luft dann aber nicht mehr weiter fallen. Sie muss seitlich „umbiegen“, und breitet sich als Kaltluftkörper (engl. *cold pool*) seitwärts aus. Die Folgen dieses Vorgangs umfassen zum einen oft die Bildung einer markanten Gewitterböe (die in der Bodenseeregion auch als „Blascht“ bezeichnet wird (Neuper, 2011)). Zum anderen kann sich bei geeigneter Konfiguration (geneigter Aufwind, räumliche Trennung des Auf-/Abwindpaares), der Kaltluftkörper bei seinem „Ausfließen“ unter die vorherrschende potenziell instabile Warmluft schieben. Es entsteht damit ein weiterer Hebungsimpuls durch den es evtl. zu einer Neubildung oder Verstärkung eines/des Gewitters kommen kann. Innerhalb dieses Prozesses ist jedoch das Verhältnis zwischen der Mächtigkeit des Kaltluftkörpers, den Temperatur- und damit Dichteunterschieden zwischen den verschiedenen Luftmassen und der generellen Windscherung (UCAR, 2003a; Weisman und Klemp, 1982, 1986) von Bedeutung. Nur in einem günstigen Fall (wenn die durch die ausfließende Kaltluft gebildete horizontale Vorticity von ähnlicher Größe ist, aber ein umgekehrtes Vorzeichen hat, als die durch die vertikale Windscherung des Umgebungswindfel-

des gebildete horizontale Vorticity), entwickelt sich ein starker Hebungsantrieb, der die Gewitterneubildung/verstärkung begünstigt. Wenn andernfalls eine Vorticity des Vorticitypaares deutlich überwiegt, kann der Aufwind zu stark gekippt werden. Er ist dann nicht sehr „hochreichend“, und die Gewitterneubildung/verstärkung ist gehemmt.

### **2.2.6 Weitere das Ausmaß der Gewitterentwicklung bestimmende Faktoren**

Dem bisher aufgezeigten Modell der Gewitterentwicklung liegt in weiten Teilen das Konzept eines zirkulierenden virtuellen (abgeschlossenen) Luftpakets zugrunde (Paketmethode - engl. *parcel theory*). Didaktisch ergibt sich damit ein sehr anschauliches Bild, und auch die Ergebnisse, die mit diesem Konzept erzielt werden, sind brauchbar. Allerdings abgeschlossen ist in der Realität die Zirkulation der Luftpakete bei weitem nicht. Neben anderem kommt es insbesondere zu einem Einmischen der Umgebungsluft von der Seite (dem schon angedeuteten Entrainment). Dieser Prozess zeigt sich wie bei der beschriebenen Abwindverstärkung durch rückseitig einfließende trockene Luft, wobei aber auch hier die Wirksamkeit der Verstärkung ihre Grenzen hat. Wenn zuviel trockene Luft einfließt, kann sich die Gewitterwolke eventuell sogar auflösen (Air Weather Service, 1990a). Ein anderer wichtiger Effekt des Entrainments von trockener Luft ist eine mögliche Verstärkung des Kernbereichs des Aufwindschlauches. Dieser ist meist von dem Entrainment unbeeinflusst, während in den Randbereichen die trockenere Luft für eine Verdunstungsabkühlung sorgt und damit die Dichteunterschiede bzw. der Auftrieb (Gl. 2.18) verstärkt werden (Fawbush et al., 1951).

### **2.2.7 Gewitterverlagerung**

Die Verlagerung einer Gewitterzelle kann man in zwei verschiedene Bewegungskomponenten aufteilen. Zum einen beinhaltet die Verlagerung eine reine Translation. Das ist eine Verfrachtung des zunächst unveränderten Zellkörpers mitdem/durch den umgebenden Luftkörper. Im Allgemeinen kann dies als eine Verlagerung mit dem Wind beschrieben werden. Dabei stellt sich nun allein bei der Translation schon die Frage, welcher Wind für die Verlagerung des Zellkörpers relevant ist. Wenn man eine reale Windverteilung in der Atmosphäre betrachtet, so wird in der Regel in verschiedenen Höhen ein unterschiedlicher Wind wehen. Es gilt daher einen mittleren Wind über eine bestimmte Schicht zu berechnen. Hier gibt es dann auch wieder verschiedene Ansätze, welche Schicht man nehmen soll und wie die einzelnen in die Mittelwertbildung einfließenden Komponenten gewichtet werden müssen. Man könnte beispielsweise generell nur den Wind in einem bestimmten „Gewitter-relativen Niveau“ (beispielsweise im 0°C, -10°C oder -20°C Niveau

(Miranda, 2008)) betrachten. In der Praxis und in zahlreichen Untersuchungen (eine Übersicht findet sich in Bunkers et al. (2000)) wird aber meist ein Mittelwind oder dichtegewichteter Mittelwind der Schicht zwischen 0 und 6 km oder der Schicht zwischen 0 und 10 km Höhe über Grund verwendet.

Neben dieser reinen Translation kommen dann jedoch auch noch Bewegungskomponenten hinzu, die durch andere externe oder interne Prozesse bestimmt werden. Das heißt: Es können zum einen (extern) Kräfte auftreten, die bewirken, dass sich die Zelle als Ganzes noch in eine andere Richtung als die Windrichtung bewegt. Daneben können auch orographische Effekte eine Rolle spielen, durch die die Verlagerung der Zelle in eine bestimmte Richtung bevorzugt wird. Oder ganz einfach kann der externe Hebungsantrieb zur Hebung der Luft zum LFC eine bestimmte bevorzugte Richtung bewirken (z.B. Verlagerung der Gewitterzelle entlang oder mit einer Konvergenzlinie, oder die Verlagerung entlang eines CIN-Gradienten im Feld der umgebenden Luft, der möglicherweise auch zur Rückwärtsverlagerung führt (Bluestein und Jain, 1985)).

Es ist aber immer zu bedenken, dass eine Gewitterzelle nicht als ein fester bewegter Körper aufzufassen ist. Es wird im Lebenszyklus laufend (vor allem durch den Aufwind) neue Masse der Gewitterzelle zugeführt, während gleichzeitig (vor allem durch den Niederschlag und Abwind) aber auch Masse die Gewitterzelle verlässt. Das heißt: Es kommt (nun intern gesehen) ständig zu Neu- oder Umbildungen, die ebenso eine bestimmte Verlagerung des Systems bewirken (Trickfilmeffekt), wobei auch das Gewitter selbst wiederum sein eigenes Entwicklungsumfeld schafft. Dabei ist die Abweichung der Verlagerung von einer reinen Translation durch das Windfeld bei den Multizellen offensichtlich, die ja eben durch die separaten Neubildungen charakterisiert werden (Marwitz, 1972b; Browning und Ludlam, 1962). Doch auch bei den anderen Zelltypen ist durch lokale Effekte und Inhomogenitäten eine weitere Verlagerungskomponente möglich (Marwitz, 1972c). Diese lokalen Effekte und Inhomogenitäten können dabei beispielsweise im oben angesprochenen Antriebsmechanismus, der auch intern wirkt, im Untergrund, der Orographie oder in der Umgebungsluft liegen (z.B. wenn in einem Bereich - sei es durch eine vorheriges Niederschlagsereignis - die Luft feuchter ist als an einer anderen Stelle). Dazu sind auch besondere, bestimmte Richtungen präferierende Interaktionen zwischen dem ausfließenden Kaltluftkörper, der umgebenen Windscherung und dem Auftrieb möglich (UCAR, 2003c), oder es kommt zu Zellvereinigungen (engl. *merging*) oder Zellteilungen (engl. *splitting*) oder generell Interaktionen mit anderen Zellen, die wiederum auf die Entwicklung/Verlagerung der beobachteten Zelle einwirken.

Diese Aufzählung der möglichen Wirkungsmechanismen ist bei weitem nicht komplett, sondern soll nur darlegen, wie komplex die Verlagerung einer Gewitterzelle ist (dargestellt durch einen

wie auch immer definierten Referenzpunkt (siehe Abschnitt „Zellverfolgung“ in 3.4). Es zeigt einmal mehr die hohe Variabilität der hochreichenden Feuchtekonvektion. Allerdings gilt auch, dass - wenn interne Prozesse wirksam sind, die für eine erhebliche Abweichung der Gewitterverlagerung vom mittleren (dichtegewichteten) Wind sorgen - die Gewitterzelle meist sehr kräftig ist bzw. oft als eine Superzelle (die eine massive Eigendynamik entwickelt) identifiziert werden kann (Davies-Jones, 2002).

In der operationellen Gewittervorhersage gibt es zahlreiche Methoden, die versuchen, anhand des Hintergrundwindfeldes (dargestellt durch den Mittelwind) und anhand statistischer Untersuchungen die mögliche Verlagerung abzuschätzen. Es hat sich gezeigt, dass eben vor allen die kräftigen Gewitter stärker von der Verlagerungsrichtung, wie sie aus dem Mittelwind zu erwarten ist, abweichen. Dieses macht erst einmal auch Sinn, so sind es doch gerade die kräftigen Entwicklungen, die das Umfeld durch interne Prozesse mit-/umgestalten. Neben einfachen Methoden, die aus der Erfahrung stammen, dass die meisten kräftigen Gewitter (insbesondere Superzellen) etwas langsamer und rechts vom Mittelwind wandern und mit absoluten Werten arbeiten (beispielsweise die auf rein empirischer Basis aufgestellten „20R85-“ oder „30R75-Methoden“<sup>3</sup>), gibt es auch Methoden, die bestimmte physikalische Prozesse abzuschätzen versuchen. Eine aktuell (insbesondere innerhalb der operationellen Wettervorhersagen des U.S. amerikanischen Wetterdienstes) recht häufig benutzte Methode ist die Bunkers-Methode mit der Erstellung des sogenannten Bunkers-Storm-Motion Vektors  $\vec{V}_{BM}$  (Bunkers et al., 2000), die vor allem die Verlagerung von Superzellen abschätzen soll. Ein Vorteil der Methode ist zunächst, dass sie invariant gegenüber der besonderen Lage des Vektors des Mittelwindes  $\vec{V}_{mittel}$  in einem speziellen Quadranten ist. Dabei wird durch sie formal eine Abweichung durch eine zusätzliche Bewegungskomponente quer zum Mittelwind abgeschätzt, die durch die Interaktion des konvektiven Aufwindes mit der Windänderung mit der Höhe (dargestellt durch den Schervektor  $\vec{V}_{scher}$ ) erzeugt wird (Rotunno und Klemp, 1982; Weisman und Klemp, 1982):

$$\vec{V}_{BM} = \vec{V}_{mittel} + D \left[ \frac{\vec{V}_{scher} \times \vec{k}}{|\vec{V}_{scher}|} \right], \quad (2.19)$$

mit  $D$  als ein aus statistischen Untersuchungen zu bestimmender Faktor ist, der den Einfluss quer zum Mittelwind beschreibt.

In einem Hodographen bedeutet dies, dass vom Mittelwind das Lot auf den Schervektor gefällt

<sup>3</sup>„20R85“ bedeutet hierbei eine abgeschätzte Gewitterverlagerung, deren Richtung **20** Grad **Rechts** vom mittleren Wind ist und eine Geschwindigkeit von **85%** des mittleren Windes aufweist, und „30R75“ eine abgeschätzte Gewitterverlagerung, deren Richtung **30** Grad **Rechts** vom mittleren Wind ist und eine Geschwindigkeit von **75%** des mittleren Windes aufweist (Vasquez, 2002).

oder errichtet wird, wobei dann auf dem Lot (in einem Abstand von  $D$  Einheiten (z.B. m/s) zum Mittelwind) der Bunkers-Storm-Motion Vektors liegt. Für  $D$  wird dabei zur Abschätzung der Verlagerung von Superzellen von Bunkers et al. (2000) ein Wert von 7 bis 8 m/s vorgeschlagen.

Daneben ist auch noch auf den besonderen Fall eines Multizellenclusters einzugehen. Hier kommt es, wie erwähnt, zu diskreten Zellneubildungen. Die Verlagerung des Gesamtklusters setzt sich damit zusammen aus der Verlagerung der einzelnen Zellen (durch Translation oder durch Translation in Verbindung mit anderen Prozessen) und der Verlagerung, die durch die jeweilige Zellneubildung an einer bestimmten Seite des Multizellenclusters zustande kommt. In Vektorschreibweise wäre damit der Verlagerungsvektor des Gesamtsystems (des Multizellenclusters)  $\vec{v}_k$  die Summe aus dem Verlagerungsvektor der einzelnen (Teil-)Zellen  $\vec{v}_h$  und einem Vektor  $\vec{v}_{neu}$  der aus der diskreten Verlagerung durch die Neubildung resultiert:  $\vec{v}_k = \vec{v}_h + \vec{v}_{neu}$ . Bei der in Abb. 2.8 dargestellten Verlagerung ist zu betonen, dass die Neubildung an der jeweils südöstlichen Flanke des Systems zwar in der Literatur häufig als bevorzugter Neubildungsort angegeben wird, aber prinzipiell (wie auch in Abb. 2.6 dargestellt) auch an anderen Flanken auftreten kann.

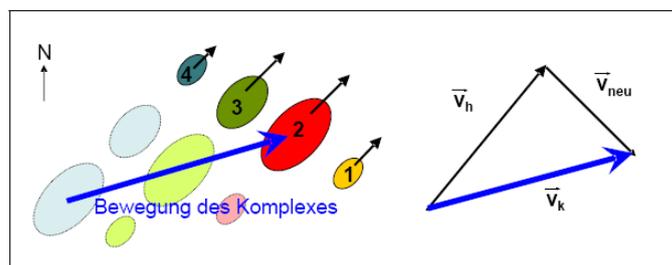


Abbildung 2.8: Verlagerung von Multizellen durch Zellneubildungen. Die Zahlen 1-4 beziehen sich auf das jeweilige Entwicklungsstadium, die Farben (blau, grün, rot, gelb) bezeichnen jeweils dieselbe Zelle. Dargestellt ist die Zellanordnung zu drei verschiedenen Zeitpunkten (links), der Verlagerungsvektor des Gesamtsystems  $\vec{v}_k$  als Summe aus dem Verlagerungsvektor der einzelnen (Teil-)Zellen  $\vec{v}_h$  und der Zellneubildung  $\vec{v}_{neu}$  (Kunz et al., 2003).

### 2.2.8 Zellteilung

Kräftige Gewitterzellen (insbesondere Superzellen) können sich manchmal teilen. Eine Zellteilung (engl. *splitting*) setzt meist eine ausgeprägte Windscherung mit der Höhe voraus. Durch dieses Windgeschwindigkeitsprofil (der gescherten Umgebung mit  $\partial v/\partial z$  oder  $\partial u/\partial z$ ) wird bodennah zunächst eine Rotation um eine horizontale Achse - horizontale Vorticity - verursacht. Durch den Gewitter-bildenden Aufwind wird nun diese in eine Rotation um eine vertikale Achse gekippt

(Abbildung 2.9 - links), es wird dementsprechend vertikale Vorticity  $\zeta$  erzeugt<sup>4</sup>. Es bildet sich am Rand des Aufwindbereichs ein vertikales Vorticity-Paar von entgegengesetztem Vorzeichen, eine zyklonal und eine antizyklonal rotierende Wirbelröhre. Dabei sind (über eine Betrachtung eines Stördruckes) an der rechten und linken Flanke des Aufwindes die Wirbel mit lokal niedrigerem Luftdruck („lokalen Tiefs“) verknüpft (für eine ausführlichere Beschreibung und Herleitung siehe Bluestein (1993)). Diese „lokalen Tiefs“ führen letztlich zu einer Verstärkung des Aufwindes an der rechten und linken Flanke des Aufwindbereichs, während sich dabei auch der Aufwindbereich verbreitert (Abbildung 2.9 - Mitte). Nun kann einerseits das Wirbelpaar vermehrt trockene Umgebungsluft in die Mitte der Aufwindregion transportieren (durch einen sog. *wake flow curl*), wobei die trockene Luft eine Teilung des Aufwindeschlauches anstoßen kann. Andererseits kann auch durch den einsetzenden Niederschlag und dem damit einsetzenden Abwind ebenso eine Teilung des Aufwindeschlauches (durch den Abwind werden die Wirbelröhren wieder nach unten gebogen) und damit der Zelle hervorgerufen werden (Abbildung 2.9 - rechts).

Dabei ist in der weiteren Entwicklung nach der Zellteilung zunächst keine der beiden „Tochterzellen“ bevorzugt, zumindest wenn nur eine Geschwindigkeitsscherung vorliegt. Wenn jedoch zusätzlich auch noch eine Richtungsscherung besteht, so lässt sich zeigen (Weisman und Klemp, 1982; Bunkers, 2010; Knöpfel, 2004), dass bei einem antizyklonal gekrümmten Hodographen die relativ zur Bewegungsrichtung rechts ziehende Zelle bevorzugt in ihrer Entwicklung ist. Bei einem zyklonal gekrümmten Hodographen ist dagegen die relativ zur Bewegungsrichtung links ziehende Zelle bevorzugt. Statistisch gesehen findet man in der großen Mehrzahl der Fälle rechts ziehende Zellen. Allerdings gilt diese Aussage nur im Hinblick auf den Einfluss durch das Umgebungsströmungsfeld. Insgesamt sind auch noch zahlreiche andere Einflüsse wirksam, wie z.B. Inhomogenitäten in der Stabilität der umliegenden Luftmasse oder der Orographie (vgl. 2.2.7), durch die ebenfalls eine Zelle gegenüber der anderen bevorzugt ist.

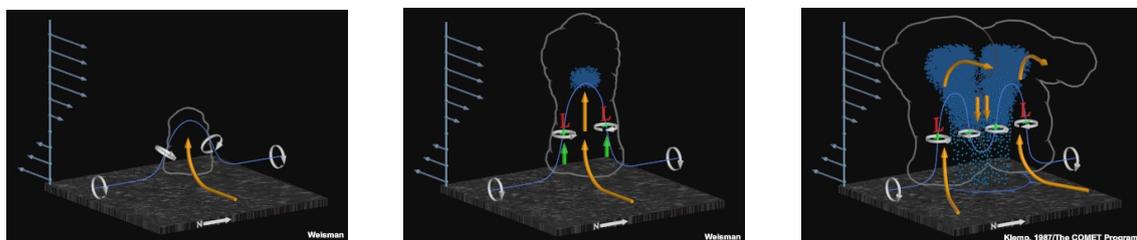


Abbildung 2.9: **links**: Neigung horizontaler Wirbel durch einen lokalen Aufwind. **Mitte**: Ausbildung eines vertikalen Wirbelpaares an den Flanken des Aufwindes (mit Bildung lokaler Tiefdruckgebiete (L)) **rechts**: Teilung der Zelle durch einen von Niederschlag induzierten Abwind (UCAR, 2010)

<sup>4</sup>In der vollständigen Vorticitygleichung wird diese Umwandlung durch den Dreherm oder Twistingterm  $\left( \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right)$  beschrieben.

### 2.3 Radarmeteorologische Analyse von Gewitterwolken

Nach den beiden vorherigen Abschnitten - dem der radarmeteorologischen Messungen und dem der Gewittersysteme - gilt es nun, eine thematische Verbindung zwischen den beiden herzustellen. Mit einfachen Worten: „Wie äußert sich die Gewitterentwicklung in Radardaten?“

Speziell bei relativ kleinräumigen Phänomenen wie Gewittern, die teilweise durch ein herkömmliches, synoptisches Beobachtungsnetz fallen, erweist sich ein Niederschlagsradar als ein sehr nutzbringendes Messsystem. Im Laufe der Jahre wurden durch systematische Studien bei der radarmeteorologischen Beobachtung von Gewitterzellen verschiedene Signaturen im Reflektivitätsfeld und Windfeld identifiziert, die eine Abschätzung der Intensität oder auch eine gewisse Zuordnung zu einer der verschiedenen Gewitterklassen (Einzelzellen-, Multizellen- oder Superzellengewitter) erlauben. Allerdings muss man fast vor der Vielzahl der zu beachtenden Aspekte (ob einer umfassenden Darstellung) kapitulieren, es ist insgesamt fast unmöglich, im Rahmen einer Einführung einen detaillierten Überblick zu geben, wenn man den Leistungen der gesamten wissenschaftlichen Arbeiten gerecht werden möchte.

Als Eckdaten oder evtl. auch Meilensteine sind aber sicherlich (wie in der Einleitung zum Teil erwähnt) neben der ersten grundlegenden Arbeit von Byers und Braham Jr (1948) die Arbeiten von Browning (Browning und Ludlam, 1962; Browning, 1962, 1963; Browning und Donaldson Jr., 1963; Browning, 1964; Browning und Atlas, 1965; Browning, 1965; Browning et al., 1968; Browning und Foote, 1976; Browning et al., 1976) zu nennen, bei denen neben der Definition einer Superzelle als Gewitterform, auch das grundlegende Modell einer Multizelle sowie der Zirkulation innerhalb der verschiedenen Gewitter (auch im Hinblick auf die Hagelbildung) geschaffen wurde.

Um konkret ein paar Aspekte zu zeigen oder Aussagen zu treffen, muss jedoch noch einmal betont werden, dass bei der Fernerkundung eines Gewittersystems mittels eines Radars die räumlichen und zeitlichen Auflösungen zum Teil recht grob sind und je nach Entfernung zum Radar recht unterschiedlich ausfallen. Ein Reflektivitätswert repräsentiert einen gesamten (meist inhomogenen) Volumenbereich, wobei hier wiederum eine Abhängigkeit zum Größenspektrum (siehe Gleichung 2.4 - mit der Relation zur Streueranzahl und vor allem der Streuergröße  $Z \propto D^6$ ) und der Phase (eisförmig, flüssig) besteht. Dazu gibt es noch weitere mögliche Fehler oder Probleme (vgl. Abschnitt 2.1.2), so dass generell die Aussagen mit einer gewissen Vorsicht zu betrachten sind und eine natürliche Variabilität (Fehlerrauschen) im Datensatz auftritt. Die folgenden Ausführungen sind also als grober Rahmen zu betrachten. ***Im individuellen Fall wird die Ausprägung des Gewitters in den Radardaten recht unterschiedlich sein.***



ab der ersten visuellen Detektion (das ist der Zeitpunkt, an dem die Einzelzelle zum ersten Mal als Wolke für das menschliche Auge<sup>6</sup> sichtbar ist) zählt:

**10 Minuten:** Das erste mittels Radar detektierte Echo fällt nicht mit dem Beginn des Cumulusstadiums zusammen. Zuvor sind in der sich bildenden Wolke die Wolkentröpfchen generell noch zu klein, um beim C-Band Radar ein (signifikantes) Echo zu erzeugen. Das erste Radarecho tritt etwa in der Mitte, oder kurz nach der Mitte des Cumulusstadiums auf. Räumlich gesehen ist das Radarecho als abgegrenzter Bereich in einer gewissen Höhe über Grund sichtbar. Nach Browning und Ludlam (1962) liegt die Höhe in Europa im Mittel bei 3000 bis 4600 Meter (10000 bis 15000 ft), doch diese Angabe muss kritisch betrachtet werden. Die Höhe bzw. der Höhenbereich ist letztlich von den Zustandsparametern der Luftmasse abhängig, die die unterschiedlichen Kondensationsniveaus bestimmen (die Höhe des ersten Echos ist beispielsweise niedriger in feuchter Luft (UCAR, 2010)). Es muss erst einmal (bei der Betrachtung der Gesamtheit der Entwicklungen) von einer recht variablen ersten Echohöhe ausgegangen werden. An einem bestimmten Tag mit einer bestimmten, vorherrschenden Luftmasse kann dagegen eine relativ konstante erste Echohöhe vorherrschen, wobei auch hier mit der tageszeitlichen Erwärmung (mit einer Verstärkung des Aufwindes) sicherlich eine leichte Anhebung dieser Höhe stattfindet. Eine Aussage, die jedoch generell getroffen werden kann, ist, dass das Echo zur Entwicklung von kräftigerer hochreichender Feuchtekonvektion zumindest oberhalb des LFC liegen sollte.

**15 Minuten:** Dieser Zeitpunkt liegt noch im Cumulusstadium, wobei die Zelle noch meist durchweg aus dem Aufwind besteht. Das Radarecho weitet sich dabei weiter aus. Es gewinnt an Umfang und an Intensität, wobei letzteres bedeutet: die Reflektivitäten nehmen allgemein zu. Der Echobereich hat immer noch keine Verbindung zum Boden. Die Zelle ist im Radarbild noch „kopflastig“. Prinzipiell sollte der Schwerpunkt noch etwas ansteigen.

**20 Minuten:** Dieser Zeitpunkt markiert den Übergang zum Reifestadium. Das Echo gewinnt weiter an Umfang und Stärke, wobei es sich zunehmend nach unten ausweitet und schließlich den Boden erreicht. Es ist dieser Zeitpunkt, der den Niederschlagsbeginn darstellt und den Übergang zur Reifephase repräsentiert. Der Schwerpunkt sollte sich nun senken.

**25 Minuten:** Während des Reifestadiums ist die größte Niederschlagsintensität erreicht, wobei auch evtl. die Stärke des Echos noch etwas zunehmen kann. Der Abwind übernimmt wäh-

---

<sup>6</sup>Zu den Unterschieden zwischen der Erfassung des Gewitters mit dem menschlichen Auge und dem Radar siehe auch A.4.

rend dieses Stadiums die dominierende Rolle. Der Schwerpunkt senkt sich weiter und die Zelle im Radarbild wird „fußlastig“.

**30 Minuten:** Das Auflösestadium ist erreicht. Das Radarecho senkt sich weiter und nimmt an Stärke ab. Es breitet sich evtl. in Bodennähe etwas aus, wobei es im Folgenden dann innerhalb des Grundzyklus verschwindet. Allerdings kann daneben auch ein neues Zellwachstum wieder durch die ausfließende Kaltluft angeregt werden (abhängig vom LFC, der Tiefe des Kaltluftkörpers, der Stabilität der Umgebungsluft und vielen anderen Faktoren).

Wie schon beim ersten Punkt bzw. in der Einleitung zu diesem Abschnitt erwähnt, soll die gegebene Darstellung nur ein Anhaltspunkt sein. Insbesondere hängt auch die „Lebensdauer“ der Zelle von der Stärke des Aufwindes und dem Umfang der Zelle ab, wobei diese Abhängigkeiten auch nicht linear sind und wechselwirken. Generell lässt sich jedoch sagen, dass Zellen, die eine größere CAPE zur Verfügung haben, oft einen größeren und höher reichenden Aufwind entwickeln, der länger anhält und mehr Niederschlagsteilchen länger in der Schwebe bzw. dann auch im Wachstumsbereich halten kann.

Abschließend lässt sich feststellen: Wenn man den Gewitterprozess als einen Umsatz (Hebung von Luft, Kondensation, Bildung von Niederschlagsteilchen und Abregnen) auffasst - was sicherlich im Rahmen einer radarmeteorologischen Untersuchung, durch die man einen Messwert für ein relativ großen Volumenbereich erhält, eine belastbare Methode darstellt -, dann kann man gewisse einheitliche Muster erkennen.

Eine Multizelle lässt sich demgemäß beispielsweise erst einmal grob als zusammengesetzt aus mehreren Zellen beschreiben, die jeweils eine unterschiedliche Entwicklungsstufe und damit auch eine unterschiedliche Ausprägung in dem Radarzyklus haben oder auch als eine mehr oder weniger ineinander übergehende Abfolge der Entwicklungszyklen.

Bei der Superzelle kann man daneben auch zunächst argumentieren, dass ihre Ausprägung, durch den kontinuierlichen Aufwind oder Zustrom, erst einmal einen zeitlich gesehen sehr längeren Zyklus aufweisen muss. Eventuell sogar in dem Sinne, dass die Reifphase ein quasistationärer Zustand ist.

Allerdings wird dieser stationäre Reifezustand einer Superzelle sicherlich nur in den groben Zügen zu erwarten sein. Im Feineren wird man bei längeren Entwicklungen auch immer wieder neue kurze Aufwindstöße bemerken, die neue mit dem Radar detektierbare Hydrometeore in die Höhe bringen oder dort „entstehen“ lassen. Es wird sich evtl. ein Pulsieren zeigen (dessen Erkennung jedoch wiederum von der Frequenz der Pulse und der Abtastfrequenz des Radars abhängt). Im Hinblick auf eine Superzelle ist dies nach LaDue und LaDue (2008) in der Art möglich, dass

vor allem die untersten Radarecho-Bereiche der erfassten Superzelle (der „Niederschlagsfuß“) in einem quasi-stationären (Beharrungs-)Zustand bleiben (d.h., dass hier das Volumen der Bereiche, die eine gewisse Mindestreflektivität aufweisen, oder auch der Umfang der Reflektivitäten im Zellbereich unter dem LFC relativ konstant bleibt), was auch konform mit der Auffassung der generellen Stationarität der Entwicklung ist. In den höheren Regionen (insbesondere oberhalb des LFC) kann dagegen wahrscheinlich ein Pulsieren (d.h. beispielsweise eine ausgeprägtere Zu- und Abnahme des Volumens der Bereiche, die eine gewisse Mindestreflektivität aufweisen) beobachtet werden kann. Dabei sollte der „Umfang“ der Superzelle oberhalb des LFC aber generell weiterhin relativ umfangreich bleiben, d.h. dass beispielsweise das Volumen der Bereiche, die eine gewisse Mindestreflektivität aufweisen, über dem LFC auch in den Phasen um ein lokales Minimum recht groß ist.

### 2.3.2 Lokale Radarsignaturen

Neben diesen mehr oder weniger „integralen“ Mustern lassen sich im konkreten Fall auch Signaturen im Radarbild beobachten, die mit bestimmten Entwicklungen in Zusammenhang stehen. Im Speziellen heißt dies, dass gerade in der operationellen Vorhersage im sogenannten Kürzestfrist- (*Nowcasting*)bereich (bei der man aus der Erscheinung der Gewitterwolken zu einem Zeitpunkt auf die Stärke des Gewitters bzw. das Unwetterpotenzial schließen möchte) auf solche Signaturen geachtet wird. Diese Hinweise ergeben sich durch langjährige Erfahrung und gewisse Zusammenhänge, die sich wiederum aus den konzeptionellen Modellen und den Grundlagen der Radarmessung ergeben.

Dabei muss zum zugrundeliegenden Konzept noch einmal betont werden, dass die räumlichen und zeitlichen Ausprägungen der Radarsignatur, die auf eine stärkere oder sich verstärkende Gewitterentwicklung hindeutet, mehr oder weniger mit der Stärke des Aufwindes verbunden sind. Mit anderen Worten: Je größer und/oder langlebiger die Signatur, desto stärker war/ist der wirksame Aufwind. Bei den Signaturen, die sich aus dem Feld der Dopplergeschwindigkeiten ergeben, kann die Stärke des Gewitters, normalerweise durch die Werte der gemessenen Radialgeschwindigkeiten abgeschätzt werden. Allerdings muss man meist die Geschwindigkeiten noch in Relation zur Verlagerungsgeschwindigkeit der gesamten Gewitterzelle betrachten. Außerdem sind auch Artefakte möglich. Wenn die Gewitterwolke nach einer eventuellen Rotation (s.u.) untersucht werden soll, dann kann bei einer Vereinigung von zwei Gewitterzellen unter Umständen eine Rotation interpretiert werden, obwohl nur die zwei sich vereinigen Gewitterzellen erst einmal einen gewissen

Verlagerungsunterschied aufweisen.

Daneben können die einzelnen Radarsignaturen und die Entwicklungsausprägungen der Gewitterzelle zeitversetzt auftreten, wobei generell zu beachten ist, dass meist erst der verstärkte Aufwind auftritt, und dann (zu einem späteren Zeitpunkt) zeigt sich (aufgrund des verstärkten Aufwindes) eine bestimmte Signatur bzw. eine generelle Intensivierung des Echos. Daneben muss, wenn man einzelne bestimmte Signaturen (von unterschiedlichen Gewittern oder zu einem unterschiedlichen Zeitpunkt) vergleicht, immer bedacht werden, dass die Radardaten in verschiedenen Entfernungen gemessen wurden. So kann beispielsweise ein weit entferntes Gewitter bei einem dort weiter geöffneten Radarstrahl schwächer erscheinen, als ein Gewitter, das in der Nähe des Radars erfasst wird und wo der Radarstrahl noch nicht so aufgeweitet ist (das Messvolumen also kleiner bzw. die Auflösung feiner ist). Insbesondere wird dieser Effekt relevant, wenn ein Gewitter vom Radar wegzieht, oder sich zum Radar hinbewegt. Dann kann allein durch die Änderung der Auflösung ein Gewitter scheinbar schwächer oder stärker werden.

Die folgende Zusammenstellung der Signaturen, die auf ein starkes Gewitter hindeuten können, lehnt sich zum einen an die umfassende Darstellung des Australischen Wetterdienstes an, die im Rahmen eines Onlinemoduls im MetEd/COMET Programms als Teil der University Corporation for Atmospheric Research's (UCAR's) Community Programs (UCP) gegeben wird (UCAR, 2010), zum anderen an die durch den U.S. amerikanischen Wetterdienst (NWS) verbreiteten Hinweise zum Kurzzeit- (*Nowcast*-)Warnmanagement bei konvektiven Unwetterereignissen (NWS, 2011). Dabei werden für die Signaturen die englischsprachigen Fachausdrücke angegeben, da diese (wie in Kraus und Ebel (2003) für die allgemeinen Gewitterbezeichnungen treffend beschrieben) in der Regel sehr treffend sind und Verwirrungen durch Übersetzungs-Ungereimtheiten vermeiden.

- **Signaturen im oberen Höhenniveau (*Upper-level signatures*)**

- **höchste Höhe über Grund des 50 dBZ Reflektivitätswertes (50 dBZ Echo Top)**

- Ein langgestrecktes oder hohes Echo mit einer Reflektivität von 50 dBZ oder mehr kann auf größeren Hagel und damit einen kräftigeren Aufwind hinweisen, besonders, wenn das Echo weit oberhalb der 0°C Grenze liegt und in die Zone des optimalen Hagelwachstums zwischen -10 und -25°C hineinreicht.

- **Anomale Gewitterverlagerung** Wenn eine Gewitterzelle im Gegensatz zum mittleren Wind oder anderen bisher schwächeren Gewitterzellen eine deutlich andere (anomale) Verlagerungsrichtung aufweist, dann kann dies (nach Abschnitt 2.2.7) ein Hinweis auf ein kräftiges Gewitter bzw. insbesondere auf eine Superzelle oder eine Trans-

formation zu solch einer sein.

- **Divergenz in oberen Bereich der Gewitterzelle (*Storm Top Divergence*)** Diese Signatur im Dopplerwindfeld deutet, bei einer kräftigen Ausprägung, (über die Kontinuitätsgleichung - Erhaltung der Masse) auf einen kräftigen Aufwind hin, mit dem wiederum in der Regel kräftige Gewitterentwicklungen verknüpft sind (Witt und Nelson, 1991).
- **Signaturen im mittleren Höhengiveau (*Mid-level Signatures*)**
  - ***Three Body Scatter Spike*** Diese Signatur, die teilweise auch als „*Hail spike*“ (dtsh. Hagel Dorn) oder „*Hail flare*“ (dtsh. Hagel-Fackel) bezeichnet wird, ist letztlich ein Artefakt der elektromagnetischen Radarmessung, bei dem hinter der Gewitterzelle ein sich radial ausdehnender schwächerer Reflektivitätsbereich angezeigt wird. Bei im Bezug auf die Radarwellenlänge großen Hydrometeoren wie z.B. großen Hagelkörnern (hier ist die Rayleigh -Approximation nicht mehr gültig und die Streuung muss exakt nach Mie beschrieben werden (vgl. Abschn. 2.1.1)), wird ein Teil der Strahlung an den Hydrometeoren zum Boden, von dort wieder zu den Hydrometeoren und noch einmal zurück zum Radar gestreut. Diese Strahlung kommt etwas später bei der Antenne an als die direkt reflektierte, so dass hinter dem Hydrometeor der radial ausgedehnte Echobereich entstehen kann. Diese Signatur kann jedoch speziell zur Erkennung von größerem Hagel nur bei S-Band Radaren und weniger bei C-Band Radaren genutzt werden, da hier diese Signatur auch schon bei größeren Regentropfen auftreten kann. Die Signatur ist zudem eine ausreichende, aber keine notwendige Bedingung zur Detektion von größerem Hagel (Lemon, 1998).
  - **Mesozyklone im mittleren Gewitterbereich (*Mid-level mesocyclone*)** Diese Signatur in den Dopplerwinddaten beschreibt einen Wirbel in der mittleren Höhe (etwa die Mitte zwischen der Unter- und Obergrenze der Gewitterzelle), der bestimmte Kriterien hinsichtlich seiner gewitter-relativen sowie zeitlichen Ausdehnung und Stärke aufweist. Mit ihr soll dabei eine mögliche Rotation der Gewitterwolke erkannt werden, die auf eine Superzelle hindeutet.
  - **V-förmige Einkerbung im vorderen Gewitterbereich (*Forward Flank Notch*)** Diese Signatur kann ebenfalls verknüpft werden mit einem starken und beständigen Aufwind (Lemon, 1976), wobei die wirksamen physikalischen Mechanismen zur Erzeugung dieser Signatur noch nicht geklärt sind.

- **Signaturen im tiefen (bodennahen) Höhengniveau (*Low-level Signatures*)**
  - **starker bodennaher Gradient der Reflektivität (*tight low-Level reflectivity gradient*)** Ein starker Gradient der Reflektivität insbesondere an der „Versorgungs“- Aufwind-Seite der Gewitterzelle deutet darauf hin, dass Hagel oder starker (großtropfiger) Regen (die für hohe Reflektivitäten verantwortlich sind) nah an den bodennahen Aufwindbereich angrenzt. Es wird damit einerseits (durch die hohen Reflektivitäten) gezeigt, dass zur Bildung von Hagel oder starkem Regen in der Regel kräftige Aufwinde vorhanden sind/waren und andererseits (durch den starken Gradienten) der Auf- und Abwindbereich räumlich getrennt sind/bleiben, was wiederum hilfreich für die weitere Entwicklung des Gewittersystems ist.
  - **hakenförmiges Echoanhängsel (*Hook Echo*)** Die Signatur beschreibt (grob gesagt) ein hakenförmiges Echo-Anhängsel, das durch Niederschlag entsteht, der sich um einen rotierenden Aufwind dreht. Es kennzeichnet insbesondere eine Superzelle und wird oft in Zusammenhang mit einer *Weak Echo Region* (s.u.) beobachtet.
  - **Bodennahe (*Low-level*) Konvergenz** Ähnlich wie die zuvor beschriebene Signatur - der Divergenz im oberen Bereich der Gewitterzelle - deutet eine im Dopplerwindfeld sichtbare starke bodennahe Konvergenz (über die Kontinuitätsgleichung - Erhaltung der Masse) auf einen kräftigen Aufwind hin, mit dem wiederum in der Regel kräftige Gewitterentwicklungen verknüpft sind.
  - **Starke bodennahe Winde** Diese Signatur zeigt im Dopplerwindfeld die direkten „spürbaren“ Auswirkungen des Gewitters als kräftigen (umgebogenen) Downburst (siehe Abschnitt 2.2.5).
  - **bogenförmiges Echo (*Bow Echo*)** Ein bogenförmiges Echo kann einerseits bei einer isolierten, etwas ausgedehnteren Gewitterzelle (insbesondere einer stärkeren Multi-zelle) oder im Bereich einer Gewitterlinie (*squall line*) auftreten. Das Vorhandensein dieser Signatur deutet dabei auf das Vorhandensein eines kräftigen rückseitig einfließenden Starkwindbandes (engl. *Rear Inflow Jet*, RIJ), das, wenn es sich weiter zum Boden mischt, durch den vertikalen Impulstransport für starke, evtl. unwetterträchtige Gewitterböen sorgt.
  - **Bodennahe (*Low-level*) Mesozyklone** Eine bodennahe (*Low-level*) Mesozyklonen Signatur im Gewitter-relativen Dopplerwindfeld innerhalb des Gewitterbereichs deutet auf eine Superzellen-Gewitter hin, wobei zur Aussagekraft auch gewisse Anforderungen hinsichtlich des genauen Ortes, des räumlichen und zeitlichen Umfangs und

der Stärke der Signatur bestehen. Insbesondere sollte sie im Übergangsbereich zwischen dem Ab- und Aufwind liegen. Die durch die Mesozyklone angezeigte Rotation ist verknüpft mit vertikaler Vorticity, die durch das Kippen (Drehen) der umgebenden horizontalen Vorticity in der Nähe des rückseitigen Abwindes (Drehterm der Vorticitygleichung - siehe Abschnitt 2.2.8) und eine nachfolgende Streckung (engl. *stretching* - Divergenzterm der Vorticitygleichung) entsteht. Die Vorticity wird an der Böenfront verstärkt und (zumindest zum Teil) erzeugt durch horizontale Gradienten im bodennahen Auftrieb. Die horizontale Vorticity, sobald sie durch einen starken bodennahen Aufwind gekippt wurde, wird nachfolgend gestreckt durch die im selben Aufwind beschleunigte Luft.

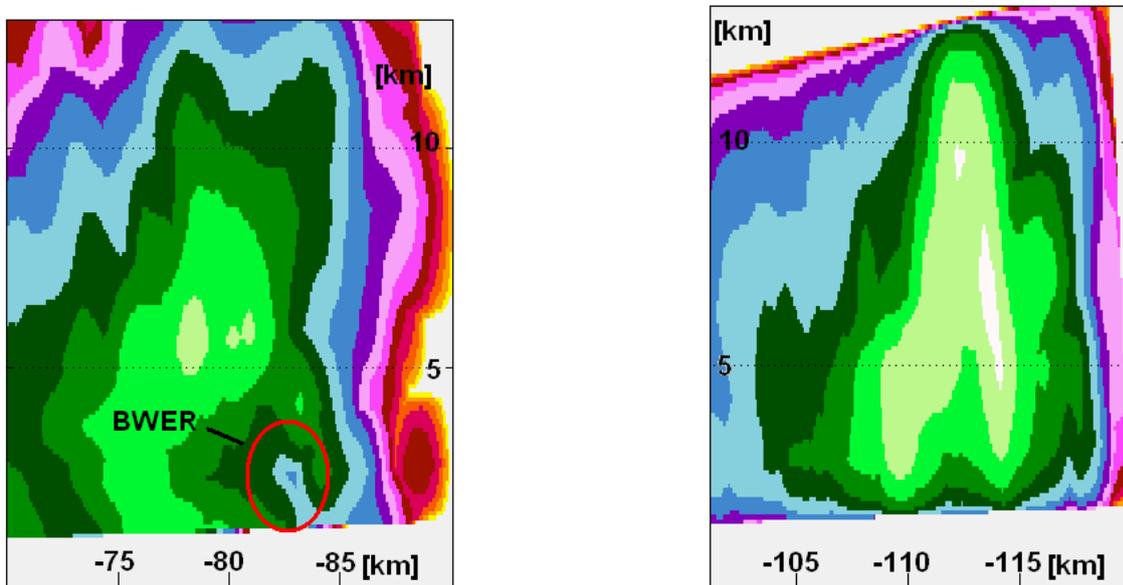


Abbildung 2.11: **Links:** Gegen den Uhrzeigersinn gedrehter Seitenriß einer Gewitterzelle vom 24.08.2011 14:20 UTC bei Offenburg. Mit roter Ellipse markiert: eine begrenzte Schwachechozone; aus dieser Zelle fiel kurz danach großkörniger Hagel, der für erhebliche Schäden sorgte (z.B. in der Gemeinde Durbach mit kompletter Zerstörung einiger Weinfeldern (Vereinigten Hagelversicherung)) - **Rechts:** Gegen den Uhrzeigersinn gedrehter Seitenriß einer Gewitterzelle vom 24.08.2011 14:20 UTC bei Villingen-Schwenningen vom 28.06.2006 17:34 UTC. Sichtbar ein sogenannter „Hot Tower“ - „Hagelturm“ mit Reflektivitäten über 60 dBZ, im Kernbereich auch über 65 dBZ. Diese Zelle sorgte für enorme Hagelschäden in Millionenhöhe durch teilweise hühnereigroße Hagelkörner.

- **Signaturen über einen ausgedehnten Höhenbereich (*Multi-level Signatures*)**

- **Schwachechozone (*Weak Echo Region - WER*)** Diese Radarsignatur innerhalb des Gewitters beschreibt einen Bereich mit einem lokalen Minimum der Reflektivität. Es kennzeichnet insbesondere einen Bereich mit starken Aufwinden.

- **räumlich begrenzte Schwachechozone (*Bounded Weak Echo Region* - **BWER** - siehe **Abbildung 2.11** - **rechts**)** Es ist ähnlich wie die vorherige Signatur (d.h. es kennzeichnet einen kräftigen Aufwindbereich), nur dass nun das lokale Minimum der Reflektivität deutlich abgegrenzt oder umgeben ist zu/von Bereichen höherer Reflektivität oberhalb und an der Seite. Auf dem Radarbild ist teilweise auch eine richtige Kuppel im Aufriß sichtbar, im horizontalen Aufschnitt ein „Loch“. Der sehr kräftige Aufwind verhindert die Bildung von größeren Hydrometeoren, bevor die durch den Aufwind transportierte Luft das Gleichgewichtsniveau (den Gewitteramboss) erreicht hat.
- **sehr hohe Reflektivitäten („*Hot tower*“ - siehe **Abbildung 2.11** - **links**)** Sehr hohe Reflektivitäten (in der operationellen Vorhersage: 60 dBZ oder mehr) sind (nach Glg. 2.4) prinzipiell mit größeren Steuern (hoffentlich Hydrometeore, meist auch Hagel) verknüpft. In der weiteren Zusammenhangskette lässt sich - wie schon erwähnt - argumentieren, dass zur Erzeugung dieser großen Hydrometeore ein kräftiger Aufwind nötig ist, der die wachsenden Hydrometeore länger im Wachstumsbereich hält (für Hagel insbesondere im Bereich zwischen  $-10^{\circ}\text{C}$  und  $-25^{\circ}\text{C}$ , in dem reichlich unterkühltes Wasser anzutreffen ist) bzw. bei einer Rotation des Aufwindschlauches die Trajektorien der wachsenden Hydrometeore auch räumlich verlängert (Jaeneke, 1998).

Im Hinblick auf die Signaturen muss noch einmal erwähnt werden, dass sie zwar insgesamt auf schwere Gewitter (im speziellen Superzellen) hindeuten, aber nicht notwendig sind. Das heißt: Obwohl sich ein schweres Gewitter entwickelt, müssen die Signaturen nicht sichtbar sein.

# 3. Datengrundlage

## 3.1 IMK C-Band Doppler Radar

Die Grundlage der Fallstudien über die vierdimensionale Entwicklung schwerer Einzelgewitter bilden die Daten des Karlsruher Niederschlagsradars. Bei diesem handelt es sich um ein C-Band Doppler Radar, das vom Institut für Meteorologie und Klimaforschung am KIT Campus Nord betrieben wird. Die wichtigsten technischen Daten sind in Tabelle 3.1 aufgeführt.

Tabelle 3.1: Technische Daten des IMK Dopplerradars

Gerätetyp	C-Band Doppler Radar METEOR 360 AC
Hersteller	Gematronik GmbH, Neuss
Koordinaten	geografisch: 8 deg 26' 12" E, 49 deg 5' 39" N; 148 Meter über NN, 38 Meter über Grund
Frequenz	5620 MHz
Wellenlänge	5.4 cm
Pulsleistung	250 kW (84.2 dBm)
Pulswiederholfrequenz	250 bis 1150 Hz
Pulsdauer	0.85 $\mu$ s (short pulse); 2.0 $\mu$ s (long pulse)
Keulenbreite bei -3 dB	0.98 Grad (Hauptkeule)
Antennendurchmesser	4.2 m
Gain (Antennengewinn)	44.7 dB
Sensitivität (MDS bei 10 km)	-109 dBm
Reichweite	120 km (Regen- und Windmessung), volles Volumen; 300 km (Reflektivität), PPI
Messgrößen	Reflektivität, radiale Windgeschwindigkeit
Abgeleitete Größen	Niederschlagsintensität, vertikaler Flüssigkeitsgehalt, Windprofil
Messbereich Reflektivität	-31.5 bis +95 dBZ
Radialgeschwindigkeit	-45.9 bis +45.9 m/s
Auflösung	1° azimuthal, 500 m radial

Benutzt werden sogenannte Volumendatensätze der Reflektivitätswerte und Dopplerwindgeschwindigkeiten. Sie werden dadurch gewonnen, dass von der Radarantenne nacheinander 14 Elevationen (0.4°, 1.1°, 2.0°, 3.0°, 4.5°, 6.0°, 7.5°, 9.0°, 11.0°, 13.5°, 16.0°, 20.0°, 24.0° und 30.0°)

angesteuert werden, wobei für jede Elevation  $\phi$  die Antenne eine komplette  $360^\circ$  Drehung vollführt. Während jeder Umdrehung und für jede Elevation wird die Reflektivität bis zu einem maximalen Abstand von 120 km vom Radar bestimmt (Abbildung 3.1, links). Bei einer Pulsdauer  $\tau$  von  $0.85 \mu\text{s}$  beträgt die minimale radiale Auflösung  $a_1$  (engl. *range bin*) ca. 125 m. Doch werden diese Werte - zur Erzielung statistisch unabhängiger, zuverlässigerer Werte - über 4 Volumenelemente gemittelt. Dementsprechend ist die verwendete radiale Auflösung 500 m. Die azimutale Mittelung liegt bei  $1^\circ$ . Insgesamt umfasst somit jeder Volumendatensatz  $240 \times 360 \times 14$  Meßvolumina.

Der zeitliche Abstand zwischen zwei Volumendatensätzen beträgt bei den in dieser Studie verwendeten Reflektivitätsdatensätzen 5 Minuten, wobei die Uhrzeit eines Volumendatensatzes jeweils den Beginn der Messung angibt.

Die Standardausbreitung der Radarstrahlen bei den verschiedenen Elevationen (Abbildung 3.1 - rechts, als Beispiel für eine Blickrichtung des Radars nach Süden) zeigt, dass die Daten der untersten beiden Elevationen des IMK-Radars anfällig für eine Abschattung sind, d.h. dass auch die Gebirgszüge in der Umgebung die Messung beeinflussen. Im speziellen sind dies bei der zweituntersten Elevation ( $1.1^\circ$ ) noch Teile der Schwarzwalds und des Pfälzer Walds. Ab einer Elevation von  $2.0^\circ$  breitet sich der Radarstrahl ungestört aus. Im Vergleich zu den für die Untersuchung der Gewitterzellen jeweils verwendeten Meßvolumina ist der Effekt der Abschattung nur gering. Meist sind die untersuchten Gewitterzellen in einem unabgeschatteten (oder nur für die erste Elevation von  $0.4^\circ$  teilweise abgeschatteten) Bereich bzw. sind die übrigen Elevationen für die Untersuchung der Volumenentwicklung ausreichend (resp. zu allen Beobachtungszeitpunkten der Zelle gleich).

In der Abbildung (3.1 - rechts) ist zudem der sogenannte *cone of silence* (zu dtsh. „Toter Trichter“) dargestellt. Bei diesem handelt es sich um ein kegelförmiges Gebiet, das nicht vom Scanmuster des Radars erfasst wird. Im vorliegenden Fall fängt dieser Bereich ab etwa einer Elevation von  $30.0^\circ$  an. Deshalb werden im Hinblick auf die Relevanz für diese Arbeit Gewitter bzw. Teile von Gewittern, die in einer zu geringen Entfernung zum Radar auftreten, nicht erfasst. Im Speziellen sind es meist die oberen Bereiche der Gewitterzellen, die zeitweise in dem *cone of silence* liegen. Man sagt in dem Fall auch, dass das Gewitter „unterschossen“ wird. Dabei ist es auch zu bedenken, dass bei einer Verlagerung des Gewitters zum Radar oder vom Radar weg, evtl. durch diese *cone of silence* Problematik, eine unnatürliche Volumenerniedrigung oder Volumenvergrößerung auftreten kann.

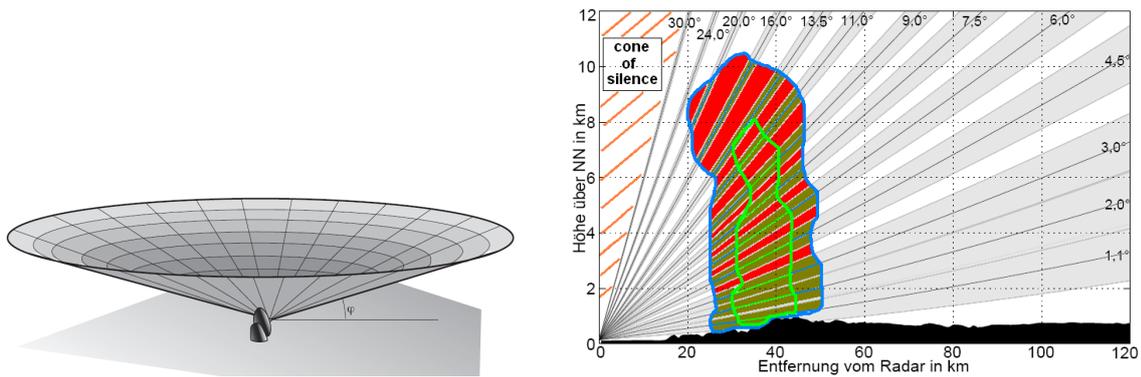


Abbildung 3.1: **links**: Scanmuster bei einer Elevation  $\varphi$  mit Aufteilung in Radialsegmente (Arasa, 2010) - **rechts**: Verlauf der Radarstrahlen bei Standardbedingungen in einem Schnitt vom Radarstandort aus nach Süden. Graue Flächen: Bereiche, die von der Radarkeule innerhalb der 3 dB-Keulenbreite überdeckt werden. Durchgezogene schwarze Kurven: Strahlmitten ( $0.4^\circ$ -Elevation wurde nicht eingezeichnet). Schwarz ausgefüllt: Orographie. Orange schraffiert: *cone of silence* (modifiziert nach Straub (2002))

## 3.2 Volumen eines Radar-Strahlelementes

Ein Hauptbestandteil dieser Arbeit ist die Untersuchung der Volumenänderung bzw. der Änderung des mit der Reflektivität gewichteten Volumens ein Gewitter repräsentierenden RC (= reflectivity core, zusammenhängende Einheit von Volumenelementen, deren Reflektivitätswert einen bestimmten Schwellenwert überschreitet - siehe Abschnitt 3.4).

Im idealen Fall wäre das Volumen eines RCs die Summe aller Pulsvolumina, denen jeweils ein Messwert (Reflektivität) im zusammenhängenden Zellbereich des Volumendatensatzes - der größer ist als der bei der Bestimmung der Zelle eingestellte Schwellenwert - zugeordnet wird. Das reale Pulsvolumen - das Volumen, aus welchem zu einem bestimmten kurzen Zeitpunkt die gestreute Strahlung zum Radar zurückkommt - ist jedoch generell nicht eindeutig begrenzt und bestimmbar. Dies ist zunächst auf die reale Richtcharakteristik der Radarantenne zurückzuführen. Die Richtcharakteristik gibt an, wie gut eine Antenne in einer bestimmten Richtung empfängt bzw. sendet. Darin findet man jedoch außer einer Hauptkeule auch noch mehrere Nebenkeulen und eine Rückkeule, die zwar im Vergleich zur Hauptkeule nur einen Bruchteil der Strahlung beinhalten, doch insgesamt den Richteffekt ungünstig beeinflussen.

In diesem Sinne empfängt zum einen das Radar auch zu jedem Zeitpunkt Strahlung, die über die Nebenkeulen ausgestrahlt und reflektiert wurde. Zum anderen besitzt auch die dominierende Hauptkeule selbst keine scharfen Grenzen. Um trotzdem zu einem brauchbaren Wert zu kommen, ignoriert man die Nebenkeulen und nähert die Hauptkeule durch eine Gauß-förmige Leistungsdichteverteilung an. Dabei bestimmt man aus der angenäherten Leistungsdichteverteilung den

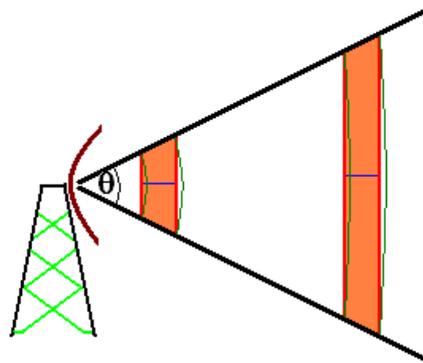


Abbildung 3.2: Konzeptionelle Darstellung der Aufweitung der Radarstrahls bzw. Vergrößerung des Pulsvolumens (Orange) bei einem Öffnungswinkel  $\theta$

Winkelbereich des Antennendiagramms (die Halbwertsbreite), in dem noch mindestens die Hälfte der maximalen Leistung abgestrahlt wird (also den Winkel, bei dem die gesendete Intensität von der Spitze der Hauptkeule auf die Hälfte - um 3 dB - abgefallen ist). Diesen Winkelbereich verwendet man letztlich als Keulenbreite der Radarstrahlung<sup>7</sup>. Mit einem der Halbwertsbreite ( $\theta$ ) entsprechenden Öffnungswinkel erhält man idealisiert einen Messkegel (Abb. 3.2), in dem nacheinander die beim gepulsten Radar verschiedenen Pulsvolumina - als Kreisscheiben - in Radialrichtung liegen. Die Dicke dieses Pulsvolumens, also die Ausdehnung in Strahlrichtung ist  $h/2 = c\tau/2$ .

Die zur Volumenberechnung benötigte Fläche normal zur Strahlrichtung ergibt sich aus der Halbwertsbreite der Hauptkeule. Die mittlere normale Fläche ist bei einer angenommenen rotations-symmetrischen Keule<sup>8</sup> ein Kreis mit dem Radius  $r\theta/2$ . Dabei ist  $r$  die Entfernung zwischen dem Radar und der Mitte des Messvolumens. Das idealisierte Pulsvolumen  $V_{pulse}$  ergibt sich nach diesen Ausführungen zu:

$$V_{pulse} = \frac{h}{2} \pi \left( \frac{r\theta}{2} \right)^2 = \frac{\pi r^2 \theta^2 c\tau}{8}$$

Allerdings ergeben sich mit diesem Pulsvolumen für die Berechnung des RC-Volumens einige Schwierigkeiten, vor allem da durch die Summe aller Pulsvolumina nicht ein zusammenhängendes Gesamtvolumen (insbesondere das Gesamtvolumen eines RCs) erfasst wird. Zum einen überschneiden sich nämlich Bereiche, die von der Radarkeule innerhalb der 3 dB-Keulenbreite überdeckt werden. Im Fall des Scanmusters des IMK-C Band Radar liegen diese insbesondere zwischen den  $0.4^\circ$ ,  $1.1^\circ$ ,  $2.0^\circ$  Elevationen. Zum anderen gibt es (wie in Abb. 3.1 - rechts als rot eingefärbte Bereiche innerhalb des skizzenhaft dargestellten RCs angedeutet) Bereiche zwischen

<sup>7</sup>Für das Karlsruher C-Band Radar beträgt die Halbwertsbreite  $0.98^\circ$ .

<sup>8</sup>Ja, es gibt auch nicht rotations-symmetrische Keulen. Das sind vor allem Keulen, bei denen ein Teil durch Abschattung „verloren“ gegangen ist; Stichwort: *partial beam filling*.

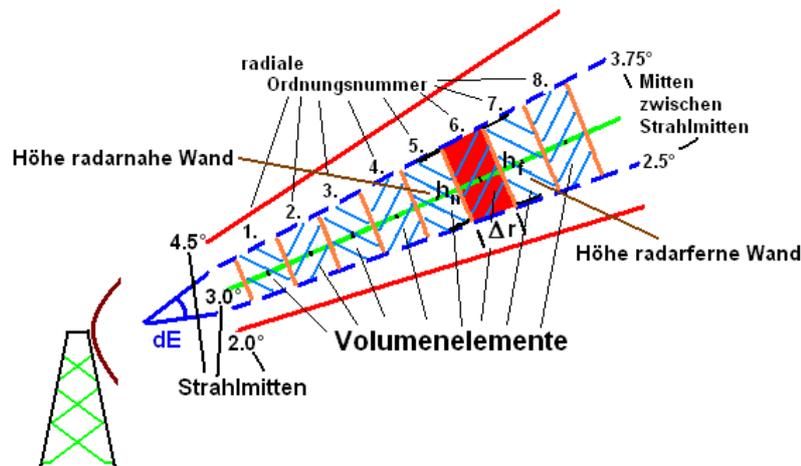


Abbildung 3.3: Skizzenhafte Seitenansicht von in dieser Arbeit verwendeten Radarvolumenstrahlelementen entlang eines Radials.

zwei Elevationen, die außerhalb der 3 dB–Keulbreite der beiden Elevationen liegen. Es gibt dadurch sozusagen „Lücken“, wenn man das Volumen eines RCs als Summe aller idealisierten Pulsvolumen darstellt.

In diesem Sinne wird in dieser Arbeit das Volumen eines Volumenstrahlelements durch einen Pyramidenstumpf beschrieben, wobei jedem Reflektivitätsdatenelement des RCs (bzw. generell jedem der  $240 \times 360 \times 14$  Datenpunkte im Volumendatensatz) ein Pyramidenstumpf zugeordnet wird. Die Summe der einzelnen Pyramidenstümpfe ergibt dann das Volumen des RCs. Dabei wird allerdings gefordert, dass die einzelnen Pyramidenstümpfe sich jeweils nicht überdecken bzw. dass zwischen den Pyramidenstümpfen keine „Lücken“ vorkommen und dass für die Mittelpunkte der Pyramidenstümpfe die jeweiligen Koordinaten des Datenpunktes im Volumendatensatz (gegeben durch den radialen Abstand  $r_p$  vom Radar, den Elevationswinkel  $E$  und den Azimutwinkel  $A$ ) gelten.

Für einen Pyramidenstumpf berechnet sich das Volumen rein formal nach:

$$V_p = \frac{\Delta r (F + f + \sqrt{Ff})}{3}$$

wobei  $F$  die Grundfläche,  $f$  die Deckfläche und  $\Delta r$  der Abstand zwischen der Grundfläche  $F$  und der Deckfläche  $f$  des Pyramidenstumpfes ist.

Übertragen auf das Reflektivitätsdatenfeld (vgl. Abb. 3.3 als Seitenansicht und lediglich 2-D Darstellung) wird für  $\Delta r$  die radiale Auflösung (bzw. die Tiefe des Pulsvolumens  $h = c\tau$ ) verwendet.  $F$  und  $f$  ergeben sich aus den Flächen der radarnahen und radarfernen Wände bzw. letztlich aus dem Produkt der Breiten  $b_n$  und Höhen  $h_n$  der jeweiligen radarnahen Wände und dem Produkt

der Breiten  $b_f$  und Höhen  $h_f$  der jeweiligen radarfernen Wände. Dabei sind die jeweiligen Höhen jedoch abhängig vom radialen Abstand  $r_p$  zum Radar und der Differenz zwischen den beiden Mitten zu den benachbarten Elevationen  $dE$  (siehe Abb. 3.3). Die jeweiligen Breiten sind abhängig von  $r_p$  und der azimuthalen Auflösung  $dA$ .  $dA$  ist im vorliegenden Fall konstant bzw. für alle Volumenstrahlelemente (kurz: Voxel) gleich ( $1.0^\circ$ ).

Ist nun  $i$  die radiale Ordnungsnummer des betreffenden Volumenstrahlelementes (kurz: Voxel) auf einem Radial (vgl. Abb. 3.3), ergibt sich für den radiale Abstand  $r_n$  der radarnahen Wand zum Radar  $r_n = (i - 1)\Delta r$  und für den radialen Abstand  $r_f$  der radarfernen Wand zum Radar  $r_f = i\Delta r$ .

Daraus folgt dann für die Höhe der radarnahen Wand  $h_n = 2r_n \tan(dE/2)$  und die Breite der radarnahen Wand  $b_n = 2r_n \tan(dA/2)$ .

Die Höhe der radarfernen Wand ergibt sich zu  $h_f = 2r_f \tan(dE/2)$  und die Breite der radarfernen Wand zu  $b_f = r_f \tan(dA/2)$  mit  $dA$ .

Eingesetzt in Gl. (3.2) erhält man letztlich für das durch den Pyramidenstumpf angenäherte Volumen des Strahlelementes  $V_p$ :

$$V_p = \frac{\Delta r (b_f h_f + b_n h_n + \sqrt{b_f h_f b_n h_n})}{3} \quad (3.1)$$

$$= \frac{4}{3} \Delta r^3 \tan(dE/2) \tan(dA/2) (3i^2 - 3i + 1) \quad (3.2)$$

Damit lässt sich nun für jeden Messwert aus dem Volumendatensatz (mit einer bestimmten radialen Ordnungsnummer bei einem bestimmten Elevationswinkel) ein Volumen berechnen und über die Summe der Messwert-Volumina dem untersuchten - die Gewitterzelle repräsentierenden - RC schließlich ein Gesamtvolumen zuordnen. Das in dieser Arbeit verwendete Gewitter- bzw. RC-Volumen  $V_{ges}$  ergibt sich somit als:

$$V_{ges} = \sum V_p(Z[\text{dBZ} \geq \text{Schwellenwert}]) \quad (3.3)$$

Die einzelnen Volumina  $V_p$  - aus denen das Volumen  $V_{ges}$  zusammengesetzt ist - sind nach Gl. (3.2) stark vom Abstand zum Radar und von der Differenz der Elevationen abhängig, wobei vor allem mit zunehmendem Abstand  $V_p$  deutlich zunimmt wird. Dies äußert sich darin, dass innerhalb eines RCs und auch zwischen zwei unterschiedlich entfernten RCs bei den „Grund-“volumina  $V_p$  eine markante Schwankungsbreite besteht, die letztlich auch die unterschiedliche Auflösung der einzelnen Datenpunkte verdeutlicht.

Als Beispiel für die Schwankungsbreite der einzelnen Volumina  $V_p$  soll die Abb. 3.4 dienen, wo-

bei die folgende kurze Ausführung vor allem dazu dient, einmal ein paar feste Zahlen über die Schwankungsbreite der Auflösung innerhalb der radarmeteorologischen Verfolgung einer Gewitterzelle zu geben.

In dem dargestellten Fall zeigt beispielsweise der Verlauf der mittleren Größe aller Volumina  $V_p$ , aus denen sich das Volumen  $V_{ges}$  des RCs zum jeweiligen Zeitpunkt zusammensetzt, (grüne durchgezogene Linie) für die untersuchte Zelle ein Minimum von  $0.172 \text{ km}^3$  um 16:04 UTC bei einem Abstand des Referenzpunktes der Zelle zum Radar von 23.3 km und ein Maximum  $0.444 \text{ km}^3$  um 17:30 UTC bei einem Abstand des Referenzpunktes des RCs zum Radar von 54.1 km. Noch größere Unterschiede werden zwischen den verschiedenen Volumina  $V_p$  eines RCs erreicht. Dies zeigen einerseits schon die großen Standardabweichungen (grüne Balken). Daneben erreichen die - mit den roten Kreisen dargestellten - Differenzen zwischen den jeweiligen absoluten Maxima und Minima der Volumina  $V_p$  eines RCs Werte von bis zu  $0.555 \text{ km}^3$  (um 15:45 UTC).

Das Verhältnis zwischen dem größten Volumen aller innerhalb der gesamten Verfolgung dieser Zelle betrachteten Volumina  $V_p$  ( $0.660 \text{ km}^3$  um 17:25 UTC) und dem kleinsten Volumen ( $0.062 \text{ km}^3$  um 17:25 UTC) liegt bei 10.6. Alles Z

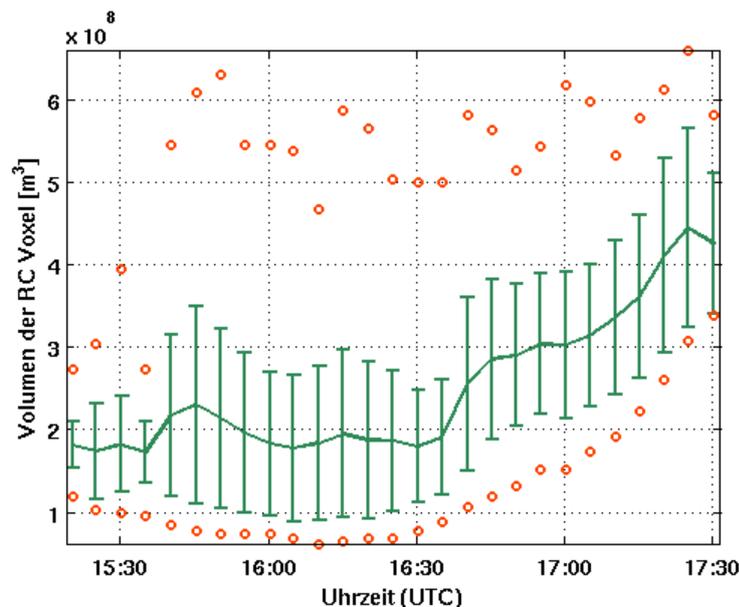


Abbildung 3.4: Verlauf des mittleren Voxelvolumens mit Balken der Standardabweichung (grün); maximales und minimales Voxelvolumen (rote Kreise) für die Zelle vom 20.08.2009

### 3.3 Verfolgen von Gewitterzellen

Bei der Untersuchung der vierdimensionalen Entwicklung schwerer Einzelgewitter anhand von Radardaten ist es nötig, mittels eines objektiven und reproduzierbaren Algorithmus ein Muster in dem Volumendatensatz der Reflektivitäten zu finden und eine Verbindung zwischen zwei zeitlich benachbarten Datensätzen herzustellen.

Ein Mensch, der Radarbilder in einer Animation betrachtet, kann einerseits recht gut bestimmte, die Gewitterzelle repräsentierende Strukturen aus der bildlichen Darstellung der Reflektivitäten erkennen und verfolgt andererseits auch ziemlich gut die Verlagerung einzelner Reflektivitätsstrukturen von einem Radarbild zum nächsten. Das menschliche Gehirn ist leicht in der Lage, eine - wenn auch nur qualitative - Zellverfolgung (engl. *tracking*) zu bewerkstelligen. Der Hintergrund hinter einem Zellverfolgungsalgorithmus ist nun, die zeitliche Verlagerung einzelner Reflektivitätsstrukturen mit Hilfe einer eindeutigen Handlungsvorschrift auf eine objektive und damit quantifizierbare Basis zu stellen. Mit anderen Worten: Aus den gemessenen Reflektivitäten eines Volumendatensatzes zu einem Zeitpunkt sollen gewisse Strukturen extrahiert werden, die schon in der vorherigen Messung erkannt wurden. Damit ist es dann möglich, mit den Messwerten innerhalb der Strukturen eben quantitativ eine zeitliche Veränderung der Strukturen bzw. bestimmter Größen der Strukturen zu betrachten. Mit dieser objektiven zeitlichen Quantifizierung lassen sich gegebenenfalls in weiteren Schritten bestimmte Merkmale von zu untersuchenden Objekten (wie beispielsweise von Gewitterzellen) herausarbeiten.

Weit gefasst lassen sich Zellverfolgungsalgorithmen in zwei Gruppen einteilen (Handwerker, 2002):

- Algorithmen, die versuchen, die beste Übereinstimmung zwischen zwei verschiedenen Radarmustern in zwei aufeinander folgenden Datensätzen zu finden. Das objektive Kriterium für die Übereinstimmung zweier Radarstrukturen in den aufeinander folgenden Datensätzen wird durch den Korrelationskoeffizienten geliefert. Der maximale Korrelationskoeffizient bestimmt dann den mittleren Verlagerungsvektor der Struktur. Die Daten werden hierbei zweidimensional behandelt.
- Algorithmen, die Schwerpunkte oder Konturen von Gebieten im Volumendatensatz verfolgt. Bei diesen Algorithmen können die Radardaten dreidimensional behandelt werden.

Beim Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D, der am IMK entwickelt und in dieser Arbeit benutzt wurde (Handwerker, 2002), handelt es sich um eine Methodik der zweiten Gruppe. Es werden hierbei ausschließlich Radardaten zur Zellerkennung und -verfolgung verwendet.

### 3.4 TRACE3D

Der Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D arbeitet prinzipiell in zwei Schritten. Zum einen müssen die Abbilder (vgl. Platons Höhlengleichnis) der konvektiven Zellen aus dem Volumendatensatz extrahiert bzw. isoliert werden, bevor in einem zweiten Schritt die Zuordnung der einzelnen Gewitterzellen zwischen zwei benachbarten Zeitpunkten vollzogen wird, d.h. es wird im nachfolgenden Datensatz nach einer sogenannten Tochterzelle gesucht, um aus deren Lage sukzessive die Zugbahn zu bestimmen.

#### Zellidentifikation

Ursprünglich werden von TRACE3D innerhalb eines Volumendatensatzes zunächst zusammenhängende Gebiete gesucht, deren Reflektivität größer als ein bestimmter Schwellenwert  $Z_{min}$  ist. Dieses Gebiet wird dann in kleinere Einheiten unterteilt, sofern es in dem Gebiet lokale Reflektivitätsmaxima  $Z_{max,lokal}$  gibt, die mindestens um einen zweiten Schwellenwert  $Z_{rel}$  größer als  $Z_{min}$  sind. D.h. von diesen lokalen Reflektivitätsmaxima wird ein Gebiet isoliert, dessen Reflektivitäten größer als  $Z_{max,lokal} - Z_{rel}$  sind. Diese Gebiete werden nun als konvektive Zellen identifiziert, die - wie in Abschn. 3.1 erwähnt - innerhalb von TRACE3D als RC (von engl. **R**eflectivity **C**ore - dtsh. Reflektivitätskern) bezeichnet werden.

Diese Zellidentifizierungsvorschrift wurde in dieser Arbeit dahingehend modifiziert, dass zur Definition eines RCs nur ein absoluter Schwellenwert  $Z_{min}$  benutzt wird. D.h. der zweite relative Schwellenwert  $Z_{rel}$  wurde auf Null gesetzt. Der Grund für diese Modifikation liegt in der Tatsache begründet, dass die Benutzung eines relativen Schwellenwertes bei der Betrachtung einer zeitlichen Entwicklung nicht sinnvoll ist, da sonst die Vergleichbarkeit zwischen den verschiedenen Zeitpunkten nicht gegeben ist.

**Mit anderen Worten: In dieser Arbeit wird ein Gewitter im Volumendatensatz durch ein sogenannten RC definiert. Ein Gewitter entspricht einem weitgehend zusammenhängenden dreidimensionalen Feld von Reflektivitätsdatenpunkten, in denen die Reflektivitäten einen vorgegebenen Schwellenwert überschreiten.**

Allerdings kann es bei der Zellerkennung vorkommen, dass Artefakte bei der Zelldetektierung auftreten und außerdem können - wie in Abschnitt 2.1.2 aufgeführt - Radarmessungen prinzipiell mit Fehlern behaftet sein. Aus diesem Grund werden im Rahmen der Zellerkennung noch einige Korrekturen an den erkannten RCs ausgeführt:

- **Unterdrückung von Bodenechos** - Um Effekte durch Bodenechos zu vermeiden, werden von TRACE3D alle Reflektivitätswerte aus Volumenstrahlelementen vernachlässigt, die nicht über einer Mindesthöhe  $h_{min}$  über dem Erdboden liegen (in dieser Arbeit wurde

$h_{min}$  auf 700 Meter gesetzt).

- **Dämpfungskorrektur** - Um die Dämpfung des Radarstrahls mit fortschreitender Entfernung - die prinzipiell zu einer Unterschätzung der Reflektivitätswerte in Abhängigkeit von der Entfernung zum Radar führt - zu berücksichtigen und damit die verschieden entfernten Zellen vergleichen zu können, wurde eine lineare Dämpfungskorrektur (von 0.025 dB/km laut Radarsoftware) des Reflektivitätswertes durchgeführt.
- **Zusammenfassung nahe beieinander liegender RCs** - In der Nähe des Radarstandortes ist die räumliche Auflösung der Radardaten sehr hoch. Zusammen mit messtechnisch bedingten Reflektivitätsunterschieden (Rauschen) würden unkorrigiert von TRACE3D dort manchmal sehr viele kleine Strukturen gefunden, eine Unterteilung die vom meteorologischen Standpunkt nicht real ist. Um diesen Effekt zu kompensieren, werden über ein Mindestabstandskriterium (entweder als Mindestlänge  $mindist$  oder als Abstand in Volumenstrahlelementen  $bvmin$ ) alle Zellen zu einer einzigen zusammengefasst, deren Abstand kleiner als der festgelegte Mindestabstand ist (in dieser Arbeit wurde dabei  $mindist = 1000$  Meter und  $bvmin = 2$  Volumenstrahlelemente gesetzt).
- **Eliminierung sehr kleiner Zellen** - Um sogenannte Fehlpixel oder Reflektivitätsgebiete sehr kleiner Objekte wie von Flugzeugen, kleine Bodenechobereiche oder anderen andere Störfaktoren zu unterdrücken, wurde außerdem gefordert, dass ein RC mindestens aus drei Volumenstrahlelementen bestehen muss oder die Projektion auf eine horizontale Fläche mindestens  $0.2 \text{ km}^2$  oder das Volumen des RCs mindestens  $0.03 \text{ km}^3$  beträgt.

Dabei ist vor allem die letzte Korrektur kritisch zu sehen, da mit dieser gerade die ersten Radarsignale einer Gewitterzelle zum Teil verworfen werden. Allerdings ist das Mindestgrößenkriterium gerade in dieser Arbeit auch notwendig, um eine quantitative Abschätzung bzw. eine robuste Verfolgung der wirklichen Zelle zu gewährleisten. Das ein sehr kleines erstes Echo evtl. verworfen wird, wird allerdings nicht als großer Nachteil angesehen, da zur quantitativen Abschätzung der vierdimensionalen Entwicklung der Umfang des Anfangsdatensatz (z.B. Anzahl der Datenpunkte oder das nach Gl. (3.3) daraus berechnete RC-Volumen), im Vergleich zu den folgenden Datensätzen der späteren Entwicklungszeitpunkte der untersuchten Zelle äußerst gering (um mehrere Größenordnungen kleiner) ist.

### Zellverfolgung

Die Zellverfolgung der RCs - d.h. die Bestimmung, welche der RCs zum Zeitpunkt  $t_0 + \Delta t$  aus den zum Zeitpunkt  $t_0$  entdeckten RCs hervorgegangen ist - wird von TRACE3D in der Weise durch-

geführt, dass zunächst jedem RC eine Geschwindigkeit zugeordnet wird. Diese Geschwindigkeit wird entweder aus den bereits gemachten Zuordnungen und den sich daraus ergebenden vorherigen Verlagerungsgeschwindigkeiten berechnet oder (falls der RC vorher der erste seiner Art innerhalb des Programmlaufs ist und somit keine vorherige Verlagerungsgeschwindigkeit existiert) aus der mittleren VVP-Geschwindigkeit (siehe Kapitel 2.1.1) aus den Höhen zwischen 2 km und 4 km erhalten.

Mit dieser Geschwindigkeit und dem Zeitschritt  $\Delta t$  (= 5 Minuten zwischen zwei Volumenscans) wird nun der Ort vorhergesagt, an dem sich der „Mutter“-RC vom Zeitpunkt  $t_0$  zum Zeitpunkt  $t_0 + \Delta t$  befinden sollte. D.h. der „Mutter“-RC wird um eine Distanz - die sich aus der erwarteten Geschwindigkeit und der Zeitspanne ergibt - verschoben. Um diesen Ort herum wird innerhalb eines bestimmten Suchradius nach sogenannten „Tochter“-RCs gesucht. Wenn es mehrere solcher potenzieller „Tochter“-RCs gibt, so wird noch ein Größenvergleich durchgeführt. Unterscheidet sich die Größe des „Mutter“-RC von den „Tochter“-RCs, dann kann außerdem auf mögliche Teilungen (*storm splitting*) und Vereinigungen (*storm merging*) geschlossen werden.

Da in dieser Arbeit nur mehr oder weniger isolierte Zellen betrachtet wurden, sind die Ansprüche an einen Zellverfolgungsalgorithmus relativ gering bzw. die Zuordnungen recht eindeutig. In diesem Sinne soll für eine detaillierte Beschreibung zur Wirkungsweise des Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D auf Handwerker (2002) verwiesen werden.

Einzig die Bestimmung der Verlagerungsgeschwindigkeit und -richtung aus den Zuordnungen zu den unterschiedlichen Zeitpunkten soll noch etwas näher erläutert werden, da auf diese bei der Untersuchung der Zellentwicklung zurückgegriffen wird.

Zur Bestimmung der Zellverlagerung ist es nötig, der Zelle einen Referenzpunkt zuzuweisen. Dieser sollte möglichst repräsentativ sein. D.h. wenn sich die Zelle ohne große Veränderung geradlinig und unbeschleunigt bewegt, sollte auch der Referenzpunkt eine gleiche geradlinige und unbeschleunigte Bewegung ausführen. Prinzipiell lassen sich nun zahlreiche, verschiedene Referenzpunkte definieren, solange eine Eindeutigkeit dieser Definition gegeben ist. In der verwendeten Version von TRACE3D wird als Referenzpunkt  $\vec{r}_s$  einer konvektiven Zelle der Schwerpunkt der  $N$ , die Zelle ausmachenden Volumenstrahlelemente, gewichtet mit den logarithmischen Reflektivitäten, benutzt:

$$\vec{r}_s = \frac{\sum_{i=1}^N w_i \vec{r}_i}{\sum_{i=1}^N w_i} \quad (3.4)$$

Diese Definition hat sich nach einer Untersuchung von Konantz (2002) als geeignet erwiesen.

# 4. Untersuchungsmethoden

## 4.1 Untersuchungsmethoden

Die Untersuchung der vierdimensionalen Entwicklung schwerer Einzelgewitter anhand von Radardaten wird in dieser Arbeit im Rahmen von Fallbeispielen durchgeführt. Die Fallbeispiele werden dabei - so weit wie möglich - entsprechend den im vorherigen Abschnitt erörterten Kriterien ausgewählt. Die im Folgenden auf die ausgesuchten Fallbeispiele angewandte Untersuchungsmethodik gliedert sich zunächst in zwei Hauptbereiche. Zum einen wird jedes Fallbeispiel separat auf verschiedene Entwicklungen bzw. sich daraus ergebende vierdimensionale Ausprägungen der Radardaten untersucht. Zum anderen werden in einem zweiten Teil die für jedes Fallbeispiel erkannten Entwicklungen mit den anderen Fallbeispielen verglichen. Dieses geschieht vor allem unter dem Gesichtspunkt eines differenzierten synoptischen „Setups“ bzw. den unterschiedlichen meteorologischen Rahmenbedingungen. Mit anderen Worten: Die unterschiedlichen Ausprägungen - beispielsweise des Volumens oder der Volumenentwicklung - werden zwischen den verschiedenen Fallbeispielen verglichen, wobei auch die unterschiedlichen, die Vorgänge treibenden und soweit erfassbaren physikalischen Parameter (z.B. die innerhalb der vorherrschenden Luftmasse konvektiv verfügbare potentielle Energie - CAPE) erörtert werden sollen.

Im Rahmen des ersten Teils - der alleinigen Untersuchung der Fallbeispiele - ist die Vorgehensweise wie folgt gegliedert:

1. Beschreibung der großräumigen synoptischen Situation mit eingehender Beschreibung und Bewertung der vorherrschenden Luftmasse und des daraus folgenden Gewitterpotentials
2. Phänomenologische Beschreibung der Entwicklung der konkreten Gewitterzelle im Radarbild
3. Kurze Erörterung der Radardatengüte
4. Analyse der vierdimensionalen Entwicklung der Gewitterzelle anhand von Radardaten und Vergleich mit konzeptionellen Modellen.

### 4.1.1 Methodik zur Schaffung des belastbaren wissenschaftlichen Fundamentes

Die Punkte 1 bis 3 umfassen Vorarbeiten, auf deren Ergebnissen dann die eigentliche Untersuchung mit Punkt 4 stattfindet. Im Rahmen von Punkt 1 soll vornehmlich die Frage beantwortet werden: Welche Voraussetzungen für die Entstehung der betrachteten Gewitterzelle wurden durch die Felder und Vorgänge in der Makro- $\beta$  und Meso- $\alpha$  und  $\beta$  Skala geschaffen? Wie war die Beschaffenheit der Luftmasse, dass in ihr hochreichende Feuchtekonvektion entstehen konnte? Zu diesem Zweck bzw. in Anlehnung an die Grundvoraussetzungen für die Entwicklung von Gewitter (Abschn. 2.2) wird das großräumige Druckfeld mit den sich daraus ergebenden synoptischen Hebungsantrieben, eventuellen Vergenzen und Advektionsmustern untersucht<sup>9</sup>. Erweitert und (hoffentlich bekräftigt) wird die Untersuchung der Advektionsmuster durch eine Berechnung der Rückwärtstrajektorien mittels des HYSPLIT Modells, die als lokale Applikation eines Applets der NOAA Ready Webseite läuft und als Grundlage die Reanalysedaten des GFS-Globalmodells benutzt. Zum Schluss wird noch das thermodynamische Profil der vorherrschenden Luftmasse anhand prä-konvektiver Radiosondendaten der Station Stuttgart betrachtet und in Hinblick auf ein Gewitterpotenzial diskutiert. Dabei werden auch schon erste Aussagen über die verschiedenen Parameter im Gewitterumfeld gemacht, wie insbesondere über die Höhen der  $0^\circ$ ,  $-10^\circ$  Grenze, der Höhe des Niveaus der freien Konvektion (LFC), über die konvektiv verfügbaren potentiellen Energie (CAPE), der konvektiven Hemmung (CIN), den Lifted Index (LI), den Total Totals Index, die Bulk Richardson Zahl (BRN), deren Definitionen in A.2 und A.3 angegeben sind.

Hinsichtlich Punkt 2 werden die Sequenzen der Radarbilder der Zellen diskutiert, die als Max-CAPPIs Aufsichten sowie Seiten- und Aufrisse in A.6 dargestellt sind und sich in Art und Weise an die Beschreibung ähnlicher Falluntersuchungen anlehnt wie etwa Anderson (1960), Chalon et al. (1976), Browning et al. (1976), Marwitz (1972a) oder Peterson Jr. (1984).

Die Abarbeitung von Punkt 3 ist notwendig, weil die verwendeten Radardaten - wie im Teilkapitel 2.1 beschrieben - zum Teil sehr fehlerbehaftet sein können bzw. Situationen auftreten, die eine Interpretation der Daten erschweren. Zu diesem Zweck wird zunächst jeweils visuell nachgeprüft, ob eventuell im Radarblickfeld in Richtung der Gewitterzelle andere Niederschlagsgebiete vorhanden sind, die zu einer verhältnismäßig großen Dämpfung und damit zu einer Degradierung der Vergleichbarkeit der Daten der verschiedenen Zeitpunkte führen, oder ob eine erhöhte Radomdämpfung durch Niederschlags-Benetzung vorhanden ist. Darüber hinaus wird der Verlauf der Strahlmittenhöhen der verschiedenen Elevationen am Ort des jeweiligen Reflektivitätskerns

<sup>9</sup>Eine Auflistung einiger meteorologischer Daten von der DWD-Station in Karlsruhe - also dem Mittelpunkt des Beobachtungsgebietes - für den jeweiligen Tag am Anfang der synoptischen Situation dient ebenso der Einschätzung. D.h. aus diesen Daten lässt sich mit einer gewissen Erfahrung schon mal der eine erste Einschätzung „über den Wettercharakter“ des Tages durchführen.

unter Standardausbreitungsbedingungen berechnet. Damit soll nachgeprüft werden, wie die verschiedenen Bereiche des Gewitters erfasst werden bzw. welche Auflösung (hier als Anzahl von Elevationen) im Gewitterbereich vorliegt. Aus der Berechnung der Strahlmittenhöhen sieht man, ob die untersuchte Gewitterzelle bzw. das mit den Radardaten erfasste Streuerkonglomerat - oder Teile davon - evtl. im oder in der Nähe des *cone of silence* liegen, d.h. dass viele Teile der Gewitterzelle unterschossen werden, oder ob die untersuchte Gewitterzelle so weit entfernt vom Radarstandort liegt, dass viele Teile der Gewitterzelle überschossen werden, wobei in diesem Fall die Radarstrahlen schon soweit an Höhe über Grund gewonnen haben, dass sie für eine geeignete Beobachtung zu hoch liegen.

In einem letzten Ansatz zur Abschätzung der Datengüte werden noch die Strahlausbreitungswege berechnet, wie sie sich anhand der durch den Radiosondenaufstieg gegebenen Profile von Luftdruck, Temperatur und Luftfeuchte ergeben und die dann durch die Lösung der exakten Differentialgleichung der Differentialkurve nach Hartree et al. (1946) resultieren. In diesem Zusammenhang wird zunächst die Frage aufgeworfen, wie repräsentativ die Radiosondendaten für die realen Ausbreitungsbedingungen zwischen dem Radar und der Gewitterzelle sind. Im allgemeinen geht man davon aus, dass die Daten des Radiosondenaufstiegs als horizontal homogen betrachtet werden dürfen und die Luftsäule über dem Radiosondenstartpunkt ohne weitere Reduktion oder Anpassung über das Radar „verfrachtet“ werden darf. Dieses Vorgehen mag zwar prinzipiell nicht die Bedingungen des wirklichen Strahlweges treffen, doch ergibt sich durch dieses Vorgehen zumindest eine qualitative Abschätzung inwieweit Sub- oder Superrefraktionsbedingungen vorherrschen und wie belastbar somit Aussagen über Höhen der Datenpunkte sind. Denn es sind - wie in Abschn. 2.1.2 beschreiben - generell die ausgeprägten Temperaturinversionen und/oder Feuchterückgänge, die für die von den Standardbedingungen abweichende Strahlbeugung verantwortlich zeichnen. Sie werden in der Regel für den Radarstandort auch von den Stuttgarter Radiosondendaten - trotz aller Limitierungen vor allem der Feuchtemessungen via Radiosonden - sehr gut erfasst (Neuper, 2009).

Anzumerken ist dabei, dass prinzipiell Strahlausbreitungswege erwartet werden, die ein wenig von den Standardbedingungen abweichen. Denn meist zeichnet sich die prä-konvektive Umgebung - zumindest bei Lagen mit schweren Gewittern durch ein anfängliches Vorhandensein einer Inversion aus. Diese bewirkt zwar zunächst eine gewisse Unterdrückung der Konvektion (deren Ausmaß gekennzeichnet ist durch die konvektive Hemmung (*convective inhibition* - CIN)), doch letztlich stellt sich dieser Umstand für die Entwicklung schwerer Gewitter - durch eine Selektion als vorteilhaft dar. Denn die konvektive Hemmung hat den Effekt, dass eine vorzeitige Auslösung hochreichender Konvektion nicht stattfindet und sich statt dessen die unter der Inversion lagernde

Luftschicht erst einmal weiter aufheizen (sich mit „hoher feuchtpotentieller Temperatur  $\Theta_w$  anreichern“) kann, bis letztlich die Inversion von deutlich energiereicherer Luft durchbrochen wird und heftige Gewitter initiiert werden. Etwaige Superrefraktion oder gar etwaiges Ducting durch den sich vorschubenden Kaltluftkörper im Umfeld des Gewitters kann nicht erfasst werden.

#### 4.1.2 Untersuchungsmethodik der vierdimensionalen Entwicklung

Aufbauend auf der bisher geschilderten Vorgehensweise wird im Hauptteil (Punkt 4) die eigentliche Untersuchung der vierdimensionalen Entwicklung der Gewitterzellen anhand von Radardaten erfolgen. Aus den vorhandenen Radardaten der durch TRACE3D erfassten und verfolgten Zelle werden zunächst verschiedene Parameter berechnet und deren Entwicklung betrachtet.

Hierbei wird zuerst die Verlagerungsrichtung und -geschwindigkeit der über die Zeit verfolgten Radarzelle und deren Einordnung in das Umgebungswindfeld bzw. deren Relation dazu analysiert. Verlagerungsrichtung und -geschwindigkeit der betrachteten Zelle wird über die Verlagerung des Referenzpunktes bestimmt, wie er in Abschn. 3.4 mit Gl. (3.4) definiert wurde. Das Hintergrundwindfeld (dargestellt durch den Hodograph) wird durch Kombination von VVP-Winddaten (vgl. Abschn. 2.1.1) und Winddaten des Stuttgarter Radiosondenauftriegs, der am nächsten vor dem Zeitpunkt der kräftigsten Zellentwicklung lag, bestimmt. Daraus wird der mittlere Wind  $V_M$  und der mittlere dichtegewichtete Wind  $V_{mp}$  im Höhenbereich von 0 bis 6 km und von 0 bis 10 km berechnet, wobei die Daten zuvor auf ein äquidistantes Höhengitter mit einer Gitterweite von 500 Meter interpoliert wurden. Damit ergibt sich für beispielsweise für den mittleren Wind die Berechnungsformel:

$$V_M = f \times \frac{1}{N} \times \sum_{i=1}^N \left( \sqrt{u_i^2 + v_i^2} \right), \quad (4.1)$$

mit  $u_i$  und  $v_i$  als Horizontalwindkomponenten der Schicht  $i$  und  $N$  die Anzahl der Höhenschichten. Der Vorfaktor  $f$  ist für den mittleren Wind = 1. Für den dichtegewichteten mittleren Wind wird der jeweilige Vorfaktor aus den Radiosondendaten berechnet (näheres siehe Doswell III (1991)).

Der mittlere bzw. dichtegewichtete mittlere Wind wird als Maß für die horizontale Translationskomponente des Gewitters mit dem Umgebungswind interpretiert. Die Abweichung der realen Gewitterverlagerung von diesem mittleren Wind kann dabei (vgl. Abschn. 2.2.7) evtl. als ein gewisser Hinweis auf andere, intern oder extern wirksame Prozesse aufgefasst werden. Zur Abschätzung des möglichen Einflusses einer Interaktion von konvektivem Aufwind und geschertem Umgebungswind wird noch mittels Lotfußpunktverfahren das Lot des mittleren Windes auf den

Scherungsvektor zwischen 5.5 km und 0.5 km bzw. 9.5 km und 0.5 km Höhe über Grund berechnet. Dieses Verfahren ist von Bunkers et al. (2000) vorgeschlagen und schon vorher erwähnt worden (Abschn. 2.2.7. Hauptintention dieses Untersuchungsteils ist aber die Bewertung eines Unterschiedes zwischen der Verlagerungsrichtung der Gewitterzelle und der durch das Windfeld erwarteten reinen Translation.

Im weiteren Verlauf soll dann die Entwicklung der gesamten, über einen bestimmten Schwellenwert in den Reflektivitätsdaten definierten Gewitterzelle untersucht werden, wobei der Fokus auf der Volumenentwicklung und der einer abstrakten, noch zu definierenden Reflektivitätsmasse  $M_Z$  liegt. Die Basis der Untersuchung ist die Betrachtung des in Abschn. 2.3.1 beschriebenen Grundzyklus.

Zu diesem Zweck wird zunächst der zeitliche Verlauf des über Glg. (3.3) berechneten Volumens betrachtet. Dabei lässt sich neben dieser geometrischen Größe auch eine der Masse äquivalente Größe betrachten. Mit den jeweiligen Reflektivitätswerten der die Gewitterzelle repräsentierenden Voxel kann man erst einmal abstrakt argumentieren, dass bei zwei geometrisch gleichgroßen Gewitterzellen diejenige „massenreicher“ ist, die insgesamt größere Reflektivitätswerte aufweist. Rein formal lässt sich also eine abstrakte Radarmasse  $M_Z$  definieren als Summe über alle Produkte der jeweiligen Volumina und der jeweiligen Reflektivitäten aller die Gewitterzelle definierenden Volumenelemente:

$$M_Z = \sum Z \times V_p(Z[\text{dBZ} \geq \text{Schwellenwert}]) \quad (4.2)$$

Die Reflektivität  $Z$  wäre demnach einer Dichte äquivalent, wobei die Radarmasse keine Masse im herkömmlichen Sinn, und deshalb als „abstrakt“ bezeichnet ist. Allerdings muss man hier noch definieren, ob man die Reflektivität  $Z$  in  $[\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}]$  zur Berechnung verwendet oder ob man mit dem dBZ-Wert  $M_Z$  berechnet. Um in der zeitlichen Entwicklung im Hinblick auf die Offenlegung evtl. weitere Charakteristika einen Unterschied zum Verlauf des rein geometrischen Volumens zu erhalten, wird in dieser Arbeit die Reflektivität  $Z$  zur Berechnung einer abstrakten Radarmasse in  $[\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}]$  verwendet, da bei einer Umrechnung in dBZ-Einheiten die Bandbreite der gemessenen dBZ-Werte relativ gering ist<sup>10</sup>. Mit anderen Worten: Der relative Verlauf des Volumens und der der abstrakten Radarmasse, die mit dBZ-Werten berechnet wurde, unterscheiden sich kaum (siehe auch Abbildung 7.7). Die Einheit dieser mit dem „normalen“  $Z$ -Wert berechneten abstrakten Radarmasse ist demnach:  $[\text{mm}^6 \text{ m}^{-3} \text{ m}^3 = \text{mm}^6]$ .

Neben dieser abstrakten Radarmasse ist es natürlich auch möglich, mittels einer  $Z/W$ -Beziehung (Abschnitt 2.1.1) direkt einen Wassergehalt zu berechnen. Allerdings sind für die konkrete Auf-

<sup>10</sup>Zitat aus Rinehart (1991): „Was sind schon ein paar dB unter Freunden?“

stellung einer solchen Beziehung zahlreiche Annahmen notwendig, so dass eine Beziehung nicht als repräsentativ für die gesamte Gewitterwolke bzw. für den gesamten Zeitraum angesehen werden kann (Bertram, 2005). Es wäre daher nötig, zumindest mit höhenveränderlichen  $Z/W$ -Beziehungen zu arbeiten, die zumindest den Einfluss einer veränderten Phase abschätzen. Im Rahmen dieser Arbeit soll der Wassergehalt nur als Vergleich dienen und wird nach einer festen Formel (Gl. 2.11) berechnet.

Mit den berechneten Verläufen des Volumens und der abstrakten Radarmasse der Gewitterzelle (im Folgenden kurz als Radarmasse bezeichnet) soll eine Verknüpfung zu den vorher nur visuell bestimmten Gewitterphasen (Anfangs-, Reife-, und Zerfallsphase) hergestellt werden. Das heißt: Es wird zunächst untersucht, ob sich im zeitlichen Volumen- oder Radarmassenverlauf eine Einteilung in die verschiedenen Phasen machen lässt (vgl. Abschn. 2.3.1 bzw. Abb. 2.10). Dazu wird zunächst vor allem die Änderung des Volumens oder der Radarmasse betrachtet, also der Frage nachgegangen, ob sich das Volumen oder die Radarmasse z.B. während der Wachstumsphase schnell vergrößert, während der Reifephase relativ konstant bleibt, um dann während der Zerfallsphase stark abzunehmen. Die gesamte Entwicklung kann darüber hinaus aber auch auf ein mögliches Pulsieren (Oszillieren) untersucht werden.

Zur weiteren Einordnung werden auf Basis der in Abschn. 2.3 aufgestellten Zusammenhänge noch weitere die Gewitterentwicklung charakterisierende Parameter bzw. deren zeitlich Verläufe betrachtet. Im Speziellen sind dies:

- a) Das Verhältnis des Volumens der Voxel, die eine Reflektivität größer als 50 oder 55 dBZ aufweisen, zum Gesamtvolumen. ( $V_{Z>55\text{dBZ}}/V_{\text{ges}}$ ).
- b) Die maximale Höhe eines bestimmten Reflektivitätswertes (Echotop).
- c) Die maximale innerhalb des RCs detektierte Reflektivität (Max dBZ) bzw. - da ein einzelner Wert sehr sensitiv auf Fehler ist - das 95ste Perzentil der Reflektivitäten des RCs.

Die Betrachtung von (a) dem Verhältnis des Volumens der Voxel, die eine Reflektivität größer als 50 oder 55 dBZ aufweisen, zum Gesamtvolumen, zielt dabei, auf eine grobe Abgrenzung in einen Hagel- und Nichthagelbereich<sup>11</sup>. Hinsichtlich der Echotops (b), die im Rahmen dieser Arbeit als die größte Höhe definiert sind, in der eine bestimmte Reflektivität vorkommt, werden zum einen auf Basis des jeweiligen Schwellenwertes der Reflektivität berechnet, über den die Zelle bei der Identifikation durch TRACE3D definiert wurde. Dieses Echotop repräsentiert die Zellhöhe bzw.

<sup>11</sup>Wenn möglich bzw. aufgrund der Daten sinnvoll, wird dafür das Verhältnis hinsichtlich des 55 dBZ Wertes verwendet. Dieser Wert ist - wenn auch sehr unsicher - nach Holleman (2001b) und Hohl et al. (2002) ein mögliches Kriterium, dass eine Gewitterzelle schadensrelevanten Hagel produziert.

RC-Höhe. Zum anderen wird - wenn es gerechtfertigt ist und während der Mehrzahl der Zeitpunkte eine solch hohe Reflektivität erreicht wurde - das 50 oder 55-dBZ Echotop bestimmt.

Der Sinn der Repräsentativität dieser Parameter (a,b,c) zur Gewitterentwicklung liegt darin, dass die Reflektivitäten (wie erwähnt) prinzipiell um so größer sind, je zahlreicher und/oder größer die Streuer sind, wobei die Größe über den Durchmesser (vgl. Gl.2.4) bei weitem dominiert. Zwar macht im Speziellen auch der Aggregatzustand der Streuer noch einen Unterschied (über den Dielektrizitätsfaktor  $|K|^2$  - siehe Abschnitt 2.1.1), jedoch ist es (abgesehen von polarimetrischen Radaren) schwierig, darüber konkrete Angaben zu machen. Daher soll hier vorerst von der Annahme ausgegangen werden, dass ein größerer dBZ-Wert auf einen stärkeren Aufwind schließen lässt. Dieses kann grob auch mit mehr umgesetzter Masse bzw. mehr freigewordener latenter Wärme des Wasserdampfes in Zusammenhang gebracht werden.

Bei der Betrachtung der Echotops wird neben der Information, die der absolute Reflektivitätswert liefert, auch noch eine Information durch die Höhe der Reflektivitätswerte dazu. Hier kann dabei noch die Relation bestehen, dass ein stärkerer Aufwind für mehr streuende Hydrometeore in höheren Bereichen sorgt. Außerdem kann man anführen, dass je höher die größeren Reflektivitätswerte in der Atmosphäre vorkommen, umso mehr und größere Hydrometeore existieren bei tieferen Temperaturen. Dieser Zusammenhang ist letztlich im Hinblick auf das Hagelpotenzial interessant.

Während bisher nur einzelne Parameter als Indikatoren für die Gewitterentwicklung betrachtet werden, ist es im Sinne einer Untersuchung der dynamischen Entwicklung wichtig auch Vertikalprofile zu betrachten, d.h. wie das Volumen bzw. die Radarmasse über der Höhe verteilt ist.

Unter diesem Gesichtspunkt soll zunächst generell der Verlauf der Höhe eines Volumen- ( $z_{SV}$ ) und Radarmassenschwerpunkts ( $z_{SM}$ ) betrachtet werden. Diese sind in dieser Arbeit definiert als:

$$z_{SV} [\text{in m}] = \frac{\sum_{i=1}^N V_{pi} \times z_i}{V_{ges}} \quad (4.3)$$

und

$$z_{SM} [\text{in m}] = \frac{\sum_{i=1}^N Z_i \times V_{pi} \times z_i}{M_Z} \quad (4.4)$$

mit  $N$  als Anzahl der Voxel des RCs und  $z_i$  der Höhe des jeweiligen Voxels über Grund in [m].

Dabei wird innerhalb der Zellentwicklung (vgl. Beschreibung zu Abb. 2.10) erwartet, dass erst einmal die Zelle kopflastig ist, der Volumen- oder Radarmassenschwerpunkt relativ hoch und das meiste Volumen oder die meiste Radarmasse in der Höhe liegt. Dann - mit vermehrtem Nieder-

schlag - wird die Zelle schließlich fußlastig und der jeweilige Schwerpunkt sinkt ab. Dieses wäre ein den konzeptionellen Entwicklungszyklus der Zelle repräsentierender Schwerpunktverlauf, wobei bei einem Einzelzellen-Gewitter ein einmaliges Auf und Ab erwartet wird, während bei pulsierenden (oszillierenden) Zellen oder Multizellen ein evtl. mehrmaliger Durchlauf angezeigt werden müsste. Bei Superzellen mit einem (nach den konzeptionellen Modellen) eher konstantem Zustrom, ist dagegen ein relativ konstant hoher Schwerpunkt und nur „verhaltenes“ Auf und Ab zu erwarten.

In einem weiteren Schritt wird der Verlauf des Volumens oder der Radarmasse als Funktion konkreter Höhenbereiche berechnet bzw. im Speziellen das das Verhältnis des Volumens  $\text{Verh}_{\text{vol}}$  über einem bestimmten Niveau  $h_0$  zum Gesamtvolumen und das Verhältnis  $\text{Verh}_{\text{RM}}$  der Radarmasse über einem bestimmten Niveau  $h_0$  zur Gesamtradarmasse:

$$\text{Verh}_{\text{vol}} = \left( \sum V_{pi}(h_i > h_0) \right) / V_{\text{ges}} \quad (4.5)$$

und

$$\text{Verh}_{\text{RM}} = \left( \sum Z_i \times V_{pi}(h_i > h_0) \right) / M_Z \quad (4.6)$$

Die von  $h_0$  fiel in dieser Arbeit auf drei für die Gewitterentwicklung relevante Höhen: die Höhe der  $0^\circ\text{C}$  und der  $-10^\circ\text{C}$  Grenze und das LFC (siehe Abschn. (2.2 oder auch A.2)). Diese Höhen wurden dabei aus den Radiosondendaten (vgl. A.1) bestimmt. Die Grundlage dieser Betrachtungsweise oder Einteilung in verschiedene Höhenbereiche liegt zunächst bei den verschiedenen Hagelerkennungskonzepten oder Konzepten zur Abschätzung zur maximalen Geschwindigkeit konvektiver Böen (Holleman, 2001a). Die Hagelerkennungskonzepte sind insbesondere das von Waldvogel et al. (1979) und das der sogenannten VIL density, das ist die Dichte der vertikal integrierten Flüssigwassermasse (VIL) - engl. *Vertically Integrated Liquid* (Amburn und Wolf, 1997; Holleman, 2001b). Ersteres setzt die Radarsignale in bestimmten Höhenbereichen (wie etwa dem Bereich zwischen  $-10^\circ\text{C}$  und  $-25^\circ\text{C}$  - der Zone des optimalen Hagelwachstums) in Verbindung mit dem Auftreten von größerem Hagel. Das zweite normiert die VIL (also die Gesamtsumme aller nach beispielsweise mittels Gleichung 2.11 berechneten Flüssigwassergehalte) durch eine bestimmte Echotophöhe der Zelle (z.B. 18 dBZ im operationellen Warnmanagement des U.S. amerikanischen Wetterdienstes). Dies kann - wie die verschiedenen thermischen Niveaus - auch ein Kennzeichen der Luftmasse darstellen. Aus der Evaluierung des Volumen- oder Massenverlaufs in Bezug zum LFC kann man möglicherweise eine Ursache für das Auftreten einer Periodizität ableiten, sowie eventuell eine Antwort auf die Frage geben, ob zunächst ein Anwachsen

des Volumens oder (der Radarmasse) über dem LFC beobachtet werden kann und dann evtl. eine Erhöhung des Echotops. Der Erklärungsansatz des postulierten letzten Zusammenhangs ist, dass mit dem Radarmassenzuwachs oberhalb LFC eine Hebung von Luft in den potenziell labilen Bereich auftritt. In diesem Fall kann sich durch den Auftrieb ggf. der Aufwind letztlich verstärken, was wiederum zu einem verstärkten „Aufwärtstransport von „(Radar-)Masse“ und damit einer Hebung des Echotops führt.

Als letzter Punkt soll noch ein Vergleich zwischen der Verlagerungsgeschwindigkeit der Gewitterzelle bzw. ihrer Änderung und der Änderung der verschiedenen Parameter sowie ein Vergleich zwischen der Höhe der Orographie bzw. ihrer Änderung unter dem Gewitter-Referenzpunkt und der Änderung der verschiedenen Parameter angestellt werden.

Folgende Liste fasst kurz die Untersuchungspunkte zusammenfassen:

1. Untersuchung der Zugbahn und Zuggeschwindigkeit der Gewitterzelle im Vergleich zum Hintergrundwindfeld anhand der zeitlichen Verlagerung eines Referenzpunktes ( $r_s(t)$ )
2. Untersuchung des Volumen- ( $V_{ges}(t)$ ) und Radarmassenverlaufs ( $M_Z(t)$ )
3. Einordnung des Volumen- und Radarmassenverlaufs in den Grundgewitterzyklus (mit Anfangs-, Reife-, und Zerfallsphase)
4. Bewertung eines möglichen Pulsierens
5. Untersuchung der Entwicklung des Verhältnisses des Volumens der Voxel, die eine Reflektivität größer als 50 oder 55 dBZ aufweisen, zum Gesamtvolumen ( $V_{Z>55dBZ}/V_{ges}(t)$ )
6. Vergleich des Volumen- und Massenverlaufs zum Verlauf des Reflektivitätsmaximums und des Echotops des Schwellenwertes, ggf. auch des 50 oder 55 dBZ-Echotops
7. Vergleich des Volumen- und Massenverlaufs mit der Verlagerungsgeschwindigkeit und der Höhe der Orographie unter dem Gewitterreferenzpunkt
8. Untersuchung des Verlaufs der Volumen- ( $z_{SV}(t)$ ) und Radarmassenschwerpunkthöhe  $z_{SM}(t)$
9. Untersuchung des Verlaufs Niveau-bezogener Verhältnisse (Das sind die Verläufe des Verhältnisses des Volumens über einer bestimmten Höhe zum Gesamtvolumen ( $Verh_{vol}(t)$ ) und des Verhältnisses der Radarmasse über einer bestimmten Höhe zur Gesamtradarmasse ( $Verh_{RM}(t)$ ), wobei für die Höhen, die 0°C-Grenze und die -10°C-Grenze sowie das LFC verwendet wurden.

## 4.2 Anmerkungen zur Umsetzung der Methodik

### 4.2.1 Erzeugung von Vertikalprofilen

Der Berechnung der Volumina und Radarmassen bzw. den daraus abgeleiteten weiteren Parametern liegen die originären Volumendatensätze zu Grunde. Im Rahmen der Erstellung von Profilen - im Speziellen der Verteilung des Volumens oder der Masse der Zelle mit der Höhe - ergeben sich bei direkter Berechnung aus Polarkoordinaten jedoch einige Probleme. Ein solches Höhenprofil weist ein recht markantes Sägezahn-ähnliches Muster auf (Abb. 4.1 - links), was eine hohe Fluktuation des Volumens oder der Radarmasse mit der Höhe vortäuscht. Der Grund dieses Verhaltens offenbart sich, wenn der Verlauf des Profils mit den Strahlmittenhöhen am Ort der Zelle verglichen wird. Dabei erkennt man, dass die Minima genau zwischen den Strahlmittenhöhen liegen. Es ist also ein Artefakt, das aus dem unsachgemäßen Vergleich zwischen Polarkoordinaten und kartesischer Höhe resultiert, wobei bei den polaren Radar volumina der Reflektivitätswert immer auf den Mittelpunkt bezogen wird.

Um dieses Problem zu beheben, musste eine Änderung für die Berechnung der Profile ins-

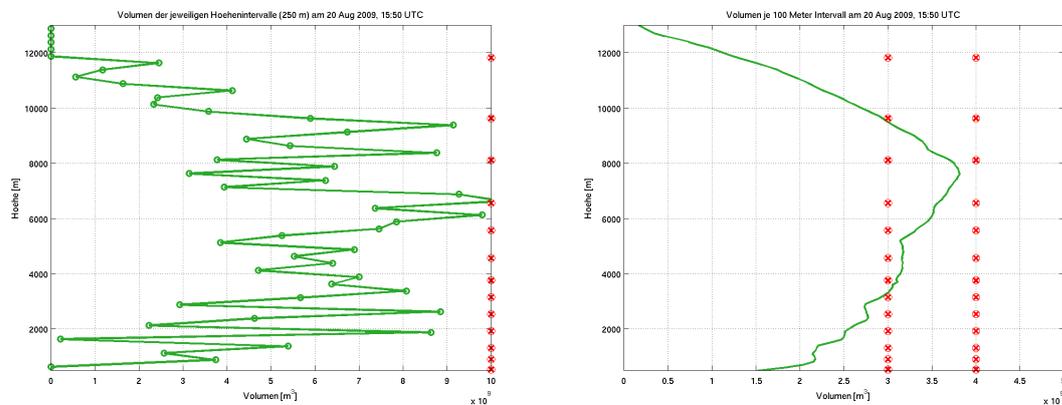


Abbildung 4.1: **links**: Vertikalprofil des Volumens ohne vorherige Interpolation der Daten auf ein kartesisches Gitter; **rechts**: Volumenprofil nach Interpolation der Daten auf ein kartesisches Gitter - Darstellung für die Zelle vom 20.08.2009 - 15:50 UTC

fern vorgenommen werden, dass die die Gewitterzelle repräsentierenden Reflektivitäten auf eine kartesisches Gitter interpoliert wurden. Dies erforderte auch eine Neuberechnung des RCs der Gewitterzelle, der ursprünglich anhand von Polarkoordinaten definiert worden war. Letztlich wurden normale („glatte“ und „realistische“) Höhenprofile aus den Volumendaten in einem kartesischen Gitter berechnet (vgl. Abb. 4.1 - rechts). Durch die Interpolation auf ein kartesisches Gitter entsteht jedoch ein zum Teil deutlicher Unterschied im gesamten Volumen bzw. in der gesamten Masse. Für den Datensatz der Zelle vom 20.08.2009 beträgt zum Zeitpunkt, an dem die Zelle die

größte Radarmasse aufweist, der Unterschied zwischen dem aus den polaren Daten und dem - aus den auf ein kartesisches Gitter interpolierten Daten berechneten - Volumen fast 20%. Solch ein Unterschied erlaubt erst einmal sicherlich keine belastbaren quantitativen Aussagen über das Volumen oder die Masse aus den auf ein kartesisches Gitter interpolierten Daten. Daher werden mit den Höhenprofilen lediglich zeitliche Verläufe betrachtet bzw. nur der Umfang zwischen verschiedenen Höhenbereichen verglichen. Die Absolutwerte sind in diesem Sinne nicht allzu relevant, sofern eine Konsistenz der Umrechnung vorausgesetzt wird.

### 4.2.2 Ungleichheitsverteilung

Im Rahmen der statistischen Untersuchungen werden einige verwendete Methoden als bekannt vorausgesetzt bzw. sind in den einschlägigen Lehrbüchern (wie z.B. Schönwiese (2000), Rinne (1997) oder im Hinblick auf eine MATLAB Lösung Trauth et al. (2010)) zu finden. Dies gilt insbesondere für die Regressions- und Korrelationsrechnung, wie auch für die Zeitreihenanalyse, die in der Arbeit insbesondere in Form einer Kreuzkorrelationsanalyse und einer Frequenzanalyse mittels einer diskreten Fouriertransformation zur Erkennung von periodischen Anteilen in der Zeitreihe durchgeführt wurde.

Weniger verbreitet ist jedoch die Kennzeichnung einer Ungleichheit in Datenausprägungen. In dieser Arbeit wird dabei u.a. untersucht, wie sich quantitative Parameter, die als Zeitreihen vorliegen, sich gleichmäßig oder ungleichmäßig auf die verschiedenen Zeitpunkte verteilen. Grob gesagt, soll z.B. im Fall der Radarmasse untersucht werden, ob zu einem Zeitpunkt oder wenigen Zeitpunkten ein RC der Zeitreihe ungleich mehr Masse aufweist als bei einer „gerechten“ Verteilung. Oder anders ausgedrückt (diesmal im Fall des Volumens), ob zu einem der wenigen Zeitpunkten ungleich viel vom über alle Zeitpunkte aufsummierten Gesamtvolumen erfasst wird. Eine Veranschaulichung dieser Ungleichheit ließe sich zum einen mittels einer sogenannten Lorenzkurve darstellen. Bei ihr sind auf der Abszisse die Anteile an der Gesamtheit der Merkmals-träger (hier: RCs), auf der Ordinate die Anteile an der gesamten Merkmalssumme (hier Volumen oder Radarmasse) abgetragen. Eine Ungleichheit äußert sich dabei in der Abweichung von der Winkelhalbierenden, die eine perfekte Gleichverteilung darstellt. Als Beispiel soll die Abbildung (4.2) dienen, auf der die Lorenzkurven des Volumens und der Radarmasse der ersten und dritten untersuchten Zelle vom 25.05.2007 wiedergegeben sind.

In dem Vergleich zeigt sich beispielsweise, dass sich das gesamte, über alle Zeitpunkte aufsummierte Volumen gleichmäßiger oder „gerechter“ auf die einzelnen Zeitpunkte verteilt, als die Radarmasse. Die Abweichungen der Kurven von der Winkelhalbierenden sind im Fall des Volumens

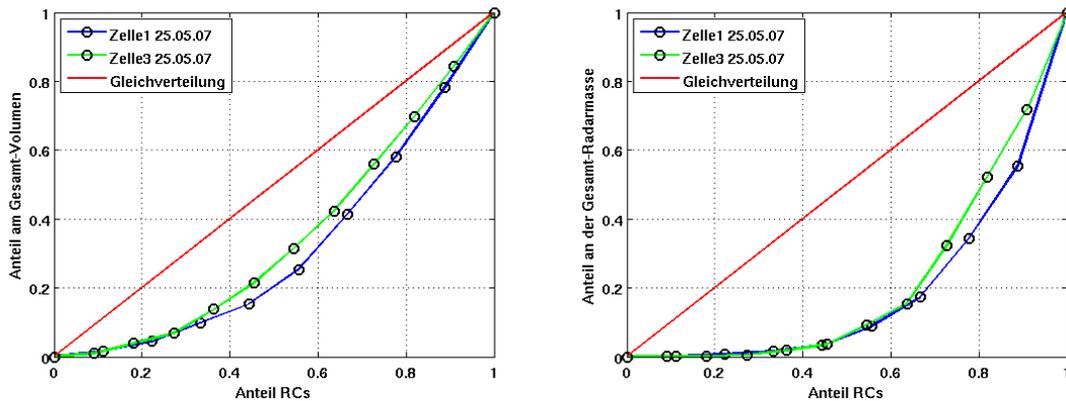


Abbildung 4.2: **links**: Lorenzkurve für das Zellvolumen für die Zeitreihen der (blau) ersten und der (grün) dritten am 25.05.2007 untersuchten Zelle. perfekte Gleichverteilung (rot); **rechts**: Gleiches wie links, nur für die Radarmasse  $M_Z$

geringer als die der Radarmasse. Dabei kann natürlich auch ein Vergleich zwischen zwei unterschiedlichen Zellen vorgenommen werden, wobei im angegebenen Beispiel sich das Gesamtvolumen der dritten am 25.05.2007 untersuchten Zelle (Zelle3 - grüne Linie) etwas „gerechter“ auf die verschiedenen Zeitpunkte verteilt als das Gesamtvolumen der ersten am 25.05.2007 untersuchten Zelle (Zelle1 - blaue Linie). Evtl. kann dies auch so interpretiert werden, dass hinsichtlich des Volumens das Maximum im Volumenverlauf der Zelle3 etwas weniger prägnant ist als das Maximum im Volumenverlauf der Zelle1.

Neben einer graphischen Darstellung lassen sich für eine Ungleichheit einer Verteilung auch Kennzahlen angeben. Eine, mit der in der Folge auch die Ungleichheiten der Volumina- und Radarmassenverteilung gekennzeichnet werden sollen, ist der sogenannte *Gini*-Koeffizient, der das Verhältnis der Fläche zwischen der Lorenzkurve und der perfekten Gleichverteilungsgerade (der Winkelhalbierenden) zur der Fläche darstellt, die von der perfekten Gleichverteilungsgerade und der Ordinate und Abszisse eingeschlossenen Fläche eingeschlossen wird. Der *Gini*-Koeffizient ist dimensionslos.

$$Gini\text{-Koeff.} = \frac{2 \sum_{i=1}^n i x_i}{n \sum_{i=1}^n i x_i} - \frac{n+1}{n}, \quad (4.7)$$

wobei  $n$  die Anzahl der Datenpunkte und  $x_i$  der jeweilige Merkmalwert (hier das RCvolumen oder die Radarmasse des jeweiligen RCs) sind.

Ein *Gini*-Koeffizient von 0 kennzeichnet dabei eine perfekte Gleichverteilung, während ein *Gini*-Koeffizient von 1 eine vollständige Konzentration auf einen einzigen Merkmalsträger (in diesem Fall einen RC) kennzeichnet<sup>12</sup>.

<sup>12</sup>Dies ist für den vorliegenden Fall natürlich nicht möglich, da ein RC mindestens eine gewisse Volumen oder eine gewisse Masse haben muss.

## 5. Auswahlkriterien der Fallbeispiele

Die Auswahl geeigneter Fallbeispiele zur Untersuchung der vierdimensionalen Entwicklung schwerer Einzelgewitter aus dem Datensatz des IMK C-Band Dopplerradars sollte bestimmten Anforderungen genügen. Zunächst sollten die Gewitter mehr oder weniger isoliert auftreten, so dass eine eindeutige Zuordnung getroffen werden kann und auch keine mehr oder weniger starke Interaktion mit anderen Zellen auftritt. Ein weiterer Auswahlpunkt betrifft das räumliche Auftreten des zu untersuchenden Gewitters. Zum einen sollte es nah genug am Radar sein, um eine ausreichend hohe Auflösung der Radardaten zu gewährleisten. Bei zu weit entfernten Gewittern besteht die Gefahr, dass selbst bei den niedrigsten Elevationen durch das generelle Ansteigen des Radarstrahls die unteren oder mittleren Bereiche der konvektiven Zelle nicht erfasst werden, so dass die Gewitterzelle evtl. sogar überschossen wird. Zum anderen darf das Gewitter aber nicht zu nah am Radarstandort auftreten. In diesem Fall können nur die untersten Teile der Gewitterzelle erfasst werden, da der steilste Winkel, unter dem die Radarstrahlung ausgesandt wird, bei einer Elevation von  $30^\circ$  liegt. Das Gewitter wird quasi unterschossen. Die oberen Teile des Gewitters liegen in dem sogenannten *cone of silence* (vgl. Abschn 3.1).

Als optimal wird bei der Auswahl der Fallbeispiele eine Entfernung von 20 bis 50 km vom Radarstandort erachtet. Damit beschränkt sich - geografisch betrachtet - die „Gewitterregion“ auf den Nordschwarzwald, die Nordvogesen, den Pfälzer Wald, den nahen Odenwald, den Kraichgau und das dazwischen liegende Oberrheintal zwischen Speyer/Ludwigshafen/Mannheim und Straßburg/Kehl, wobei ein kreisförmiges Gebiet um den Radarstandort herum ausgeklammert wird.

Des Weiteren sollte zwischen dem untersuchten Gewitter und dem Radar - wenn möglich - kein weiterer Niederschlag oder gar eine andere kräftige Gewitterzelle auftreten. Denn sonst würde die Dämpfung der Radarstrahlen durch den zwischengeschalteten Niederschlag oder die Gewitterzelle deutlich verstärkt und würden die Signale vom eigentlich untersuchten Gewitter deutlich geringer ausfallen. Da außerdem der Niederschlag sicherlich nicht zeitlich konstant über die untersuchte Zeitspanne auftritt, würde die Vergleichbarkeit der absoluten, aus der Reflektivität abgeleiteten Parameter nicht gegeben sein.

Zu guter Letzt sollten die untersuchten Zellen auch „kräftiger“ gewesen sein. In diesem Sinne wird eine maximale Reflektivität von mindestens 55 dBZ gefordert.

## 6. Fallbeispiele

Für die Falluntersuchungen wurden auf der Basis der angegebenen Kriterien fünf Gewitterzellen aus dem Datenarchiv des IMK C-Band Dopplerradars herausgesucht, wobei auf eine gewisse Bandbreite der Gewitterentwicklungen geachtet wurde. In diesem Sinne wurden zur ersten Anwendung der Methodik drei Einzelzellen (vom 25.05.2007) betrachtet. Zur Anwendung der Methodik auch auf komplexere Gewittersysteme und zur Betrachtung eines stärker ausgeprägten Pulsierens wurde eine Multizelle (vom 20.08.2009) ausgewählt und zum Vergleich mit einer Superzellenentwicklung schließlich die Zelle vom 09.06.2010 analysiert.

Dabei deuten die Zugbahnen der fünf Zellen (Abb. 6.1) bereits die Bandbreite der ausgewählten

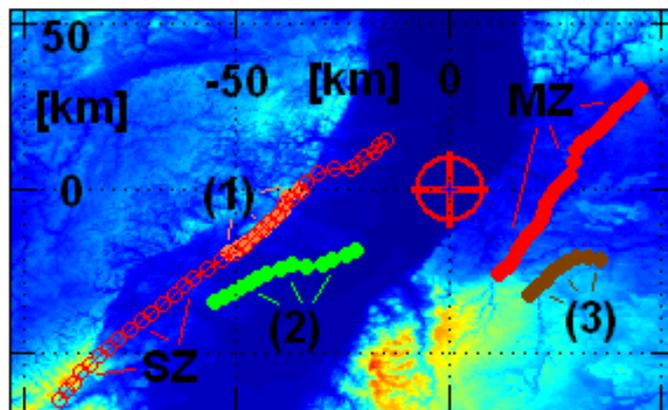


Abbildung 6.1: Zugbahnen (der Referenzpunkte) der untersuchten Zellen vor dem Hintergrund einer Orographie-Darstellung mit einer Auflösung von 500 Meter x 500 Meter. Darin rotes Fadenkreuz: Radarstandort; erste untersuchte Zelle (1) vom 25.05.07 13:44 bis 14:24 UTC - orange ausgefüllte Punkte; zweite untersuchte Zelle (2) vom 25.05.07 14:20 bis 15:24 UTC - hellgrün ausgefüllte Punkte; dritte untersuchte Zelle (3) vom 25.05.07 15:14 bis 16:04 UTC - braun ausgefüllte Punkte; Multizelle (MZ) vom 20.08.09 - rot ausgefüllte Punkte; Superzelle (SZ) vom 09.06.10 - rote offene Kreise.

Zellen an. So beträgt die Länge der Zugbahn des Referenzpunktes der dritten untersuchten Zelle vom 25.05.2007 20,0 km, während die Länge der Zugbahn des Referenzpunktes der (Super-)zelle vom 09.06.2010 während des Untersuchungszeitraums von 15:35 bis 18:25 109 km umfasste.

Bei der Wahl des Schwellenwertes, der in dem verwendeten und für einen quantitativen Ver-

gleich modifizierten Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D zur Zelldefinition vorgegeben werden muss, wurden in den ausgewählten Fällen unterschiedliche Werte verwendet: bei den drei Einzelzellen wurde ein Schwellenwert von 30 dBZ und bei der Multi- und Superzelle von 40 dBZ. Dies hat einen leicht willkürlichen Charakter, wobei dies aus unterschiedlich bedienbaren Forderungen resultiert. Zum einen sollte nämlich der Schwellenwert so gering wie möglich sein, damit man noch weite Teile der Zelle erfasst und gerade am Anfang der Zellentwicklung die ersten Reflektivitätsstrukturen als Zelle detektiert werden. Zum anderen führt ein zu geringer Schwellenwert auch dazu, dass das Volumen einer Zelle in der weiteren Entwicklung übermäßig anwächst, Zellteilungen nicht erkannt werden bzw. Bereiche der Zelle zugeordnet werden, die gar nicht zur realen Zelle gehören.

In den im Folgenden dargestellten Fällen betrifft dies insbesondere die Multizelle und Superzelle. Im Fall der Multizelle vom 20.08.2009 kommt es beispielsweise bei einem Schwellenwert von 30 dBZ - obwohl die Zelle relativ isoliert war - zu Verbindungen mit anderen Zellen oder mit „Resten“ anderer Zellen. Gleiches gilt für die Isolierung der Superzelle. Bei dieser würde sich aber auch das Volumen im Laufe der Zellentwicklung (beispielsweise durch die „Auswehung“ der oberen Zellteile bzw. des Weiteren bei der Verbindung mit einer anderen Zelle vom Schwarzwald) übermäßig vergrößern und jeglichen behandelbaren Rahmen sprengen. Mit anderen Worten: Die Zelle würde sich später unrealistischerweise über fast die Hälfte des Radargebietes erstrecken. Mit dem im Vergleich zu den Einzelzellen vom 25.05.2007 höheren Schwellenwert von 40 dBZ wird dann hoffentlich der wirklich aktive Kern der Zelle erfasst und einer Untersuchung zugänglich gemacht.

Die scheinbare Willkür in der Wahl des Schwellenwertes ist mit vorlaufenden Tests mit verschiedenen Schwellenwerten und der anschließenden visuellen Betrachtung der Ergebnisse ein wenig abgemildert bzw. ist durch diese die Wahl begründbar.

Die Angabe der Zeiten erfolgt in koordinierter Weltzeit (UTC). Um die Mitteleuropäische Sommerzeit (MESZ) zu erhalten, muss man zwei Stunden addieren.

**Anmerkung:** Die Sequenzen der Aufsichten, Seiten- und Aufrisse der verschiedenen Zellen sind in einer MaxCAPPI Darstellung in A.6 wiedergegeben, so dass bei der Beschreibung der Bilder auf diesen Darstellung verwiesen wird.

## 7. Einzelzellen 25.05.2007

Von diesem Tag werden, wie erwähnt, insgesamt drei Zellen auf ihre Entwicklung untersucht. Dabei handelt es sich um relativ isolierte Zellen, die vom Erscheinen auf dem Radarbild - aufgrund von einem Maximum im Hinblick auf der Höhe der gemessenen Reflektivitäten und der Dauer des Lebenszyklus - zunächst als Einzelzellen eingestuft werden können. Als Schwellenwert zur Gewitteridentifizierung wurde innerhalb des Zellverfolgungsalgorithmus 30 dBZ verwendet.

### 7.1 Synoptische Situation

**Großwetterlage:** Trog Westeuropa

**Strömung:** Süd bis Südwest

**Tageswerte Karlsruhe (DWD Station Hertzstraße - 112 m über NN):**

Temperaturen: Tagesmittel: 24.7°C      Maximum: 32.3°C      Minimum: 17.3°C

Tagesmittel der relativen Feuchte: 61.3%

Tagesmittel der Windgeschwindigkeit: 3 Bft - maximale Windgeschwindigkeit: 8.8 m/s

Sonnenscheindauer: 13.1 Stunden      Tagesmittel des Bedeckungsgrades: 3.3 Achtel

Tagesmittel des Luftdrucks in Stationshöhe: 990.6 hPa - Differenz zum Vortag: -6,1 hPa

Niederschlagshöhe: 0.0 mm

Wenn man ein Fallbeispiel aus dem Mai 2007 erörtert, so muss zumindest zum jetzigen Zeitpunkt (Stand: Februar 2012) angeführt werden, dass dieses Fallbeispiel aus dem deutschlandweit gesehen nassesten Mai seit Beginn der deutschlandweiten Wetterbeobachtungen im Jahr 1901 - also seit mindestens über hundert Jahren - stammt<sup>13</sup>. Die hohen Regenmengen sorgten dabei sicherlich für eine vergleichsweise erhöhte Bodenfeuchte, die prinzipiell vorteilhaft für eine höhere Luftfeuchte als einer der Voraussetzungen zur Gewitterbildung ist (im Sinne eines effektiven sekundären Wasserkreislaufs, der vor allem auch kontinentalen Gebiete die nötige Feuchtigkeit

---

<sup>13</sup>Im bundesweiten Durchschnitt fielen mit 126 mm fast das Doppelte des Mittelwertes der für das Jahr 2007 relevanten Referenzperiode von 1961 bis 1990 von 71 mm (DWD, 2007).

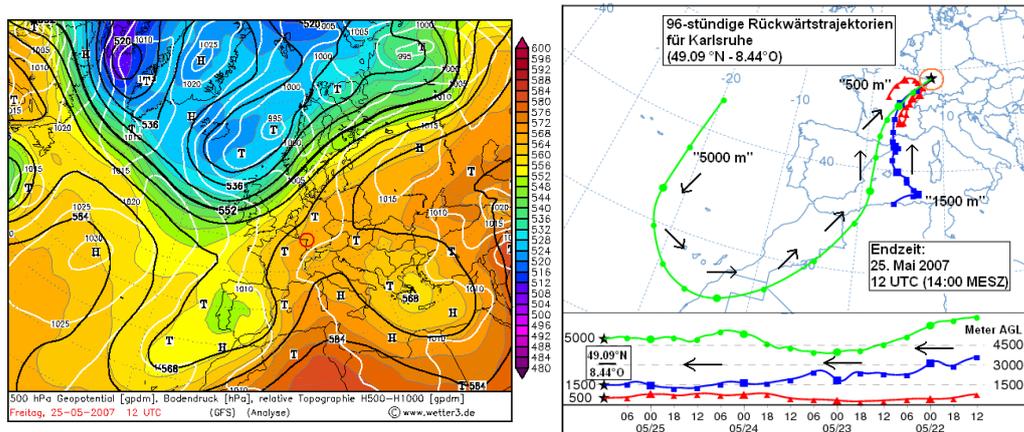


Abbildung 7.1: **links**: GFS-Reanalysekarte 500 hPa Geopotential, Bodendruck und relative Topographie (1000hPa-500hPa) für den 25.05.2007 - 12:00 UTC; Roter Kreis: Radargebiet ([www.wetter3.de](http://www.wetter3.de)) - **rechts**: 96-stündige Rückwärtstrajektorien für Karlsruhe (49.09°N - 8.44°O), Endzeit 25.05.2007 - 12:00 UTC. (ARL-NOAA - generiert über <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>)

bringt (Scherhag, 1948)).

Wenn man allerdings die am Anfang dieser synoptischen Übersicht aufgelisteten Wetterwerte der Station Karlsruhe des 25.05. näher betrachtet, dann ist hierbei sicherlich die Tageshöchsttemperatur das markanteste Wetterelement, wobei es besonders auch in den mittleren Höhenlagen sehr warm war. So lagen zum Beispiel die Abweichungen der Tagesmitteltemperatur gegenüber dem langjährigen Mittel auf dem Klippeneck auf der Schwäbischen Alb mit einer Stationshöhe von 973 m ü.N.N. bei 10.0 K und in Freudenstadt im mittleren Schwarzwald mit einer Stationshöhe von 762 m ü.N.N. bei 10.4 K, wobei die Tageshöchsttemperaturen in Klippeneck 25.3°C und in Freudenstadt 26.2°C erreichten.

Der Grund für die hohen Temperaturen lässt sich beim Blick auf die großräumige Wetterlage erkennen, deren Ausprägung sich in der kombinierten Darstellung der Bodenluftdruckverteilung, Verteilung des Geopotentials der 500 hPa Fläche und der Verteilung der Schichtdicke zwischen der 1000 und 500 hPa Fläche darstellt (Abb. 7.1, links). Auffälliges synoptisches Merkmal, das auch für die Kategorisierung der Wetterlage verantwortlich ist, ist ein langgestreckter Trog vor Westeuropa, der sich vom Europäischen Nordmeer über die Britischen Inseln bis zur Iberischen Halbinsel erstreckt, wobei an dessen Südspitze in der Höhe noch ein kleiner abgegrenzter Bereich mit ein wenig kühlerer Luft zwischen dem 1000 hPa und 500 hPa Niveau zu erkennen ist, der die Reste eines vorher eigenständigen Höhentiefs darstellt. Auf der Vorderseite des Troges war für Mitteleuropa eine südliche bis südwestliche Strömung bestimmend, mit der sehr warme und potentiell instabile subtropische Luft advehiert wurde. Der Charakter der Luftmasse deutet sich bereits sehr gut in den 96-stündigen Rückwärtstrajektorien für Karlsruhe für den 25.05.2011,

12:00 UTC an (Abb. 7.1, rechts). Während die unterste Luftschicht (500 Meter) bei nur geringen Luftdruckunterschieden (innerhalb eines sogenannten barometrischen Sumpfes<sup>14</sup>) nur insgesamt eine kurze Wegstrecke aus der Auvergne bzw. der Provence zurückgelegt hatte, wurden die darüberliegenden Luftmassen innerhalb der vorangegangenen 96 Stunden über das Mittelmeer geführt (mit einem Schirokko bzw. in dem Mittelmeerbereich auch Libeccio, Labech und Marin (Schamp, 1964)). Hier konnten sie sich dann auch recht gut mit Feuchtigkeit anreichern, ein Vorgang der im thermodynamischen skewT-logp Diagramm (Abb. 7.2) deutlich in der zurückgehenden Taupunktdifferenz bis etwa 1500 Meter sichtbar wird. In Höhen um 5000 Metern ist sogar nach der Trajektorienberechnung eine Herkunft (zumindest ein Überstreichen) der Luft vom westlichen Großen Erg in der Sahara und dem Sahara Atlas zu erkennen, wobei der Wind dann dort als „giftiger“ Samum bzw. Chichili oder Schehili im Südwesten Algeriens bezeichnet werden kann, bevor dann die Luft als Xaloque östlich vor Spanien zu den Pyrenäen und dann über Frankreich in die Region geführt wurde. Im Temperaturprofil ist die kleine Inversion in 550 hPa wahrscheinlich dieser „Sahara-Luft“ geschuldet, wobei darunter auch ein kleiner Bereich einer entkoppelten, durchmischten Schicht angedeutet ist, der ebenfalls ein Indiz für eine Herkunft der Luftmasse von der Sahara und der Spanischen Hochebene als sogenannte „Spanisch plume“ ist. Diese warme, relativ feuchte (die Werte des niederschlagbaren Wassers betragen 2.82 cm) und damit energiereiche subtropische Luftmasse war dabei nicht nur für das hohe Temperaturniveau verantwortlich. Auch zeigte sie eine gewisse potenzielle Labilität, die an den kennzeichnenden Indizes deutlich wird - wie etwa einem negativem Lifted Index von -2.28 K oder einem Total Totals Index von 54.4 (bei dem nach Miller (1967) im Rahmen einer lediglich Zutaten basierten Abschätzung einzelne bis häufige kräftige Gewitter zu erwarten sind).

Die Aussage bis hierhin ist, dass an diesem Tag - wie gezeigt - eine recht labile Luftmasse vorherrschte. In dieser konnten sich nun teils durch Hebung durch am langwelligen Trog entlanglaufende kurzweilige Störungen, teils durch thermische Auslösung (nach Überwindung der nur geringen konvektiven Hemmung (CIN) von -31 J/kg) Schauer und Gewitter bilden. Bei CAPE-Werten um 470 J/kg und einer Bulk Richardson Zahl von 23 waren dabei zum Teil auch kräftigere Entwicklungen möglich (die BRN favorisiert sogar Superzellen Entwicklungen). Allerdings war die Windscherung mit der Höhe nur mäßig (siehe Hodograph in Abb. 7.4). Die Windscherung zwischen dem mittleren Wind in 6 km Höhe und dem Bodenwind (der sogenannten *deep level shear* (DLS)) betrug beispielsweise 6.7 m/s und die Windscherung zwischen den mittleren Wind

<sup>14</sup>Dieser Ausdruck wird vor allem im Französischen - als *marais barométrique* - benutzt und kennzeichnet ein Luftdruckfeld mit nur geringen Luftdruckunterschieden im Bereich von 1015 hPa, in dem schwül-warme Luft bestimmend ist: der klassischen Wetterlage für die Bildung von sog. Luftmassengewittern (Triplet und Roche, 1986).

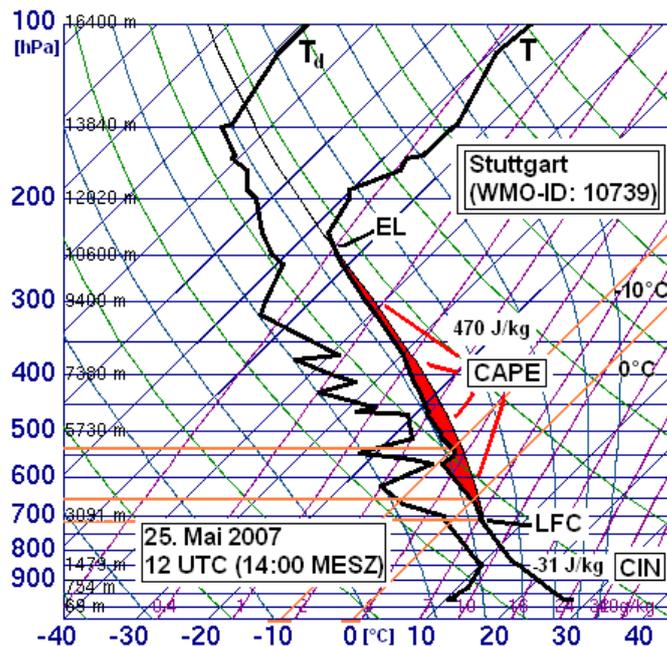


Abbildung 7.2: SkewT-logp Diagramm des Radiosondenaufstiegs der Station Stuttgart vom 25.05.2007 - 12:00 UTC (University of Wyoming)

in 1 km Höhe und dem Bodenwind (die sogenannte *low level shear* (LLS)) erreichte von 2.4 m/s. Dabei waren auch die Windgeschwindigkeiten generell relativ schwach mit z.B. 10.3 m/s in 5 km Höhe, so dass sich nach der synoptischen Erfahrung hauptsächlich - wenn auch kräftigere - Einzelzellen (sog. Pulsstorms (Air Weather Service, 1990a)) entwickeln sollten. Nach den einschlägigen Vorhersagehinweisen (wie dem Fawbush-Miller Hail-Index (Vasquez, 2002) oder der generellen Evaluierung des Radiosondenaufstieges) war - trotz der geringen Windscherung zur Separation des Aufwind-Abwindpaares Hagelpotential durchaus zu erwarten, wie letztlich auch Meldungen von einigen Hagelschäden aus dem Norden und der Mitte von Rheinland-Pfalz mit Taubenei-ähnlichen Korngrößen zeigen. Das aus dem Radiosondenaufstieg abgeleitete Niveau der freien Konvektion (LFC) liegt bei 2870 Metern, die 0°C-Grenze bei 3590 Metern und die -10°C-Grenze bei 5210 Metern. Das Gleichgewichtsniveau (EL) liegt bei 10800 Metern.

## 7.2 Phänomenologische Beschreibung

Schon recht früh ab 11:00 UTC (13:00 MESZ) zeigten sich auf dem Radarbild über dem Nord-schwarzwald erste Zellen, die auch in ihrem Lebenszyklus recht hohe Reflektivitäten über 60 dBZ erreichten. Allerdings für eine Untersuchung waren sie nicht geeignet, da sie nicht isoliert genug auftraten, um eine eindeutige Zuordnung im Radarbild zu gewährleisten. Es bildeten sich

mehrere, klar separierte Zellkerne aus, die jedoch durch ein Gebiet von teils 40 dBZ verbunden waren, also letztlich genau ein Fall der zeigt, wieso in der originalen Version von TRACE3D mit relativen Schwellenwerten gearbeitet wird. Im Folgenden weitete sich die konvektive Aktivität langsam weiter aus, wobei sie sich aber erst einmal hauptsächlich weiter auf den Bereich des Schwarzwaldes, der Schwäbischen Alb und des Kraichgaus beschränkte.

### 7.2.1 Erste untersuchte Zelle - 13:44 bis 14:24 UTC

Um 13:40 UTC konnte dann allerdings etwa 55 bis 65 km südwestlich des Radarstandortes (bei Hagenau im Nordelsass) ein erstes, isoliertes Echo zwischen 4 und 9 km Höhe über Grund mit einem Maximum bei etwa 6 km beobachtet werden, dessen gemessene Reflektivitäten sich eng begrenzt in den Bereich 30 bis 35 dBZ erstreckten. Diese Zelle wurde allerdings vom Zellverfolgungsalgorithmus noch verworfen. Denn obwohl in dieser Fallstudie mit einem absoluten Schwellenwert von 30 dBZ gearbeitet wurde, existiert im Algorithmus noch ein (wenn auch hier schon vergleichsweise sehr niedrig angesetztes) Mindestgrößenkriterium, das zur Verwerfung dieser ersten Signale führte. Dieses wird - wie in Abschnitt 3.4 erläutert - aber nicht als große Beeinträchtigung der Untersuchung angesehen.

Zum nächsten Zeitpunkt (13:44 UTC) wird die Zelle dann aber auch von TRACE3D als RC erkannt, so dass im Sinne der Objektivität auch dieser Zeitpunkt als Startzeitpunkt der Radarzelle betrachtet wird. In seinem Erscheinungsbild (vgl. A.6 - Abb. A.4) vergrößert sich der Reflektivitätsbereich weiter, wobei sich nun der Bereich mit Reflektivitäten größer als 30 dBZ über einen Höhenbereich von etwa 3.8 bis 7.5 km über Grund erstreckte. Der Bereich mit den höchsten Reflektivitäten lag ebenfalls um 6 km, umfasste jedoch nun das Reflektivitätsintervall von 40 bis 45 dBZ. Neben einer räumlichen Volumenausdehnung des RCs fand also auch eine Verstärkung hinsichtlich der Größe der gemessenen Reflektivitäten statt. Dazu ist im Aufriss der Zelle um 13:50 UTC am Westrand (im Aufriss links oben) evtl. ein kleiner überhängender Bereich zu erkennen, der auch auf der Seite des größten Gradienten der Reflektivitäten liegt. Der Aufwind scheint also in diesem Bereich zu liegen.

Im weiteren Verlauf wanderte die Zelle dann unter vorläufiger Verstärkung und Volumenausdehnung langsam nordostwärts (vgl. Abb. 6.1). Dabei wurden die höchsten Reflektivitäten des gesamten Zellzyklus bereits um 14:00 UTC mit Werten von knapp über 60 dBZ erreicht (der Maximalwert aller Volumenstrahlelemente betrug 62 dBZ). Allerdings verlagerte sich gleichzeitig der Bereich mit den größten Reflektivitäten rasch nach unten, d.h. die Zelle entwickelte anscheinend

rasch einen zum Boden gerichteten Niederschlagsbereich: Die Zelle wurde schnell fußlastig. Um 14:10 UTC schwächten sich die bodennahen Reflektivitäten dann zunehmend ab. Nach einem ausgedehnteren 50-55 dBZ Bereich und auch noch recht signifikanten 55-60 dBZ Reflektivitätsbereich um 14:04 UTC gab es um 14:10 nur noch einen ausgedehnteren Reflektivitätsbereich von 45 bis 50 dBZ mit einem ganz kleinen Anteil von Reflektivitäten knapp über 50 dBZ. Jedoch entstand gleichzeitig im nördlichen Teil der Zelle in einer Höhe von 5 km ein neuer kleiner Zellbereich, der im Vergleich zur Umgebung wieder etwas höhere Reflektivitäten von über 30 dBZ aufweist. Dieser vergrößerte sich in der Folge etwas, verstärkte sich ein wenig (auf 35 bis 40 dBZ) und sank dabei in seinem Schwerpunkt insgesamt langsam tiefer, um sich schließlich um 14:20 in den unteren Zellbereich mit den relativ höheren Reflektivitäten einzugliedern, bevor dann um 14:24 UTC die Zelle im Radarbild 35 km westlich des Radars (bei Bad Bergzabern am Übergang von der Rheinebene zum Pfälzer Wald) zum letzten Mal mit einem recht bodennahen (fußlastigen) Bereich über dem Schwellenwert von 30 dBZ sichtbar war und sich - zumindest im Rahmen der Detektierbarkeit mit dem Radar - auflöste.

Vom visuellen Standpunkt zeigt das erste Radarbild (13:44 UTC) die Zelle noch in ihrer Entwicklungs-/Anfangsphase. Und auch im zweiten Bild (13:50 UTC) hat der Niederschlag den Boden noch nicht ganz erreicht, wobei der Beginn und dann damit die Reifephase unmittelbar bevorsteht. Der Übergang ist also etwa auf die Zeit zwischen 13:50 und 13:54 UTC zu datieren. Danach (bis 14:04 UTC) befindet sich die Zelle in der Reifephase mit stärkeren, den Boden erreichenden Reflektivitäten, bevor auf 14:10 UTC etwa der Beginn der Zerfallsphase gesetzt werden kann. Allerdings nimmt entgegen dem Grundzyklus das Echo nicht stetig ab und breitet sich in den untersten Schichten aus, sondern es zeigt sich noch der kleine „Puls“ mit einem kleinen erhöhten Reflektivitätsbereich in der Höhe. Dieser ist evtl. für eine leichte Verlängerung der Zelllebensdauer verantwortlich, dabei aber in seiner Wirkung nicht so stark (oder das Umfeld ist zu diesem Zeitpunkt nicht förderlich für die weitere Entwicklung), dass es zu einer deutlichen neuen Verstärkung kommt. Es wird wahrscheinlich keine neue Reifephase erreicht.

### **7.2.2 Zweite untersuchte Zelle - 14:20 bis 15:24 UTC**

Bevor die erste Zelle in sich zusammengefallen war, entwickelte sich schon um 14:00 UTC wieder im Bereich Hagenau am Ausgang der Zabener Senke, die die Nord- von den Südvogesen trennt<sup>15</sup>, eine neue kleine Zelle mit einem ersten, isolierten Echo wieder zwischen 4 und 9 km

<sup>15</sup>Ob diese Orographie-Konfiguration mit einer lokalen Modifikation des Strömungsfeldes oder der Luftmasse eine Rolle zur Gewitterbildung spielt, kann nur vermutet werden. Aus rein objektiver Erfahrung scheint insbesondere für

Höhe über Grund mit einem Maximum bei etwa 6 km. Diese Zelle zog im Folgenden ebenso in Richtung Nordosten ähnlich der Bahn der ersten untersuchten Zelle. Allerdings erreichte sie dabei nur für diesen Tag mäßige Reflektivitäten von knapp 45 dBZ und fiel auch etwa 30 bis 35 km südwestlich des Radarstandortes (bei Seltz im Elsass) rasch in sich zusammen. Jedoch fand an ihrem Nordwestrand in etwa 7 km Entfernung eine Neubildung einer weiteren kleinen Zelle<sup>16</sup> statt. Andererseits bildete sich genau in ihrem „Kielwasser“ 65 km südwestlich des Radars (auch wieder bei Hagenau) um 14:20 UTC eine weitere neue Zelle, die letztlich die zweite im Rahmen dieser Arbeit untersuchte Zelle darstellt.

Die erste isolierte Reflektivitätszone in der Höhe (vgl. Abb. A.5 in A.6) erstreckte sich jedoch diesmal über einen Bereich zwischen 4 und 11 km Höhe über Grund mit einem Maximum bei etwa 7.5 km. Dazu konnten auch generell bereits etwas höhere Reflektivitäten beobachtet werden (45 bis 50 dBZ). Im weiteren Verlauf dehnte sich die Zelle aus, wobei auch die Reflektivitäten zunahmten. Dabei erreichte der Reflektivitätsbereich um 14:30 UTC den Boden, die Zelle somit (nach visuellen Gesichtspunkten) ihre Reifephase. Danach nahmen die Reflektivitäten noch etwas zu (das 95ste Perzentil lag etwas über 60dBZ mit einer maximalen Reflektivität von 65.96 dBZ um 14:34 UTC) und auch zumindest zum nächsten Zeitschritt schien sich die Zelle etwas zu vergrößern und an vertikaler Ausdehnung zu gewinnen.

Das Ende der (ersten Reifephase) scheint dann um 14:45 UTC gekommen zu sein, da danach das Echo rasch in sich zusammen fällt. Allerdings (wie auch bei der Betrachtung der Datengüte beschrieben) ist dieses Verhalten nicht sicher, da vor allem der Datensatz von 14:50 UTC eine Merkwürdigkeit in Form einer generellen (kurzfristigen) Abschwächung aller Reflektivitäten aufweist. Hervorzuheben (und auch von der Datengüte belastbar) ist dann die Entwicklung der Zelle um 14:54 UTC bzw. markanter dann um 15:00 UTC. Hier entsteht im südöstlichen Bereich eine neue, hoch gestreckte Echosäule, die zumindest um 15:00 UTC wieder mit Reflektivitäten von mehr als 45 dBZ zum Boden reicht. Dieses führt anscheinend zu einer leichten Regenerierung bzw. einem leichten Pulsieren der Zelle. Es scheint eine neue Reifephase einzutreten, wobei auch die Reflektivitäten wieder etwas zunehmen. Das 95ste Perzentil der Reflektivitäten erreicht Werte von fast 60 dBZ (vgl. Abb. 7.12). Von 15:14 UTC auf 15:20 UTC fällt dann jedoch die Zelle letztlich zunehmend in sich zusammen, bevor um 15:24 UTC die letzte Detektierung der Zelle etwa 29 km südwestlich vom Radarstandort (bei Lauterbourg) auftritt. Dabei wich insgesamt die Zugbahn

---

den Raum Karlsruhe die Zabener Senke nicht unbedeutend zu seien. Zum einen betrifft dies die Gewitterentwicklungen, zum anderen auch eine Windverstärkung bei synoptisch skaligen Starkwindereignissen. Karlsruhe weist für eine Station in tieferen Lagen oft relativ hohe Windgeschwindigkeiten auf.

<sup>16</sup>Diese zog ebenso nordostwärts, bevor sie sich dann, nach einer etwas stärkeren Entwicklung (mit einem Erreichen eines kleinen Reflektivitätsbereich von 50dBZ), aber relativ rasch wieder etwa 35 km westlich des Radars (bei Bad Bergzabern) auflöste.

(vgl. Abb. 6.1) etwas von der vorherigen ab. Darauf wird aber später noch bei der Diskussion über die Zellverlagerung eingegangen.

Im Rahmen dieser ersten Beschreibung ist zu bemerken, dass auch hier wieder ein leichtes Pulsieren mit einem neuen „Reflektivitätsschub“ beobachtet werden kann. Dazu erwies sich die Zelle in ihrer Entwicklung aber, obwohl sie sich nur kurz nach der ersten Zelle bildete, etwas stärker (hinsichtlich der Lebensdauer und der gemessenen Reflektivitäten) und zog auch in eine etwas andere Richtung.

### 7.2.3 Dritte untersuchte Zelle - 15:14 bis 16:04 UTC

Der „Geburtsort“ der dritten an diesem Tag untersuchten Zelle liegt - anders als die vorher beschriebenen (vgl. Abb. 6.1) - etwa 37 km südöstlich der Radarstandortes (im Nordschwarzwald bei Pforzheim/Neuenbürg). Dabei kam es an diesem Tag vor allem hier schon recht früh zur Ausbildung von hochreichender Konvektion, die sich bereits in Niederschlagszellen äußerte. Allerdings waren die Entwicklungen bisher nicht so isoliert, um den Auswahlkriterien dieser Untersuchung zu genügen. Bei dieser dritten untersuchten Zelle gilt zunächst das Gleiche wie für die erste untersuchte Zelle, dass nämlich bereits einen Zeitschritt vor der Erkennung um 15:14 UTC durch den Algorithmus (also um 15:10 UTC) ein erstes, isoliertes Echo zwischen 4 und 9 km Höhe über Grund mit diesmal einem Maximum bei etwa 6 bis 7 km beobachtet werden konnte. Aus den genannten Gründen wurde dies aber verworfen.

Bei der ersten Detektion mit TRACE3D (um 15:14 UTC - vgl. Abb. A.6 in A.6) zeigt sich dann ein abgehobener Reflektivitätsbereich zwischen 4 und 10 km Höhe über Grund mit einem Maximum (von 40 bis 45 dBZ) bei etwa 7.5 km. Nach 15:14 UTC ging dann die Entwicklung erst einmal ähnlich vonstatten. Das heißt: Es kam zu einer Ausdehnung der Zelle mit einer generellen Zunahme der Reflektivitäten, wobei der Übergang von der Entwicklungs- zur Reifephase mit dem einsetzenden Niederschlag etwa auf 15:24 UTC datiert werden kann. In der Reifephase folgte auch erst einmal eine weitere Echoverstärkung in dem Zuge, so dass die Reflektivitäten bodennah noch etwas anstiegen. Dazu scheint die Reifephase insgesamt bei vorerst nur wenigen Veränderungen bis etwa 15:40 UTC anzudauern, bevor dann um 15:45 UTC eher eine Übergangsphase sichtbar ist. Ab 15:45 UTC bis zur letzten Detektion der Zelle um 16:04 UTC folgt die Zerfallsphase bei Mühlacker etwa 20 km nordöstlich der ersten Detektion.

Diese Zelle, die etwas entfernt von den andern beiden Zellen entstanden ist, ist auch in ihrer Entwicklung insofern unterschiedlich zu den beiden vorher betrachteten Zellen, als sie nach der ersten Reifephase keinen neuen „Reflektivitätspuls“ in der Höhe umfasst. Ihre Entwicklung entspricht

recht gut dem einfachen (klassischen) Grundzyklus einer Einzelzelle.

### 7.3 Betrachtung der Datengüte

Hinsichtlich der erhöhten Dämpfung durch Niederschlag im Bereich zwischen der jeweils untersuchten Zelle und dem Radar bzw. einer erhöhten Dämpfung aufgrund eines nassen Radoms, lässt sich bei einer visuellen Überprüfung konstatieren, dass für die Datensätze der ersten und dritten untersuchten Zelle jeweils kein Niederschlag im Radarblickfeld zu beobachten war und auch kein Niederschlag im Bereich des Radarstandortes auftrat.

Im Fall der zweiten untersuchten Zelle, ist zu Beginn des Entwicklungszyklus zwischen der Zelle und dem Radar eine weitere kleine konvektive Niederschlagszelle sichtbar. Diese kann dabei generell zu einer vorübergehend erhöhten Dämpfung geführt haben und die Daten somit zumindest in der quantitativen Ausprägung beeinträchtigt haben. Später löst sich die zwischen dem Radar und der untersuchten Zelle liegende Zelle zwar auf, doch um 14:50 UTC (wie im Volumen- und Massenverlauf in Abb. 7.11 zu sehen) tritt einmalig im gesamten Datenfeld ein deutlicher Rückgang der Reflektivitäten auf. Die Ursachen dafür sind mit den vorliegenden Daten nicht genau zu eruieren. Eine mögliche Erklärung zielt aber auf technische Ursachen. Es könnte sich um das Auftreten von sogenannten Hohlleiterüberschlägen handeln, für das mit fortgeschrittenem Alter (im Sinne einer Materialermüdung) ein Radar eine gewisse Anfälligkeit entwickelt und die auch beim IMK C-Band Doppler Radar mittlerweile zeitweise auftreten. Daher ist dieser Zeitpunkt vor allem für quantitative Aussagen (wie z.B. über das Volumen oder die abstrakte Radarmasse) auszuklammern.

Im Hinblick auf eine anomale Strahlausbreitung ergibt sich aus der Berechnung des Profils der modifizierten Refraktivität aus den Radiosondendaten der Station Stuttgart von 12:00 UTC, dass keine Abnahme der modifizierten Refraktivität mit der Höhe und damit eine Ducting-Schicht auftritt. Die im thermodynamischen Diagramm (Abb. 7.2) sichtbare Temperaturzunahme und gleichzeitige Feuchteabnahme mit der Höhe bei etwa 5000 Metern erweist sich als deutlich zu hoch und auch zu schwach, um eine Superrefraktion zu bewirken.

Eine vergleichende Berechnung der - nach den Radiosondendaten - realen Strahlausbreitung ergibt für geringe Elevationen sogar eine schwache Subrefraktion, also im Vergleich zu den Standardbedingungen etwas höhere Radarstrahlhöhen. Doch dieses betrifft hauptsächlich den Bereich von Elevationen  $0^\circ$  bis  $0.2^\circ$ , also wenn überhaupt den Bereich der Nebenkeulen. Die erste - im vom IMK C-Band Radar durchgeführten Scanmuster - gefahrene Elevation von  $0.4^\circ$  weist bei 20 km Entfernung nur eine Abweichung von 8 Meter auf, was deutlich unter der Messgenauigkeit

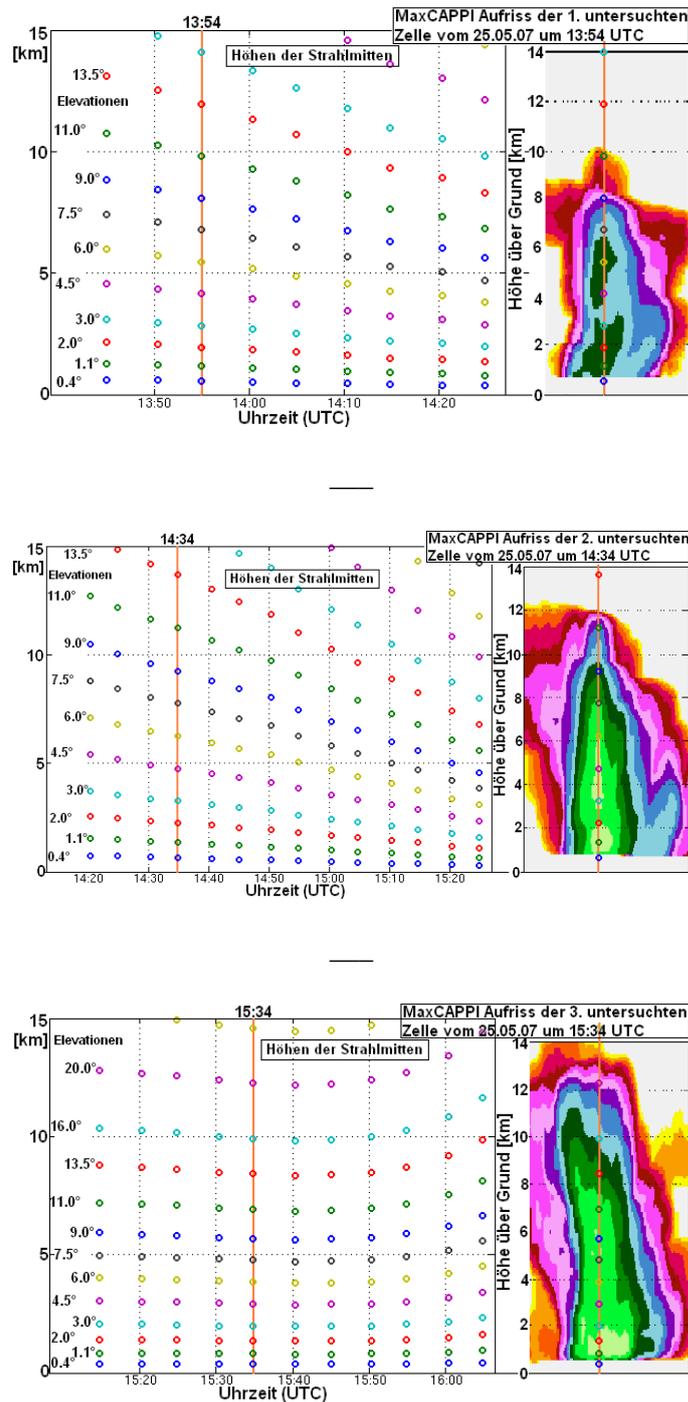


Abbildung 7.3: **25.05.07:** - **oben:** erste untersuchte Zelle; **Mitte:** zweite untersuchte Zelle; **unten:** dritte untersuchte Zelle - Darin jeweils links: Strahlmitten der Radarstrahlen der verschiedenen Elevationen bei Standardausbreitungsbedingungen an den Orten der Zellschwerpunkte zu den verschiedenen Beobachtungszeitpunkten, rechts: MaxCappi-Aufriss der Zelle zu einem bestimmten Zeitpunkt (im Fall der ersten untersuchten Zelle: um 13:54 UTC - zum Zeitpunkt der größten Volumenausdehnung; im Fall der zweiten untersuchten Zelle: 14:34 UTC - zum Zeitpunkt des größten Wertes der abstrakten Radarmasse; im Fall der dritten untersuchten Zelle: 15:34 UTC - ein Zeitpunkt vor dem größten Wert der abstrakten Radarmasse)

liegt. Es ist daher legitim, mit den Standardbedingungen zur Abschätzung der Radarstrahlhöhen zu arbeiten. Es werden keine großen bzw. relevanten Abweichungen erwartet.

Berechnet man nun bei Standardbedingungen für die betreffenden Zellentfernungen die jeweilige Höhe der Radarstrahlmitten der verschiedenen Elevationen, so ergeben sich für die drei am 25.05.2007 untersuchten Zellen die in der Abb. 7.3 dargestellten Ergebnisse. Zur besseren Anschaulichkeit ist jeweils auf der rechten Seite der Abbildung ein Aufriss der untersuchten Zelle dargestellt. Wichtig für die Erörterung der Datengüte ist, dass sichtbar wird, dass die Zellen nicht zu nah am Radar vorbeiziehen, also nicht in den *cone of silence* kommen. Außerdem können theoretisch zu jedem Zeitpunkt alle Bereiche der jeweils untersuchten Gewitterzelle erfasst werden.

Allerdings ändert sich im Zeitverlauf (durch die unterschiedlichen Entfernungen) insgesamt die Auflösung ein wenig. So wird beispielsweise im Fall der zweiten Zelle - bei dem der Zellschwerpunkt im Laufe des Lebenszyklus den größten und geringsten Abstand zum Radar aller Zellen aufweist - der Höhenbereich bis 11 km (was dem insgesamt höchsten Echotop des 30 dBZ Schwellenwertes entspricht) zum einen von den Strahlen der ersten sieben Elevationen, zum anderen von den Strahlen der ersten 12 Elevationen erfasst. Allerdings hält sich auch diese Ungleichheit im Rahmen dessen, was für eine reale quantitative Untersuchung zu belastbaren Aussagen führt. Vor allem bei der dritten Zelle (Abb. 7.3 - unten links) zeigt sich zudem, dass die Auflösung über die Zeit (bis auf die zwei letzten Zeitpunkte) recht konstant ist. Die Zelle wird von der gleichen Anzahl „an Elevationen erfasst“ bzw. der Abstand zum Radar sich kaum ändert.

Zusammenfassend lässt sich somit festhalten, dass hauptsächlich der Datenpunkt um 14:50 UTC bei der Beobachtung der 2. Zelle kritisch ist und daher (bis auf der Darstellung in Abb. 7.11) nicht berücksichtigt wurde. Dies gilt vor allem im Hinblick auf die quantitativen Werte. Ansonsten stellt sich die Datengüte als gut dar.

## 7.4 Zellverlagerung

### 7.4.1 Erste untersuchte Zelle - 13:44 bis 14:24 UTC

Der Referenzpunkt der ersten untersuchten Zelle legte während des - durch die Radar-Detektion definierten - Lebenszyklus von 40 Minuten eine Gesamtdistanz von 25.3 km zurück. Als mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit (als Mittelwert über alle diskreten Verlagerungsschritte) ergibt sich dabei für die Zelle ein Wert von 10.6 m/s mit einer mittleren Verlagerungsrichtung nach 41° (Zugbahn aus Südwest nach Nordost - vgl. Abb. 6.1). Die Standardabweichung der diskreten Verlagerungsgeschwindigkeiten zwischen den verschiedenen Zeitpunkten liegt bei 1.9 m/s, wobei die

höchste Verlagerungsgeschwindigkeit (siehe Abb. 7.8 - rechts, blaue Linie) bei 13.6 m/s während des Zeitschritts von 14:10 auf 14:14 UTC und die geringste Verlagerungsgeschwindigkeit bei 7.9 m/s im Zeitschritt von 13:44 auf 13:50 UTC erreicht wurde.

Im Gesamtverlauf der Verlagerungsgeschwindigkeit ist insgesamt ein Anstieg der Zellgeschwindigkeit zu beobachten. Führt man für die Zellgeschwindigkeit eine lineare Regression durch, so zeigt sich ein Anstieg der Verlagerungsgeschwindigkeit von bemerkenswerten 0.14 m/s pro Minute, wobei der Korrelationskoeffizient<sup>17</sup> recht signifikant 0.91 ist.

Die Einordnung der mittleren Verlagerung der Zelle innerhalb des umgebenden Windfeldes, das

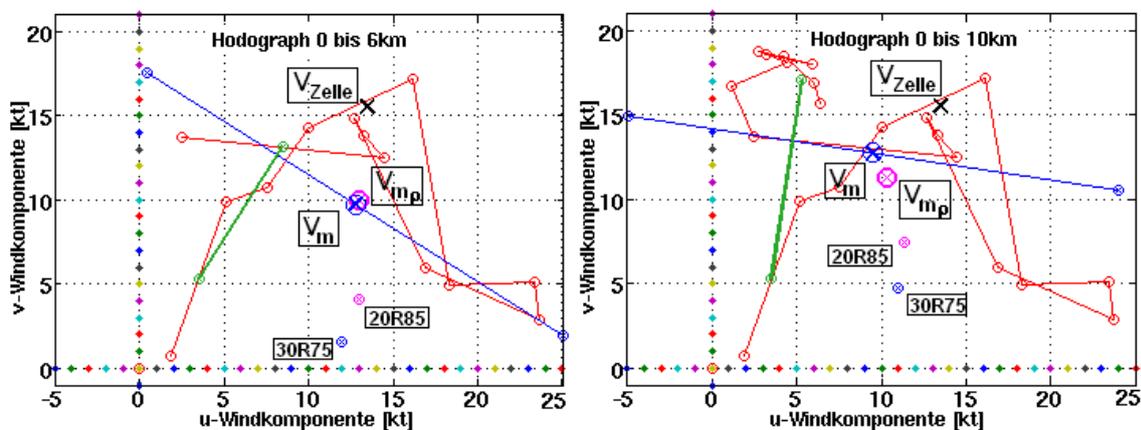


Abbildung 7.4: Einordnung der mittleren Verlagerung des Referenzpunktes der **ersten untersuchten Zelle vom 25.05.07 - 13:44 bis 14:24 UTC** - rot: Hodograph in 500 Meter Höhenschritten aus der Kombination von VVP Radardaten und Radiosonden-Winddaten für 0 bis 6 km Höhe (**links**) und 0 bis 10 km Höhe **rechts**; große Kreuze bzw. große Kreuze in Kreisen: mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit der untersuchten Zelle  $V_{Zelle}$  (schwarz), mittlerer Umgebungswind  $V_M$  (blau), mittlerer, dichtegewichteter Wind  $V_{mp}$  (purpur); dunkelgrüne Linie: Differenz- (Scherungs)vektor zwischen dem Wind in 5.5 km und 0.5 km bzw. 9.5 km und 0.5 km Höhe über Grund, blaue Linie: Gerade durch mittleren Wind und Lotfußpunkt des mittleren Windes auf den betreffenden Scherungsvektor. Nur zum Vergleich: kleiner purpurner Punkt: nach der 20R85-Methode abgeschätzte Verlagerung; kleiner blauer Punkt: nach der 30R75-Methode abgeschätzte Verlagerung (siehe Abschn. 2.2.7)

durch eine Kombination von VVP-Winddaten zum Zellzeitpunkt der kräftigsten Entwicklung um 14:00 UTC und Winddaten des Stuttgarter Radiosondenaufstiegs von 12:00 UTC bestimmt wurde (Abb. 7.4), zeigt, dass die Verlagerung der Zelle in Relation zu den vorherrschenden Geschwindigkeiten deutlich vom mittleren Wind bzw. dem dichtegewichteten mittleren Wind der 0 bis 6 km und 0 bis 10 km Schicht abweicht. Die absoluten Geschwindigkeitsdifferenzen betragen für die Schicht von 0 bis 6 km 3.0 m/s bzw. 2.9 m/s und für die Schicht von 0 bis 10 km 2.5 m/s bzw. 2.72 m/s. Auch die Differenz zwischen der mittleren Verlagerung der Zelle zum nächsten Punkt auf der Verbindungslinie zwischen dem jeweiligen mittleren Wind und dem Lotfußpunkt

<sup>17</sup>Korrelationskoeffizient von Bravais/Pearson

des mittleren Windes auf den Schervektor zwischen dem Wind in 0.5 km Höhe über Grund und dem Wind in 5.5 (:= 0-6 km Schervektor) bzw. auf den Schervektor zwischen dem Wind in 0.5 km Höhe über Grund 9.5 km Höhe über dem Grund (:= 0-10 km Schervektor) ist mit 2.7 m/s bzw. 1.7 m/s relativ markant.

Im Hinblick auf die Verlagerungsrichtung, so ist die des Zellschwerpunktes zwar am ähnlichsten zur Richtung des dichtegewichteten mittleren Windes der 0 bis 10 km Schicht. Wenn man allerdings die Winddaten der einzelnen Höhen alleine betrachtet, dann sieht man, dass insgesamt die geringsten Differenzen zur realen Verlagerung der Zelle hinsichtlich Verlagerungsrichtung und -geschwindigkeit für die Winddaten in 1750 Meter und 4500 Meter erzielt werden. Für diese betragen die absoluten Abweichungen 0.3 m/s bzw. 1 m/s.

Zur Deutung dieser zunächst wahllos anmutenden Datenwerte lässt sich feststellen, dass die Verlagerung der Zelle durch eine reine Advektion durch den mittleren Wind oder auch den dichtegewichteten mittleren Wind einer ausgedehnten Schicht nicht hinreichend beschrieben wird. Auch eine Abschätzung mit dem Lotfußverfahren nach Bunkers, das zur Abschätzung der Zellverlagerung neben der Advektion noch einen möglichen Einfluss der gescherten Umgebung auf Verlagerung der Gewitterzelle zu berücksichtigen versucht, zeigt kaum eine „Verbesserung“ im Sinne einer geringeren Differenz zur realen Verlagerung. Allerdings muss bei der generellen Betrachtung des Windfeldes zunächst auch angemerkt werden, dass der Hodograph ein recht untypisches Erscheinungsbild aufweist: Der Wind dreht unter Geschwindigkeitszuwachs zunächst recht mit der Höhe, was konzeptionellen Modellen entspricht, dann aber unter leichter Abnahme der Geschwindigkeit wieder rückt. Daneben sind die im Hodograph beobachteten Geschwindigkeiten und Scherungen relativ gering. Außerdem bleiben beim durchgeführten Vergleich der Zellverlagerung mit dem umgebenen Windfeld zahlreiche an der Zellverlagerung beteiligte Prozesse unberücksichtigt. So ist z.B. ein nicht unerheblicher Einfluss der Orographie auf die Verlagerung denkbar. Die Zugbahn verläuft nämlich genau entlang der Kante der Nordvogesen und des Pfälzer Waldes zur Rheinebene.

#### **7.4.2 Zweite untersuchte Zelle - 14:20 bis 15:24 UTC**

Der Referenzpunkt der zweiten untersuchten Zelle legte während des gesamten Lebenszyklus' von 65 Minuten eine Gesamtdistanz von 37.0 km zurück. Als mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit (als Mittelwert über alle diskreten Verlagerungsschritte) ergibt sich dabei für diese Zelle ein Wert von 9.6 m/s mit einer mittleren Verlagerungsrichtung nach 65° (Zugbahn aus Westsüdwest nach Ostnordost - vgl. Abb. 6.1). Die Standardabweichung der diskreten Verlagerungsge-

schwindigkeiten zwischen den verschiedenen Zeitpunkten liegt bei 1.6 m/s, wobei die höchste Verlagerungsgeschwindigkeit bei 12.8 m/s während des Zeitschritts von 14:45 auf 14:50 UTC und die geringste Verlagerungsgeschwindigkeit bei 7.7 m/s im Zeitschritt von 14:30 auf 14:34 UTC erreicht wurde. Dabei ist jedoch zunächst anzumerken, dass die maximale Verlagerungsgeschwindigkeit an dem Zeitpunkt stattfindet, an dem die Güte der Daten beeinträchtigt ist (siehe Abschn. 7.3).

Wenn man allerdings generell den Verlauf der Verlagerungsgeschwindigkeit betrachtet (Abb. 7.12 - rechts, blaue Linie), dann fällt auf, dass sich die verlagert - ebenso wie die erste untersuchte Zelle - in ihrer späten Phase schneller verlagert. Mittels einer linearen Regression zeigt sich zwar ein Anstieg der Verlagerungsgeschwindigkeit von 0.05 m/s pro Minute bei einem Korrelationskoeffizienten von 0.57, aber der damit implizierte lineare Zusammenhang scheint in diesen Daten nicht gegeben zu sein. Es scheinen vielmehr zwei Phasen der Verlagerungsgeschwindigkeit aufzutreten: Die erste Phase umfasst den Zeiträume von 14:24 UTC bis 14:50 UTC und die zweite den von 14:54 UTC bis 15:24 UTC. Für die erste folgt eine mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit von 8.4 m/s bei einer Standardabweichung von 0.7 m/s. Für die zweite Phase liegt die mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit bei 11.0 m/s bei einer Standardabweichung von 1.1 m/s.

Der Vergleich der mittleren Verlagerung der zweiten untersuchten Zelle mit dem umgebenden

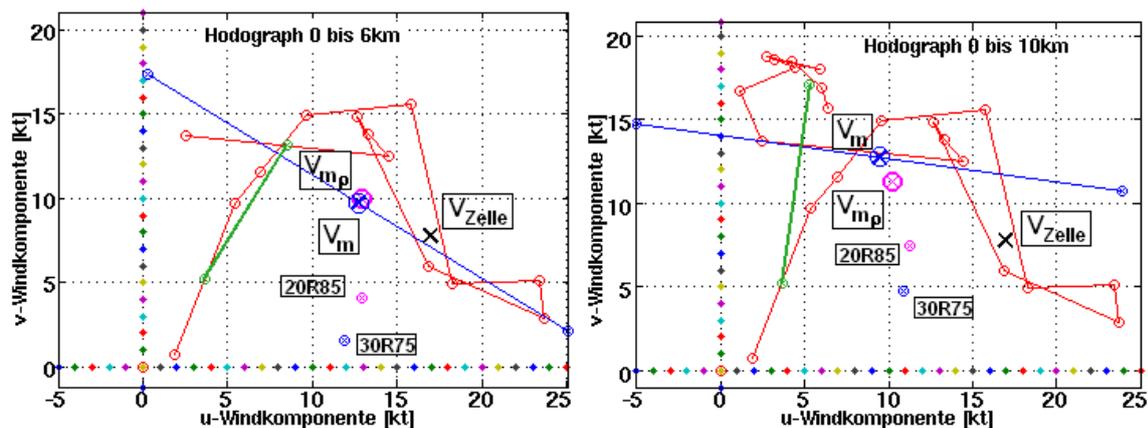


Abbildung 7.5: Einordnung der mittleren Verlagerung des Referenzpunktes der **zweiten untersuchten Zelle** vom 25.05.07 - 14:20 bis 15:24 UTC.. Bezeichnungen wie Abb. (7.4)

Windfeld (Abb. 7.5) zeigt, dass die Verlagerung der Zelle relativ zu den vorherrschenden Geschwindigkeiten relativ deutlich vom mittleren Wind bzw. dem dichtegewichteten mittleren Wind der 0 bis 6 km und 0 bis 10 km Schicht abweicht. Die absoluten Geschwindigkeitsdifferenzen betragen für die Schicht von 0 bis 6 km jeweils 2.4 m/s und für die Schicht von 0 bis 10 km 4.6 m/s bzw. 3.9 m/s.

Auch die Differenz zwischen der mittleren Verlagerung der Zelle zum nächsten Punkt auf der

Verbindungsline zwischen dem mittleren Wind und dem Lotfußpunkt des mittleren Windes auf den 0-10 km Schervektor ist mit 2.0 m/s relativ markant. Anders hingegen beim Lotfußpunktverfahren für die 0 bis 6 km Schicht. Hier liegt die Differenz zur Lotlinie vom mittleren Wind auf den 0-6 km Schervektor gerade einmal bei 0.3 m/s, womit rein formal  $D$  aus Gleichung (2.19) 2.4 m/s betragen würde. Diese Werte müssen stark angezweifelt werden. Denn auch die Differenzen zum Wind in etwa 2400 Meter und 4100 Meter sind mit ebenso 0.3 m/s bzw. 0.4 m/s gleich oder ähnlich gering.

Der Hodograph ist (was auf der Basis der gleichen Radiosondendaten und einer Zeitdifferenz bei den VVP-Daten von gerade einmal 40 Minuten auch zu erwarten ist) weiterhin recht untypisch, und die Geschwindigkeiten und Scherungen sind weiterhin generell relativ gering. Auch ist letztendlich ein Einfluss vorheriger Konvektion (die beispielsweise eine andere Umgebung mit einer inhomogenen Feuchteverteilungen geschaffen haben kann) oder generell die Beeinflussung durch andere restliche Kaltluftausflüsse denkbar, wobei diese Änderungen dann auch generell die Änderungen der Verlagerungsrichtung und -geschwindigkeit innerhalb des Lebenszyklus' der Zelle oder auch zur ersten untersuchten Zelle erklären könnten, die an einem ähnlichen Startpunkt und nur etwas über eine halbe Stunde früher entstanden ist.

Aber diese Interpretationen können auf Basis der vorliegenden Daten nur Spekulationen bleiben. Als Folgerung ist daraus zuerst einmal zu ziehen: Eine Advektion kann auch diesmal mit dem mittleren oder dichtegewichteten mittleren Wind nicht reklamiert werden.

### 7.4.3 Dritte untersuchte Zelle - 15:14 bis 16:04 UTC

Der Referenzpunkt der dritten untersuchten Zelle legte während des gesamten Lebenszyklus von 50 Minuten eine Gesamtdistanz von 20.0 km zurück. Als mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit (als Mittelwert über alle diskreten Verlagerungsschritte) ergibt sich dabei für die Zelle ein Wert von 6.8 m/s mit einer mittleren Verlagerungsrichtung nach  $59^\circ$  (Zugbahn aus Südwest nach Nordost), wobei aber vor allem in den letzten drei Zeitschritten die Verlagerungsrichtung (siehe Abb. 6.1) deutlich nach rechts abweicht. Die Standardabweichung der diskreten Verlagerungsgeschwindigkeiten zwischen den verschiedenen Zeitpunkten liegt bei 1.9 m/s, wobei die höchste Verlagerungsgeschwindigkeit bei 11.7 m/s während des letzten Zeitschritts von 16:00 auf 16:04 UTC und die geringste Verlagerungsgeschwindigkeit bei 5.6 m/s im Zeitschritt von 15:20 auf 15:24 UTC erreicht wurde.

In diesem Sinne fällt auch beim allgemeinen Verlauf der Verlagerungsgeschwindigkeit betrachtet (Abb. 7.16 - rechts) auf, dass auch bei dieser Zelle die Verlagerungsgeschwindigkeiten mit der

Zeit zunehmen. Legt man eine Ausgleichsgerade durch die Punkte der Verlagerungsgeschwindigkeit, so ergibt sich eine Zunahme der Verlagerungsgeschwindigkeit von 0.10 m/s pro Minute bei einem Korrelationskoeffizient von 0.80, was für eine noch recht gute Annäherung der Werte durch die Ausgleichsgerade spricht.

Im Vergleich zum umgebenen Windfeld zeigt auch die dritte Zelle eine Abweichung vom middle-

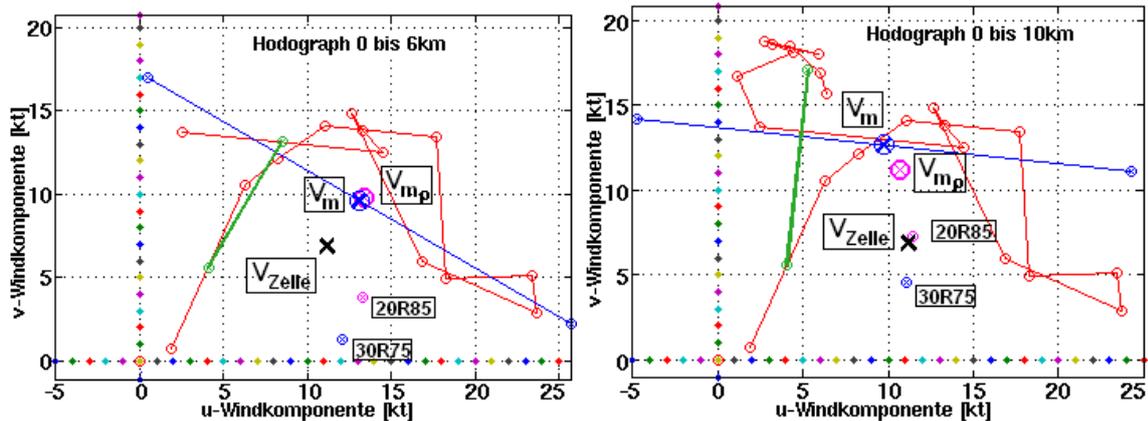


Abbildung 7.6: Einordnung der mittleren Verlagerung des Referenzpunktes der **dritten untersuchten Zelle vom 25.05.07 - 15:14 bis 16:04 UTC**. Bezeichnungen wie Abb. (7.4)

ren Wind bzw. dem dichtegewichteten mittleren Wind der 0 bis 6 km und 0 bis 10 km Schicht. Die absoluten Geschwindigkeitsdifferenzen betragen für die Schicht von 0 bis 6 km 1.7 m/s bzw. 1.9 m/s und für die Schicht von 0 bis 10 km 3.1 m/s bzw. 2.2 m/s. Der Abstand zum Lot vom mittleren Wind auf den 0-6 km Schervektor ist mit 1.7 m/s gleich dem Abstand zum mittleren Wind (das Lot von der Zellverlagerung auf das angegebene Lot entspricht dem Punkt des mittleren Windes), und auch der Abstand zum Lot vom mittleren Wind auf den 0-10 km Schervektor liegt mit 2.9 m/s in der Größenordnung zur Differenz zum mittleren und dichtegewichteten mittleren Wind der 0 bis 10 km Schicht. Der Abstand zum generell nächsten Punkt auf dem Hodographen (hier zum Wind in etwa 4100 Meter Höhe) ist mit 2.5 m/s ähnlich wie die Differenzen zuvor. Die „passendste“ Abschätzung wird interessanterweise durch die rein empirische 20R85-Methode (vgl. Abschn. 2.2.7) gegeben. Allerdings ist dies in diesem Fall mit ziemlicher Sicherheit nur Zufall.

Im Allgemeinen zeigt sich nun in diesem Fall mehr als bei den beiden zuvor betrachteten Zellen eine Differenz zum umgebenen Windfeld. Dabei gilt jedoch zum einen, dass die beobachteten Geschwindigkeiten und Scherungen insgesamt relativ gering sind und lokale, evtl. orographische Effekte eine markantere Rolle spielen können. Das würde im Hinblick auf die Zugregion auch Sinn machen, da diese Zelle im Bereich des Nordschwarzwalds - in orographisch gegliedertem Gelände - auftrat. Dabei weist die Zelle gegen Ende ihres Lebenszyklus' auch eine deutlich Änderung der Verlagerungsrichtung nach rechts auf (siehe Abb. 6.1). Dieses Rechtsausscheren

zum Schluss zeigt dann auch wieder die große Bandbreite der Gewitterentwicklungen und dass man eine Entwicklung immer in seiner Gesamtheit sehen muss. In den einschlägigen Hinweise zum Kurzfrist- *Nowcast*-Warnmanagement bei konvektiven Unwetterereignissen (siehe z.B. bei NWS (2011)) wird ein plötzliches Rechtsausscheren einer Gewitterzelle gegenüber der vorherigen Richtung (wie - nebenbei bemerkt- auch eine Verlagerung nach der 20R85-Methode) als Hinweis auf eine mögliche Superzellen Entwicklung gesehen. In diesem Fall ist dies aber kaum zu erwarten (es tritt auch letztendlich nicht ein), da der Umfang der Zelle zu dem Zeitpunkt des Rechtsausscheren schon deutlich an Stärke verloren hat. Das plötzliche Rechtsausscheren zeigt nur, was für einen Effekt eventuell die Orographie oder andere lokale Effekte, die eine Änderung/Inhomogenisierung der Temperatur- oder Feuchteverteilung verursachen, auf eine bestimmte Präferenzrichtung der Zellverlagerung haben können. Auch ist letztlich immer zu bedenken, dass insbesondere in der Zerfallsphase - mit nur noch einem geringeren Volumen oder einer geringeren Masse (vgl. folgenden Abschnitt 7.5) - der Referenzpunkt (Gl. 3.4) aufgrund von internen, durch die ausfließende Kaltluft bedingten Umwandlungen eine deutliche Verschiebung innerhalb der Gewitterzelle erfahren kann.

## 7.5 Vierdimensionale Entwicklungen

### 7.5.1 Erste untersuchte Zelle - 13:44 bis 14:24 UTC

Beim zeitlichen Verlauf der Volumina und der Radarmassen (Abb. 7.7 - links) zeigt sich bei der ersten betrachteten Zelle jeweils ein Maximum, wie es auch dem Grundzyklus einer Einzelzelle entspricht. Dabei liegt das Maximum noch generell in der ersten Hälfte der Zeitreihe. Allerdings wird bei dem Verlauf des Volumens das Maximum (von  $1.4 \times 10^{11} \text{ m}^3$  um 13:54 UTC) ein Zeitintervall früher erreicht als das Maximum im Radarmassenverlauf (von  $4.8 \times 10^{15} \text{ mm}^6$  um 14:00 UTC). Dazu ist auch die Abnahme nach dem Erreichen des Maximums schwächer im Volumenverlauf als im Verlauf der Radarmasse. Beim Volumen gibt es zunächst nur einen Abfall von 7% gegenüber einem Rückgang der Radarmasse um 52%. Auch wenn man die letzten (auslaufenden) Werte ab 14:14 UTC nicht mitberücksichtigt, bleibt es beim Verlauf des Volumens bei einer positiv schiefen Verteilung, während sich die Verteilung der Radarmasse mit der Zeit (ohne Berücksichtigung der letzten Werte) recht symmetrisch in Bezug auf das Maximum zeigt (die Werte fallen zu beiden Seiten des Maximums stark ab). Dass die Verteilung des Volumens breiter und damit auch „gleichverteilter“ ist, spiegelt sich im *Gini*-Koeffizienten wieder (vgl. Abschnitt 4.2.2, wo auch in Abb. 4.2 eine Lorenzkurve der Verteilung des Volumens und der Radarmasse darge-

stellt ist), der für die Radarmassenverteilung 0.62 und für die Volumenverteilung 0.32 beträgt.

Zur Einteilung in die Phasen des Grundzyklus' kann man feststellen, dass die Reifephase in

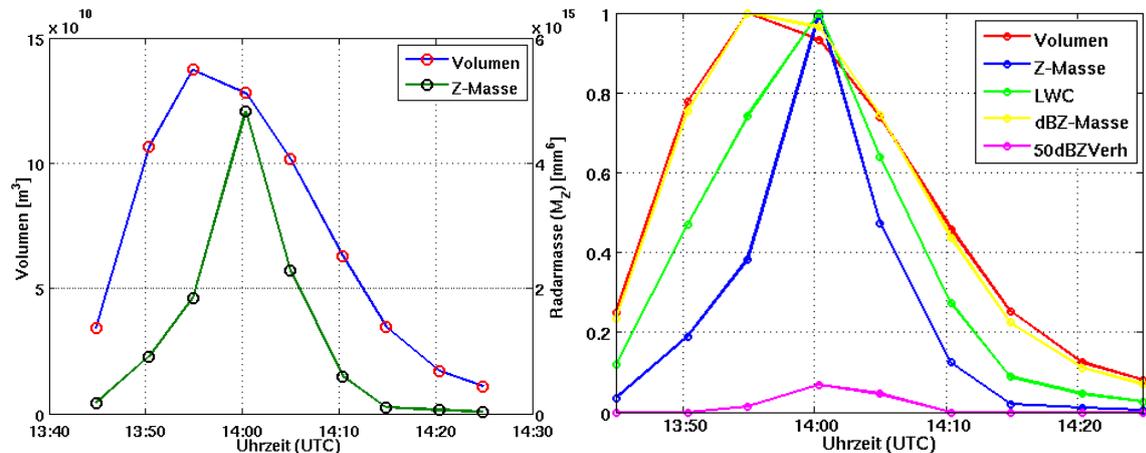


Abbildung 7.7: **Erste untersuchte Zelle vom 25.05.07** - links: Zeitlicher Verlauf des Zellvolumens (blau) und der Radarmasse (grün); rechts: Zeitlicher Verlauf des Zellvolumens (rot), der Radarmasse (blau), der dBZ-Masse (gelb) und der Flüssigwassermasse (hellgrün), jeweils auf das Maximum der Zeitreihe normiert. Verhältnis des Volumens der Voxel mit einem dBZ Wert größer 50 dBZ zum Gesamtvolumen (purpur)

diesem Fall mit dem Erreichen des maximalen Volumens<sup>18</sup> eintritt, während vor allem die Reflektivitäten sowie die Z-Masse noch zum nächsten Zeitpunkt deutlich ansteigen. Auch der Flüssigwassergehalt (Abb. 7.7 - rechts (grüne Linie)) steigt noch an, wie auch verständlicherweise das Verhältnis des Volumens mit dBZ Werten größer als 50 dBZ zum Gesamtvolumen. Dieser Unterschied ist deshalb zu erwarten, da mit dem Einsetzen des Niederschlags in der Reifephase der Wachstumsprozess der Hydrometeore noch andauert und somit die Reflektivitäten in der Regel noch zunehmen. Ein Vergleich mit dem Verlauf des 95sten Perzentils der Reflektivitäten (Abb. 7.8 - links, orange gestrichelte Linie) zeigt ebenso, dass die maximalen Reflektivitäten und damit in der Regel die Größe der Hydrometeore noch etwas zunimmt. Allerdings nimmt gleichzeitig mit dem Einsetzen der Reifephase die Höhe des 30 dBZ Echotops ein wenig ab (von 7500 Meter auf 7000 Meter), was durch den vorgegebenen Schwellenwert bei der Gewitteridentifikation von 30 dBZ auch die Obergrenze des RCs darstellt. Das Maximum des Echotops liegt sogar noch am Ende der Anfangsphase, wobei generell die maximale Höhe des 30-dBZ Echotops noch deutlich (3300 Meter) unter dem aus dem Radiosondenaufstieg berechneten Gleichgewichtsniveau liegt. Der Rückgang des Volumens und der Radarmasse nach Erreichen des Maximums setzt sich im weiteren Verlauf erst einmal ohne große Änderung in die Zerfallsphase fort. Im absoluten Verlauf

<sup>18</sup>In der Abb. 7.7 ist zum Vergleich auch noch der Verlauf der mit dBZ Werten berechneten abstrakten Radarmasse dargestellt, um zu verdeutlichen, dass sich der Verlauf vom Volumenverlauf kaum unterscheidet (vgl. Anmerkungen zur Definition der Radarmasse in Abschn. 4.1.2).

des Volumens oder der Radarmasse ist erst einmal kein Merkmal für eine neue Phase zu erkennen. Dabei fällt beim mit dem jeweiligen Maximum normierten Verlauf (Abb. 7.7) auf, dass der Beginn der Zerfallsphase in diesem Fall in etwa mit einem Rückgang auf 60 bis 40% des jeweiligen Maximums zusammenfällt. Beim Echotop (Abb. (7.8) - links, grüne Linie) ist hingegen erst einmal noch kein Rückgang feststellbar. Erst im nächsten Schritt (schon innerhalb der Zerfallsphase) beginnt ein markanterer Rückgang der Echotops (von 7000 Meter auf 5500 Meter von 14:10 auf 14:14 UTC und weiter auf 4000 Meter um 14:20 UTC). Gleichzeitig verflachen sich innerhalb der Zerfallsphase die Kurvenverläufe der integralen Parameter mehr und mehr.

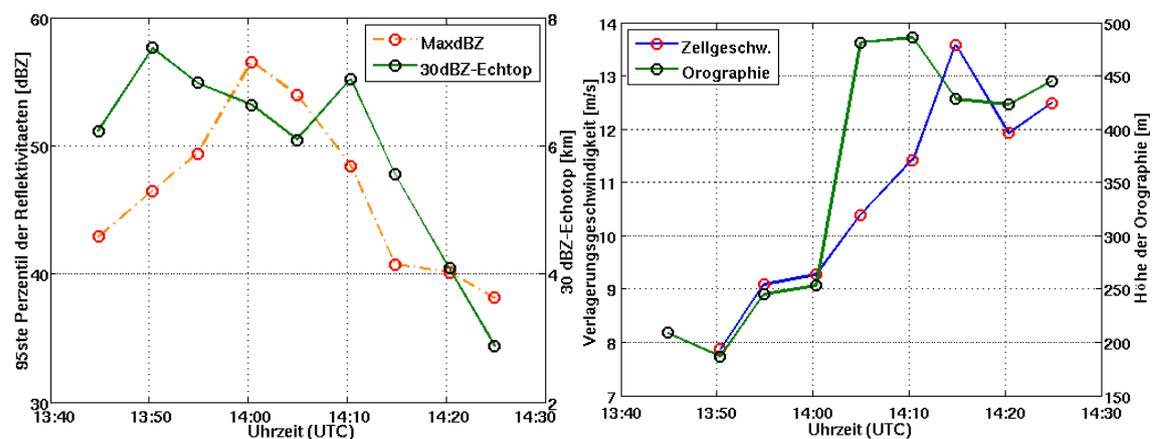


Abbildung 7.8: **Erste untersuchte Zelle vom 25.05.07 - links:** Zeitlicher Verlauf des 95sten Perzentils der Reflektivitäten in [dBZ] ( $\approx$  dBZ-Maximum) (blau) und des 30dBZ Echotops (grün); **rechts:** Zeitlicher Verlauf der Verlagerungsgeschwindigkeit des Zell-Referenzpunktes (blau) und der Höhe der Orographie unter dem Referenzpunkt der Zelle (grün)

Eine Betrachtung der Höhe der Orographie unter dem Zellreferenzpunkt (Abb. 7.8 - rechts (grüne Linie)) zeigt, dass der Referenzpunkt erst über orografischen Höhen von etwa 200 bis 250 Meter ü.NN. gezogen ist, um dann auf 14:04 UTC über orografischen Höhen von etwa 450 Meter ü.NN. zu ziehen. Der leichte Sprung von 228 Meter zwischen den Zeitpunkten 14:00 UTC auf 14:00 UTC fällt rein formal mit dem Rückgang vom Maximum der Radarmasse (sowie der Flüssigwassermasse und des 95sten Perzentils der Reflektivitäten) zusammen.

Allerdings ist eine Verknüpfung dieser beiden Tatsachen vorerst rein spekulativ. Gleiches gilt auch für eine Korrelation zwischen der Verlagerungsgeschwindigkeit des Zellreferenzpunktes (Abb. 7.8 - links (blaue Linie)). Es zeigt sich zwar hier eine leichte Korrelation in der Art, dass prinzipiell eine Abnahme der Masse oder des Volumens mit einer Erhöhung der Zuggeschwindigkeit verknüpft ist (der Korrelationskoeffizient beträgt hierfür beispielsweise -0.75), aber signifikante Zusammenhänge sind bei der Anzahl der Daten und der Variabilität der Gewitterentwicklungen

nicht zu reklamieren. Insbesondere ist auch bei der Volumen- und Massenzunahme in der Entwicklungsphase bzw. beim Übergang zur Reifephase ein gewisser Anstieg der Verlagerungsgeschwindigkeit zu erkennen.

Was jedoch bei dem Verlauf der Verlagerungsgeschwindigkeit zunächst auffällt, dass es um 14:14 UTC zu einem recht markanten kurzfristigen Anstieg der Verlagerungsgeschwindigkeit kommt. Vergleicht man dies mit dem in der visuellen Beschreibung angedeuteten zweiten kleinen „Puls“, so lässt sich dieser Anstieg in der Verlagerungsgeschwindigkeit als zusätzliche Verlagerungskomponente durch eine interne Verschiebung des Referenzpunktes deuten. Oder andersherum: Der kurzfristigen Anstieg in der Verlagerungsgeschwindigkeit stellt ein Indiz für einen neuen kleinen Entwicklungspuls dar.

Im Ganzen lässt sich hinsichtlich der integralen Verläufe feststellen, dass erst das Volumen, dann die Radarmasse ihr Maximum erreicht, wobei vor allem das Maximum der Radarmasse (ob des Anstiegs in den Reflektivitäten) ein recht markantes Maximum aufweist. Allerdings spiegelt sich der - in der einleitenden Beschreibung (Abschn. 7.2) angedeutete - zweite kleine „Puls“ mit einem kleinen erhöhten Reflektivitätsbereich in der Höhe am Ende der Entwicklung (um 14:10 und 14:14 UTC) nur im Verlauf der Verlagerungsgeschwindigkeit des Zell-Referenzpunktes und leicht auch im 30 dBZ Echotop wieder. Beim 30 dBZ Echotop gibt es um 14:10 UTC noch einmal ein kleines lokales Maximum. In den anderen Verläufen ist der zweite kleine „Puls“ zunächst erkennbar. Dies ist im Hinblick auf den beobachteten Umfang der Masse letztlich auch verständlich. Denn wenn man die beobachteten Massen des abgehobenen Reflektivitätsbereichs des ersten (ursprünglichen) „Pulses“ (13:44 und 13:50 UTC) in der ersten Entwicklungsphase mit den beobachteten Massen während des zweiten „Pulses“ vergleicht, so sind sie quantitativ kaum unterschiedlich. Bei den Volumina hingegen ist jedoch der erste Puls deutlich umfangreicher.

### **Profile**

Interpoliert man die Reflektivitätsdaten auf ein kartesisches Gitter und berechnet daraus die Höhe des Volumen- und des Radarmassenschwerpunkts (Abb. 7.9), so zeigt sich generell eine Abnahme des Schwerpunkts mit einem Maximum am Anfang und einem Minimum am Ende der Zeitreihe, was auch so nach dem Grundzyklus (und der Gravitation) zu erwarten ist.

Dabei fällt außerdem auf, dass nach annähernd der gleichen Höhe beim ersten Zeitpunkt (um 5570 Meter) der Schwerpunkt der Radarmasse generell unter dem des Volumens liegt. Dies ist sicherlich der leichten Dominanz der Reflektivitäten innerhalb der abstrakten Radarmasse geschuldet,

wobei mit dem Niederschlag evtl. in tieferen Regionen (durch Koagulation oder Akkreszenz) die Hydrometeore generell anwachsen und damit größere Reflektivitäten aufweisen. Die größte Differenz zwischen den beiden Größen beträgt 1120 Meter um 14:00 UTC, was gerade beim Übergang der Reife- zur Zerfallsphase liegt. Dazu wird nun im Schwerpunktverlauf auch der kleine neue Puls am Ende der Entwicklung von 14:10 auf 14:14 UTC insofern ein wenig sichtbar, als die Schwerpunkthöhen im lokalen Verlauf zwischenzeitlich konstant bleiben bzw. sogar wieder etwas ansteigen.

In Bezug auf die verschiedenen thermischen Niveaus (0 und  $-10^{\circ}\text{C}$ ) und den LFC sowie relativ zu

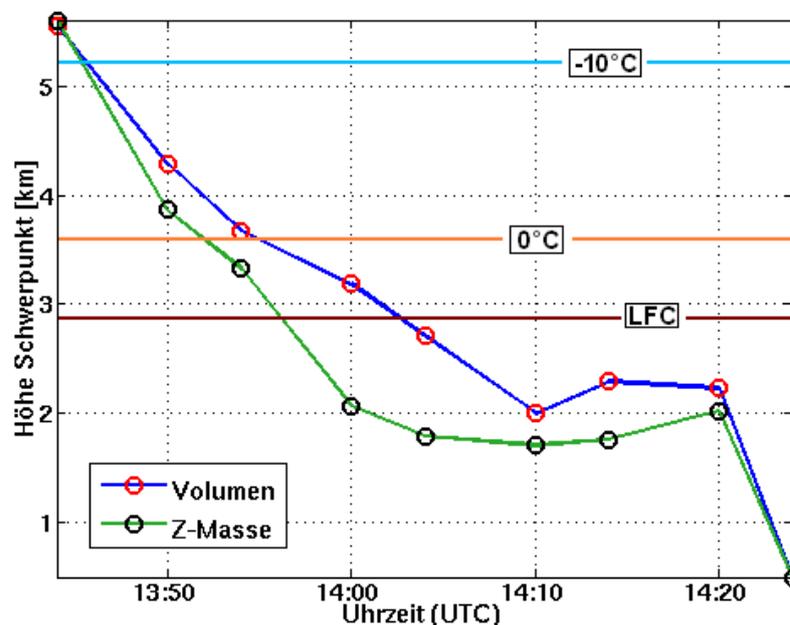


Abbildung 7.9: **Erste untersuchte Zelle vom 25.05.07** - Zeitlicher Verlauf der Schwerpunkthöhe des Volumens (blau) und der Schwerpunkthöhe der Radarmasse; dazu eingezeichnet der LFC (braun), das  $0^{\circ}\text{C}$ -Niveau (orange) und das  $-10^{\circ}\text{C}$ -Niveau (hellblau)

den verschiedenen Entwicklungsphasen läßt sich erst mal rein formal feststellen, dass innerhalb der Entwicklungsphase beide Schwerpunkte noch oberhalb des  $0^{\circ}\text{C}$ -Niveaus liegen. Innerhalb der Reifephase sinken sie dann, wobei der Schwerpunkt der Radarmasse rasch unter das LFC fällt, während der Schwerpunkt des Volumens erst mit Eintritt in die Zerfallsphase unter das LFC sinkt. Im Bereich des neuen kleinen Pulses bleiben beide Schwerpunkte trotz des leichten lokalen Anstiegs unter dem LFC. Dabei ist hier erst einmal zu vermerken, dass nach der Theorie dies ein Resultat eines nur schwachen Aufwindschubes zu sein scheint, der dann auch nicht viel Masse zur Schaffung neuer größerer Hydrometeore in die Höhe transportiert. Die Zelle sollte also nach der konzeptionellen Vorstellung keine weitere stärkere Entwicklung im Sinne einer neuen Reifephase erfahren und rasch zerfallen, was auch real geschieht.

Bei der Darstellung der Verhältnisse der Volumina und Radarmassen über einem bestimmten

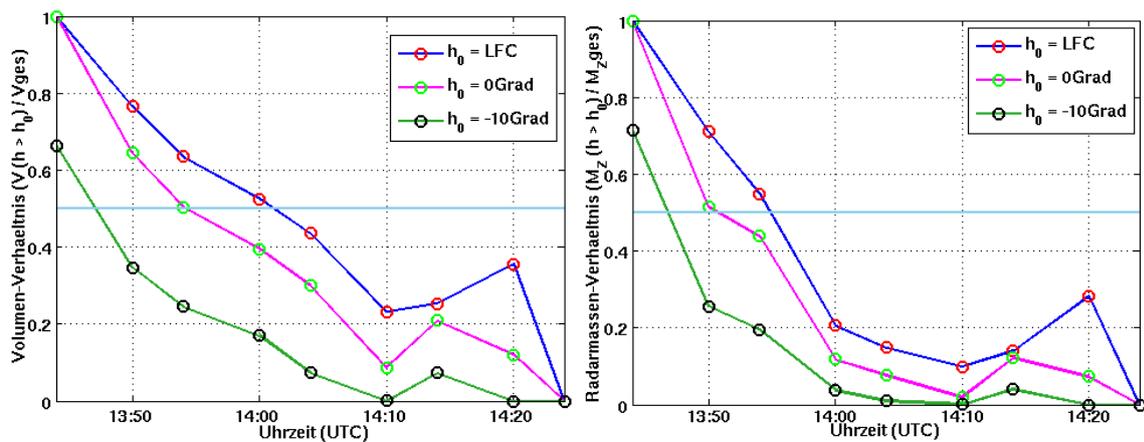


Abbildung 7.10: **Erste untersuchte Zelle vom 25.05.07** - links: Zeitlicher Verlauf des Verhältnisses des Volumen über dem LFC zum Gesamtvolumen (blau), des Verhältnisses des Volumens über dem 0°C-Niveau zum Gesamtvolumen (purpur) und des Verhältnisses des Volumens über dem -10°C-Niveau zum Gesamtvolumen (grün); rechts: Zeitlicher Verlauf des Verhältnisses der Radarmasse über dem LFC zur Gesamtmasse (blau), des Verhältnisses der Radarmasse über dem 0°C-Niveau zur Gesamtmasse (purpur) und des Verhältnisses der Radarmasse über dem -10°C-Niveau zur Gesamtmasse (grün)

thermischen Niveau oder dem LFC zum Gesamtvolumen bzw. zur Gesamtmasse (Abb. 7.10) zeigt sich schließlich der kleine neue Puls in der Endphase der Entwicklung (14:10 auf 14:14 UTC) noch etwas deutlicher. Dabei kommt es zunächst vor allem in den höheren Niveaus (über -10°C und 0°C) zu einem stärkeren Anstieg der Verhältnisse<sup>19</sup>, bevor dann erst zum nächsten Zeitpunkt (14:20 UTC) das Verhältnis des Volumens oder der Radarmasse über dem LFC zum Gesamtvolumen stärker ansteigt. D.h. es besteht hier ein kleiner zeitlicher Unterschied, wobei zu dem Zeitpunkt, wenn das Volumen oder Massenverhältnis in Bezug auf den LFC sein Maximum erreicht, die Verhältnisse in Bezug auf die höheren Niveaus (-10°C und 0°C) schon wieder zurückgehen. Bei Ansicht der MaxCAPPI-Aufrisse (Abb. A.4 in A.6) scheint dies eine Folge des Absinkens des kleinen durch den Aufwindschub neu entstanden Reflektivitätsbereich in der Höhe zu sein.

### 7.5.2 Zweite untersuchte Zelle - 14:20 bis 15:24 UTC

Der Verlauf des Volumens und der Radarmasse der zweiten vom 25.05.2007 untersuchten Gewitterzelle (Abb. 7.11 - links, wobei hier noch zur Veranschaulichung die Daten vom Zeitpunkt 14:50 UTC dargestellt sind, die jedoch nach Abschn. 7.3 wahrscheinlich fehlerhaft sind und im Folgenden aus der Untersuchung ausgeschlossen wurden) zeigt, wie die erste untersuchte Zelle

<sup>19</sup>Das heißt: In Bezug auf das Gesamtvolumen oder die Gesamtmasse nehmen die Volumina und Radarmassen stärker zu bzw. nehmen evtl. nicht so stark ab wie das Gesamtvolumen oder die Gesamtmasse.

ein recht früh ausgeprägtes Maximum sowohl hinsichtlich des Volumens als auch hinsichtlich der Radarmasse.

Wie auch bei der ersten Zelle stellt sich das Maximum des Volumens (mit  $4.0 \times 10^{11} \text{ m}^3$  um 14:30 UTC) einen Zeitpunkt früher ein als das Maximum im Radarmassenverlauf (von  $4.9 \times 10^{16} \text{ mm}^6$  um 14:34 UTC). Dabei ist im Vergleich zur ersten Zelle der Umfang des Volumens und der Masse deutlich größer (um den Faktor 2.8 im Falle des Volumens und um den Faktor 10.2 im Falle der Radarmasse).

Nach dem Maximum gibt es dann auch generell einen kräftigeren Rückgang (um 27%) beim Verlauf der Radarmasse zum nächsten Zeitpunkt als beim Verlauf des Volumens (um lediglich 7%). Dabei ist ebenso die Verteilung des Volumens insgesamt breiter und damit auch „gleichverteilter“. Der *Gini*-Koeffizient beträgt für die Radarmassenverteilung 0.64 und für die Volumenverteilung 0.40.

In Bezug auf die Einteilung in die Phasen des Grundzyklus' zeigt sich schon wie bei der ersten

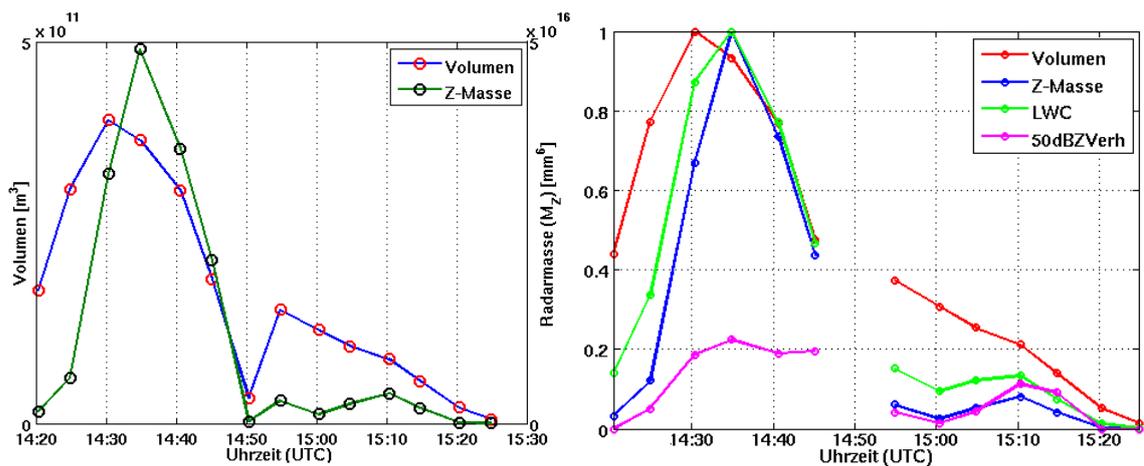


Abbildung 7.11: **Zweite untersuchte Zelle vom 25.05.07** - wie Abb.7.7; nur links mit anderer Ordinatoreinteilung und rechts ohne den Verlauf der dBZMasse. Die Zeitreihen der linken Abbildung beinhalten zur Verdeutlichung außerdem noch den Zeitpunkt mit erhöhter Dämpfung.

Zelle, dass die Reifephase mit dem Erreichen des maximalen Volumens eintritt. Dagegen steigt die Radarmasse noch zum nächsten Zeitpunkt deutlich an.

Auch die Flüssigwassermasse (LWC - Abb. 7.7 rechts (grüne Linie)) wird noch ein wenig größer (ihr Maximum wird ebenso um 14:35 mit  $6.9 \times 10^5 \text{ t}$  erreicht), wie auch das Verhältnis des Volumens mit dBZ Werten größer als 50 dBZ zum Gesamtvolumen (dessen Maximum von 0.23 um 14:34 UTC erreicht wird). Allerdings ist beim Verlauf der Flüssigwassermasse, beim Verlauf des genannten Volumenverhältnisses und beim Verlauf der Radarmasse der maximale Gradient (in der Abbildung 7.11 - rechts, entsprechend die maximale Steigung) auch beim Übergang von der Anfangs- zur Reifephase zu finden.

Die Betrachtung eines möglichen Endes der ersten Reifephase bzw. ein Übergang zur ersten Zerfallsphase ist nicht angebracht, da diese Übergangsphase gerade um den Zeitpunkt von 15:50 UTC liegt, bei dem die Daten wahrscheinlich fehlerbehaftet sind und allgemein ein unnatürliches Minimum aufweisen.

Der in der visuellen Betrachtung der Zelle beschriebene neue zweite kleine „Puls“, der zu einer Verlängerung der Lebensdauer der Zelle und zu einer kleinen erneuten Verstärkung führt, ist im Verlauf des Gesamtvolumens ebenso nicht sichtbar: Es bleibt bei einem Rückgang des Volumens, dessen Ausmaß (Steigung) nur schwach schwankt. Allerdings ist dafür diesmal im Verlauf der Radarmasse der Puls mit einem kleinen lokalen Maximum um 15:10 UTC angedeutet wie auch im Verlauf der Flüssigwassermasse und (noch ein wenig ausgeprägter) im Verlauf des Verhältnisses des Volumens der Voxel mit einem dBZ Wert  $> 50$  dBZ zum Gesamtvolumen.

Und auch ein Vergleich der Entwicklung der Gewitterzelle mit dem Verlauf des 95sten Perzentils der Reflektivitäten (Abb. 7.12 - links (blaue Linie)) zeigt - über die zu erwartenden Abhängigkeiten, dass nämlich die maximalen Reflektivitäten zur Reifephase zunehmen - den zweiten kleinen Puls, wobei um 15:10 UTC nochmals 57 dBZ erreicht werden. In der ersten Reifephase erreichte das 95ste Perzentil der Reflektivitäten ein Maximum von 61 dBZ.

Beim Verlauf des 30dBZ Echotop (Abb. 7.12 - links (grüne Linie)), fällt auf, dass das Maximum zum ersten Zeitpunkt erreicht wird. Die maximale Höhe beträgt etwa 11000 Meter und liegt damit sogar etwas über dem Gleichgewichtsniveau. Im Vergleich zur ersten Zelle, bei der nur ein Echotop von etwa 7500 Metern erreicht wurde, kann vermutet werden, dass nach den konzeptionellen Modellen ein kräftiger Aufwind wirksam sein muß, der auch letztlich zu den deutlich größeren Volumina und Radarmassen geführt hat. Im weiteren Verlauf des Echotops zeigt sich im Hinblick auf den zweiten kleinen Puls, dass hier das 30 dBZ Echotop sogar etwas stärker (von 8200 Meter um 15:04 UTC auf 6200 Meter um 15:10 UTC) zurückgeht.

Der Verlauf der Höhe der Orographie unter dem Zellreferenzpunkt (Abb. 7.12 - rechts (grüne Linie)) zeigt nur wenig Veränderungen. Der Unterschied zwischen der höchsten Höhe (mit 206 Meter ü.NN. um 14:20 UTC) und der niedrigsten Höhe (mit 127 Meter ü.NN. um 15:20 UTC) ist mit 79 Metern recht gering. Dies gilt auch für den maximalen Unterschied zwischen den Höhen der Orographie unter dem Zellreferenzpunkt zwischen zwei nacheinander folgenden Zeitpunkten. Er beträgt lediglich -39 Meter vom 14:24 UTC auf 14:30 UTC. Die Zugbahn verläuft weitgehend in der Rheinebene des Nordelsass, so dass markante orographische Effekte hier weniger eine Rolle spielen sollten bzw. eine Korrelation zwischen dem Orographiehöhenverlauf und beispielsweise dem Verlauf des Volumens nicht nachweisbar ist. So liegt beispielsweise der Korrelationskoeffizient zwischen der Änderung des Zellvolumens und der Änderung der Orographiehöhe hier sogar

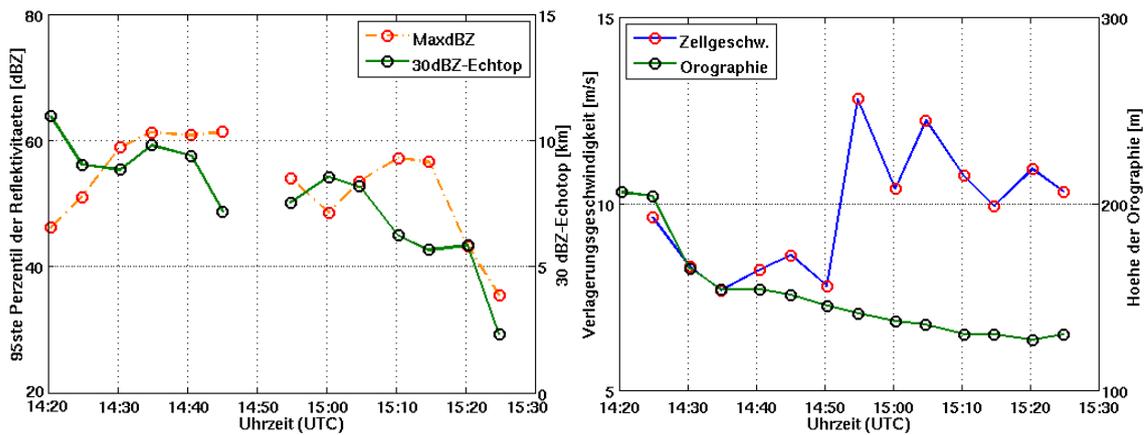


Abbildung 7.12: **Zweite untersuchte Zelle vom 25.05.07** - wie Abb.7.8, man beachte jedoch die anderen Ordinatoreinteilungen.

lediglich bei  $-0.04$ .

Hinsichtlich der Verlagerungsgeschwindigkeit (Abb. 7.12 - rechts (blaue Linie)), sind, wie erwähnt, formal zwei Phasen auszumachen: Eine Phase mit zunächst einer etwas langsameren Verlagerungsgeschwindigkeit und dann eine Phase mit einer etwas schnelleren Verlagerungsgeschwindigkeit, wobei die Unterschiede aber mit etwa  $2.6 \text{ m/s}$  zwischen den jeweiligen mittleren Verlagerungsgeschwindigkeiten der beiden Phasen insgesamt gering sind. Eine Korrelation mit der Volumenänderung (oder daraus abgeleitet einer evtl. Zellentwicklung) ist auch hier erst einmal kaum nachzuweisen (ein formal berechneter Korrelationskoeffizient zwischen der Volumenänderung und der Verlagerungsgeschwindigkeit beträgt  $-0.21$ ). Allerdings kann man argumentieren, dass gerade der markante Anstieg der Verlagerungsgeschwindigkeit zwischen den beiden Phasen durch die Wirkung der zweiten kleinen Pulses und damit einer Referenzpunktverschiebung zustande kommt. Allerdings sind zur Bekräftigung dieser Aussage leider die Daten gerade im Umfeld dieses Zeitpunkts nicht belastbar.

### Profile

Nach einer Interpolation der Reflektivitätsdaten auf ein kartesischen Gitter und einer Berechnung der Höhe des Volumenschwerpunkts und des Radarmassenschwerpunkts zeigt sich im Verlauf (Abb. 7.13) eine gewisse Ähnlichkeit zu der ersten untersuchten Zelle (Abb. 7.9). Das Maximum wird mit  $7220 \text{ Metern}$  gleich zu Beginn erreicht, wobei es danach erst einmal zu einer deutlichen Schwerpunktserniedrigung kommt. Allerdings ist es diesmal (in Bezug auf die thermischen Niveaus) die Senkung des Schwerpunkts unterhalb des  $-10^\circ\text{C}$ -Niveaus, die den Eintritt in die Reifephase markiert. Generell liegt - wie bei der ersten Zelle (was auch generell zu erwarten ist) - der Schwerpunkt der Radarmasse unter dem des Volumens. Die größte Differenz zwischen dem

Schwerpunkt der Radarmasse und dem des Volumens beträgt 1210 Meter um 14:40 UTC, was sehr wahrscheinlich (eine genaue Abgrenzung ist durch den Datenfehler um 14:50 UTC nicht möglich) am Ende der ersten Reifephase bzw. wie bei der ersten Zelle beim Übergang der ersten Reife- zur Zerfallsphase liegt.

Der zweite kleine Puls am Ende der Entwicklung zeigt sich im Schwerpunktsverlauf etwas bes-

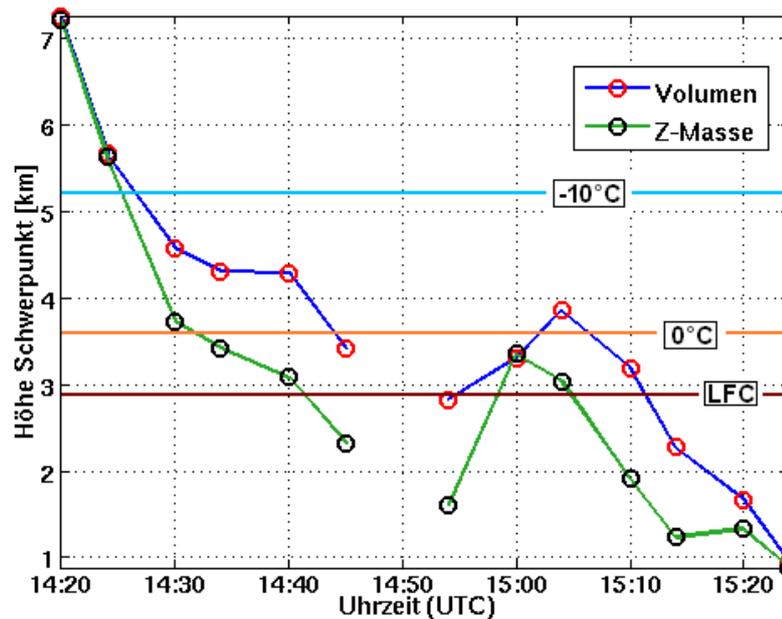


Abbildung 7.13: **Zweite untersuchte Zelle vom 25.05.07** - wie Abb.7.9, man beachte jedoch die andere Ordinatoreinteilung.

ser ausgeprägt als bei der ersten Zelle, d.h. es gibt ein deutlicheres Maximum sowohl hinsichtlich des Schwerpunkts der Radarmasse, als auch hinsichtlich des Volumenschwerpunkts. Die Abnahmen zu beiden Seiten haben ein größeres relatives Ausmaß. Dabei fällt (bei einer rein formalen Kurvenbeschreibung) auf, dass das zweite lokale Maximum der Radarmasse einen Zeitschritt vor dem des Volumens eintritt. Dazu sind auch generell die Schwerpunkthöhe des Volumens und der Radarmasse innerhalb des kleinen Pulses höher als bei der ersten Zelle und übertreffen den LFC sowie im Fall des Volumenschwerpunkts sogar die 0°C-Grenze. Im Hinblick die Zusammenhänge bedeutet dies sicherlich, dass dafür ein stärkerer Aufwindschub verantwortlich sein muss, der dann auch generell zu einer stärkeren „Neu-“Entwicklung geführt hat, wie es auch durch die beobachtete höheren maximalen Reflektivitäten (95ste Perzentil) angedeutet wird. Die Zelle erreicht, wie es auch der visuelle Eindruck impliziert, evtl. eine neue kleine Reifephase. Dies würde sich beim Vergleich mit der ersten Zelle insofern auch zeigen, wenn man für die Reifephase ein Kriterium einer Schwerpunkthöhe des Volumens über dem 0°C-Niveau ansetzt.

Bei der Darstellung der Verhältnisse der Volumina und Radarmassen über einem bestimmten ther-

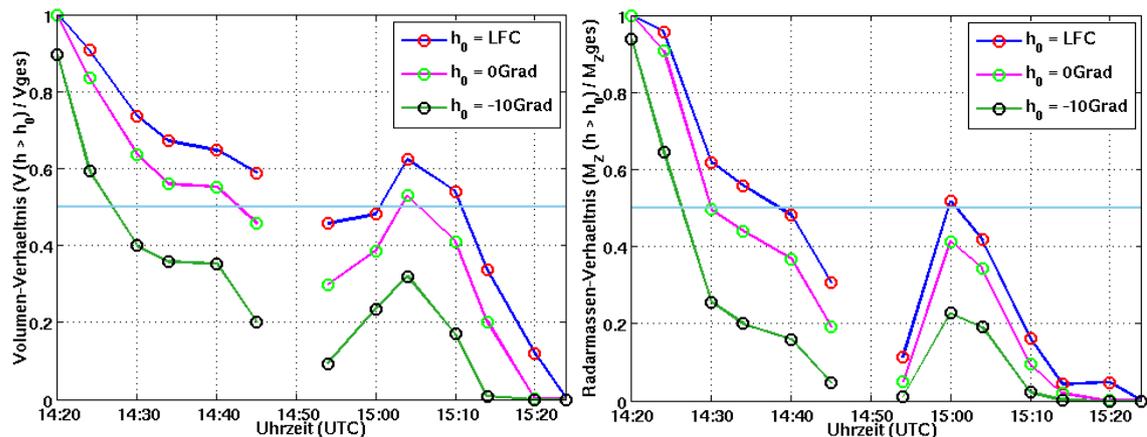


Abbildung 7.14: **Zweite untersuchte Zelle vom 25.05.07** - wie Abb.7.10.

mischen Niveau oder dem LFC zum Gesamtvolumen bzw. zur Gesamtmasse (Abb. 7.14) zeigt sich schließlich der zweite Puls wiederum recht deutlich. Im Gegensatz zur ersten betrachteten Zelle ist hier das zweite Maximum zunächst im Massenverhältnis (um 15:00 UTC) und dann im Volumenverhältnis (um 15:04 UTC) feststellbar. Mit anderen Worten: Während die Zelle im Hinblick auf das Volumen (d.i. die Summe der Voxel mit Reflektivitäten über 30 dBZ) noch etwas kopflastiger wird, wird die Zelle im Hinblick auf die Radarmasse schon wieder fußlastig. Dies ist dabei auch insofern nachvollziehbar (oder interpretierbar), als mit dem Einsetzen bzw. der erneuten Verstärkung des Niederschlags die Hydrometeore in tiefere Regionen zu fallen beginnen. Die Zelle wird im Hinblick auf die Radarmasse fußlastig, wobei zur Radarmassenerhöhung in den tieferen Regionen evtl. noch der Effekt der Koagulation oder Akkreszenz mit Erhöhung der Reflektivitäten einwirkt.

Dabei ist aber zunächst der Niederschlagsbereich weiter relativ begrenzt. Das heißt: Das Volumen im unteren Bereich (unterhalb des betrachteten Niveaus) ändert sich evtl. noch wenig, während oberhalb durch den noch wirkenden Aufwindpuls noch erfassbare Volumenelemente (mit dBZ-Werten über 30 dBZ) entstehen. Erst im nächsten Schritt kann sich mit fortdauerndem Niederschlag oder Abwinddominanz dann in den unteren Schichten die Abwindluft ausbreiten (es entsteht einerseits unten mehr Volumen). Dazu lässt auch die Neubildung von 30-dBZ Volumen nach bzw. geht mit dem weiteren Niederschlag und ohne ausgleichende Neubildung zurück. Im Endeffekt wird auch die Zelle hinsichtlich des 30 dBZ Volumens fußlastig.

Ein zeitlicher Unterschied beim Auftreten der Maxima in den unterschiedlichen Niveaus tritt dagegen (im Rahmen der Messgenauigkeit und der Grenzen eines Messintervalls von fünf Minuten) nicht auf.

Wenn man wieder nach einem Kriterium sucht, mit dem man das Erreichen der Reifephase (im

Vergleich zur ersten Zelle) quantifizieren könnte, so bietet sich hier (rein formal und auf rein empirischer Basis) das Verhältnis des Volumens über dem LFC zum Gesamtvolumen von mindestens 0.5 an. Dabei ist zunächst anzumerken, dass im Datensatz der zweiten untersuchten Zelle genau um 14:50 UTC die Daten (wie beschrieben) wahrscheinlich fehlerbehaftet und nicht auswertbar sind.

Allerdings liegt bei der ersten untersuchten Zelle das herausgegriffene Verhältnis in der einzigen Reifephase über diesem Wert, im Umfeld des zweiten kleinen Puls aber nicht. Bei der hier diskutierten Zelle liegt es während der ersten und auch während der zweiten Reifephase über 0.5. Zwar zeigt sich nach Eintritt in die jeweilige Reifephase allgemein eine Abnahme des Verhältnisses, doch generell läßt sich dieses Kriterium dahingehend deuten, dass prinzipiell eine (neue) Reifephase auftritt, wenn genügend feuchte Luft erst einmal über das LFC in den instabilen Bereich geführt wird und es dort zur Bildung der die Radarstrahlung streuenden Hydrometeore kommt. Eine Aussage, die zuerst einmal recht trivial ist, aus dem Grundzyklus und der daraus folgenden Definition und Einteilung in die verschiedenen Phasen ziemlich direkt folgt.

Aber zur Quantifizierung ist sie evtl. nutzbar. Dies gilt auch dahingehend, dass nach dieser Bewertung die Zelle hinsichtlich des Volumens in Bezug auf den LFC in der Reifephase noch leicht kopflastig (mehr Volumen über dem LFC als unterhalb) wird, bevor dann die Zelle zur Auflösungsphase fußlastig hinsichtlich des Volumens in Bezug auf das LFC wird. Dazu wird dann (frei nach der Interpretation des Kriteriums) durch einen zweiten Aufwindpuls keine neue Reifephase erreicht, solange die Zelle hinsichtlich des Volumens in Bezug auf das LFC fußlastig bleibt.

### **7.5.3 Zusammenfassung der Verläufe der ersten und zweiten untersuchten Zelle vom 25.05.2007**

Nach der Untersuchung der zeitlichen Verläufe der verschiedenen Parameter der ersten beiden Zellen, die im Hinblick auf Entstehungsort (wie auch im breiteren Rahmen auf die Entstehungszeit<sup>20</sup>) und Verlauf (mit einem zweiten kleinen „Puls“) recht ähnlich waren, sich aber im Umfang unterscheiden (auch in dem des zweiten kleinen „Pulses“, durch den eine zweite kleine Reifephase erreicht wurde), sollen erst einmal die Ergebnisse zusammengefasst werden, zu denen die Untersuchung gekommen ist.

Die grundlegenden Charakteristika der beiden Zellentwicklungen sind:

---

<sup>20</sup>Zumindest hat sich die großräumige synoptischen Situation und auch die generell vorherrschende Luftmasse kaum verändert.

- positiv schiefe Verteilung des zeitlichen Verlaufs des Volumens und der Radarmasse;
- ein ausgeprägteres Maximum des zeitlichen Verlaufs der Radarmasse als das des Volumens, Volumen ist „gleichverteilter“ (i.b. hinsichtlich des *Gini*-Koeffizienten);
- der Schwerpunkt des Volumens liegt weitgehend höher als der der Radarmasse.

Als Charakteristika hinsichtlich einer Einteilung in die verschiedenen Entwicklungsphasen wurden gefunden:

**Anfangsphase:** Maximum des 30-dBZ Echotops; Volumenschwerpunkt und Radarmassenschwerpunkt höher als das 0°C-Niveau;

**Übergang Anfangsphase zur Reifephase:** Maximum des Volumens; maximaler Anstieg der Radarmasse und der Flüssigwassermasse;

**Reifephase:** Maximum der Radarmasse und der Flüssigwassermasse; Volumenschwerpunkt (weiter oder erneut) über dem LFC und dem 0°C-Niveau; Verhältnis des Volumens über dem LFC zum Gesamtvolumen beträgt (weiter oder wieder) mindestens 0.5 (d.h. RC (weiter oder erneut) kopflastig hinsichtlich des Volumens in Bezug auf den LFC);

**Übergang Reifephase zur Zerfallsphase:** Rückgang des Volumens und der Radarmasse auf etwa 50% des Maximums; Maximum der Differenz zwischen der Volumen- und Radarmassenschwerpunktshöhe;

**finale Zerfallsphase:** stärkster Rückgang des Echotops, wenn die Zerfallsphase endgültig ist.

Zur Wirksamkeit eines neuen zweiten Aufwindpulses lässt sich feststellen:

- Der Puls ist vor allem sichtbar im Schwerpunktsverlauf und im Verlauf der Verhältnisse der Volumina und Radarmassen über einem bestimmten thermischen Niveau oder dem LFC zum Gesamtvolumen bzw. zur Gesamtmasse.
- Der Puls führt zum Erreichen einer neuen Reifephase, wenn der Volumenschwerpunkt wieder über das LFC und auch das 0°C-Niveau steigt und wenn der Radarmassenschwerpunkt über das LFC steigt.

Vor dem Hintergrund dieser Charakteristika soll nun die dritte Zelle von diesem Tag untersucht werden, um zu sehen, inwieweit hier Ähnlichkeiten auftreten oder nicht. Die Wirksamkeit eines

eventuellen zweiten Aufwindpulses kann nicht untersucht werden, da dieser in der Entwicklung dieser Zelle nicht stattfindet.

#### 7.5.4 Dritte untersuchte Zelle - 15:14 bis 16:04 UTC

In der Entwicklung dieser Zelle ist zunächst kein zweiter kleiner Aufwindpuls, der zu einem neuen Reflektivitätsbereich in der Höhe führt, erkennbar. Im Rahmen einer Kategorisierung sollte es demnach ein Beispiel einer klassischen Einzelzellen-Entwicklung sein. Beim zeitlichen Verlauf des Volumens und der Radarmasse (Abb. 7.15 - links) zeigt sich im Gegensatz zu den vorherigen zwei betrachteten Zellen auch, dass das Maximum zeitlich sowohl hinsichtlich des Volumens als auch hinsichtlich der Radarmasse recht (im Rahmen der Unsicherheiten) zentral liegt (beide treten um 15:40 UTC auf, 25 Minuten nach der ersten Zellidentifikation und 25 Minuten vor der letzten Zellidentifikation). Die absoluten Maxima betragen  $5.0 \times 10^{11} \text{ m}^3$  für das Volumen und von  $6.4 \times 10^{16} \text{ mm}^6$  für die Radarmasse, wobei beide Werte auch die Maxima dieser Parameter aller drei an diesem Tag untersuchten Zellen darstellen.

Das über alle Zeitschritte erfasste Volumen verteilt sich dabei jedoch etwas mehr auf die erste Hälfte des Lebenszyklus, wobei aber insgesamt das gesamte erfasste Volumen auch „gleichverteilter“ über alle Zeitpunkte ist als die Radarmasse. Die Verteilung des Volumens erscheint etwas breiter als die der Radarmasse mit ihrem ausgeprägteren Maximum. Der *Gini*-Koeffizienten beträgt für die Radarmassenverteilung 0.57 und für die Volumenverteilung 0.31.

In Bezug auf die Einteilung in die Phasen des Grundzyklus' ist zunächst festzustellen, dass das

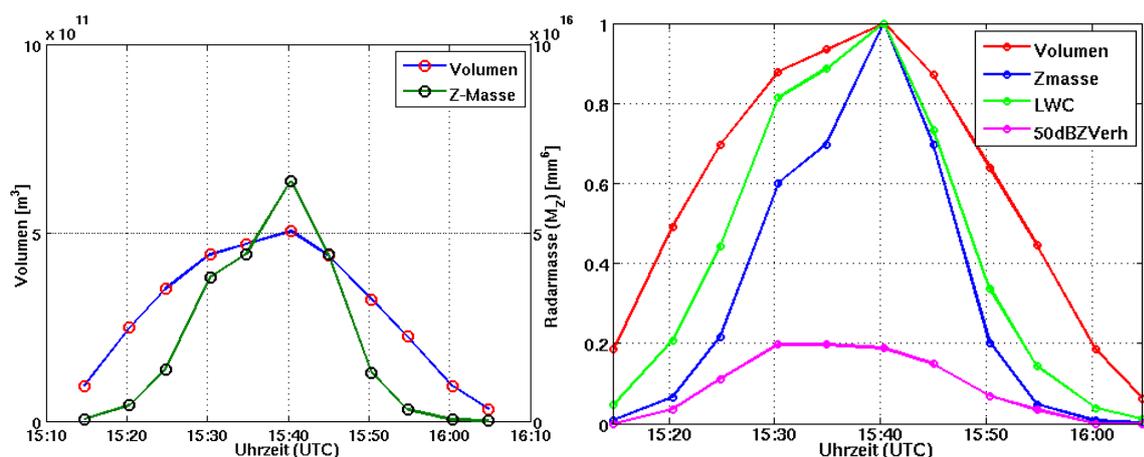


Abbildung 7.15: **Dritte untersuchte Zelle vom 25.05.07** - wie Abb.7.11, aber linke Abbildung mit anderer Ordinatoreinteilung.

Maximum des Volumens (in Kontrast zu dem in Abschn. 7.5.3 ausgearbeiteten Charakteristikum) nicht den Übergang zur Reifephase (um 15:24 UTC) markiert. Das Volumenmaximum tritt sogar

erst drei Zeitschritte später auf.

Wie bei den vorher untersuchten Zellen liegt der Übergang zur Reifephase jedoch auch bei dieser Zelle im Bereich des stärksten Anstiegs der Radarmasse, der Flüssigwassermasse und des Verhältnisses des Volumens mit dBZ Werten größer als 50 dBZ zum Gesamtvolumen.

Der Übergang zur Zerfallsphase wird (wie nach Abschnitt 7.5.3 gefordert) rein formal mit einem Rückgang der Radarmasse auf 50% des Maximums eingeleitet, während jedoch das Volumen höher liegt. Dabei ist dieses letzte Ergebnis auch generell nicht als Kriterium brauchbar. Auch in der Zerfallsphase kann eine Zelle durchaus noch länger (im Hinblick auf den angegebenen Schwellenwert von 30 dBZ) ein relativ ausgedehntes Volumen haben. Denn dieses Volumen ist definiert als die Summe aller Volumina der Voxel, deren Reflektivität größer ist als der Schwellenwert. Bei 30 dBZ entspricht dies in der Regel im Mittel (im Rahmen einer groben Abschätzung) lediglich schwachem bis mäßigem Regen. Dabei handelt es sich dann um eine Niederschlagsintensität oder -art, in die zuweilen kräftige Gewitter erst einmal übergehen, ohne dass das Volumen stark kleiner wird. Zum Teil kann es sogar zu einer Volumenausdehnung kommen, wie im extremsten Fall bei der Transformation in ein skaliges ausgedehntes Regengebiet im Rahmen der späteren Entwicklung eines MCC (siehe Abschnitt 2.2.4).

Der Vergleich der Entwicklung der Gewitterzelle mit dem Verlauf des 95sten Perzentils der Re-

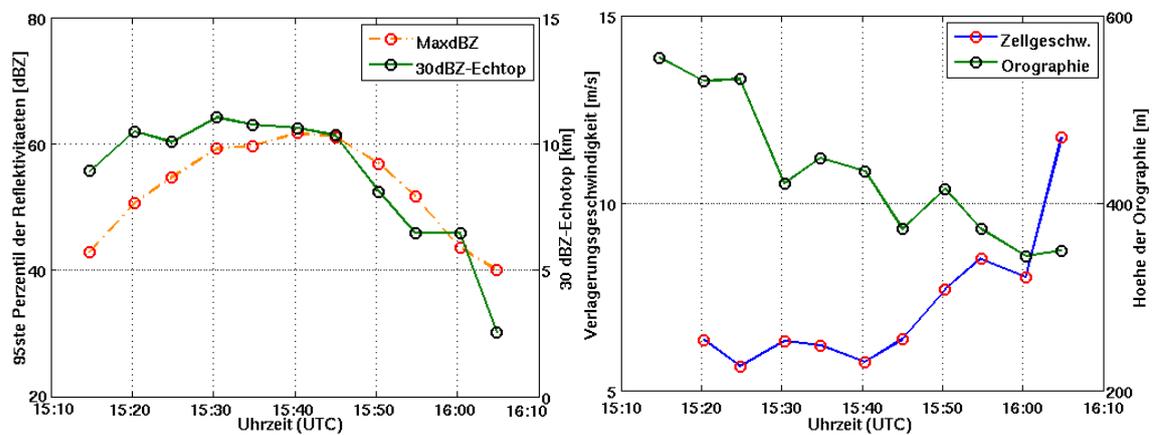


Abbildung 7.16: **Dritte untersuchte Zelle vom 25.05.07** - wie Abb.7.8, aber andere Ordinaten-einteilungen.

flektivitäten (Abb. 7.16 - links (blaue Linie)) zeigt in diesem Fall sogar innerhalb der Reifephase einen weiteren Anstieg. Das 95ste Perzentil der Reflektivitäten erreicht sein Maximum mit 62 dBZ kurz vor dem Übergang zur Zerfallsphase, wobei beim Übergang (um 15:45 UTC) das 95ste Perzentil ähnlich hoch bei 61 dBZ liegt, bevor es dann in der Zerfallsphase zu einem stärkeren Rückgang kommt.

Ein starker Rückgang in der Zerfallsphase zeigt sich ebenso beim 30 dBZ Echotop (Abb. 7.16

- links (grüne Linie)), wobei es wiederum - wie bei den beiden vorher betrachteten Zellen - der stärkste Rückgang innerhalb des (durch die über die Detektierbarkeit mit dem Zellverfolgungsalgorithmus definierten) Lebenszyklus ist. Er fällt insbesondere zum letzten Zeitpunkt (mit fast 4000 Metern) markant stärker aus als vorher. Innerhalb der Entwicklungs- und Reifephase bleibt er dagegen relativ konstant und schwankt bis zur Zerfallsphase im Mittel nur um einen Höhenunterschied von 240 Meter bei einer Standardabweichung von jedoch 800 Metern.

Die Höhe der Orographie unter dem Zellreferenzpunkt (Abb. 7.16 - rechts (grüne Linie)) zeigt prinzipiell einen Rückgang, wobei die Differenz zwischen der höchsten Höhe 555 Meter ü.NN. um 15:14 UTC und der niedrigsten Höhe 343 Meter ü.NN. um 16:00 UTC gerade einmal 212 Meter beträgt. Zwar sind von der Zugregion (Nordschwarzwald) prinzipiell auch orographische Einflüsse zu erwarten. Insbesondere betrifft dies wahrscheinlich auch die (in der Betrachtung der Zellverlagerung) dargestellte Veränderung der Zugbahn während der Zerfallsphase. Allerdings lässt sich dieser orographische Einfluss mit den vorliegenden Daten nicht bestimmen. Berechnet man beispielsweise einen Korrelationskoeffizienten zwischen der Änderung des Zellvolumens und der Änderung der Orographiehöhe, so ergibt dieser -0.19, was (neben dem geringen Umfang der Daten oder einer ähnlich niedrigen Kreuzkorrelation zwischen beiden Zeitreihen) keine Aussage über irgendeinen Zusammenhang zulässt.

Gleiches gilt sicherlich auch für einen etwaigen Zusammenhang zwischen der Verlagerungsgeschwindigkeit (bzw. deren Änderung) und der Volumenänderung. Zwar ist hier der Korrelationskoeffizient mit -0.57 etwas höher (d.h. dass eine Zunahme der Verlagerungsgeschwindigkeit in diesem Fall mit einer Volumenabnahme einhergeht). Doch auch ist hier nicht zuletzt der Datenumfang zu niedrig, um eine gesicherte Aussage zu machen. Dabei ist insgesamt ein markanter Anstieg in der Verlagerungsgeschwindigkeit zum letzten Zeitpunkt auszumachen, der auch sicherlich seine Ursache in einer internen Verschiebung des Referenzpunktes findet. Allerdings tritt hier kein neuer Entwicklungspuls auf. Die interne Verschiebung des Referenzpunktes ist bei den geringen Ausmassen der Zelle zum letzten Zeitpunkt eher zufälliger Natur.

### **Profile**

Im Rahmen einer Betrachtung der Höhenlage der Volumina und Radarmassenschwerpunkte (Abb. 7.17) zeigt sich zunächst ebenfalls (wie bei den zuvor betrachteten Zellen) die höchste Schwerpunktslage mit 6900 Metern am Anfang. Dabei liegt ebenso der Schwerpunkt beider Parameter in der Entwicklungsphase oberhalb des 0°C-Niveaus bzw. wie bei der zweiten Zelle, die ebenso im weiteren Verlauf kräftiger ausfiel, sogar oberhalb vom -10°-Niveau.

Während der Reifephase bleibt die Höhe des Volumenschwerpunkts oberhalb des 0°C-Niveaus,

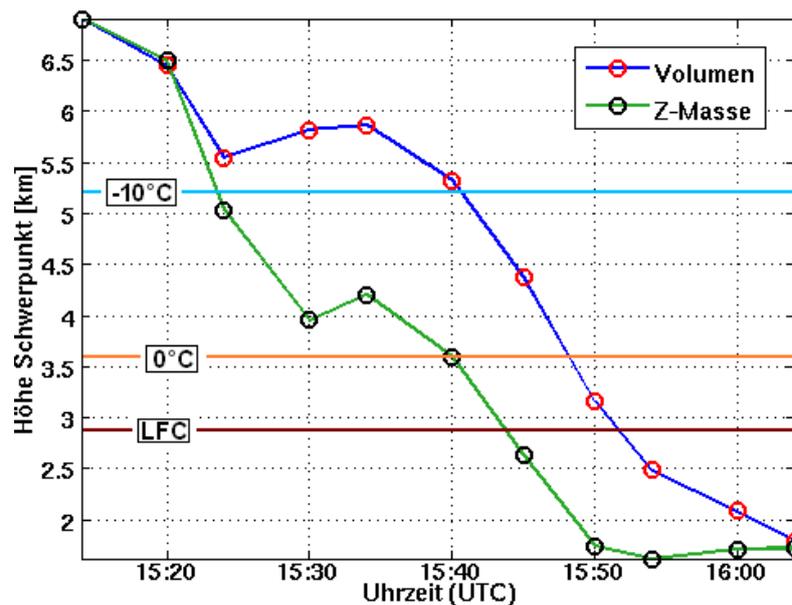


Abbildung 7.17: **Dritte untersuchte Zelle vom 25.05.07** - wie Abb.7.9, jedoch mit anderer Ordinatoreinteilung.

was in Abschn. 7.5.3 auch als ein Kriterium zur Abgrenzung Reifephase zur Zerfallsphase aufgestellt wurde. Allerdings scheint dieses Kriterium hier ein wenig zu weit gefasst, da das Volumen einerseits auch noch über dem  $-10^{\circ}\text{C}$ -Niveau bleibt und andererseits innerhalb der Zerfallsphase (ab 15:45 UTC) auch noch mindestens ein Zeitpunkt über dem  $0^{\circ}\text{C}$ -Niveau liegt. Als Abgrenzung der Zerfalls- zur Reifephase ist dieses Kriterium hier also streng genommen nicht gültig. Ähnlich verhält es sich mit der größten Differenz zwischen dem Schwerpunkt des Volumens und der Radarmasse. Während in den Verläufen der beiden zuvor betrachteten Zellen das Maximum dieser Differenz den Übergang von der Reife- zur Zerfallsphase markierte, ist das Maximum hier schon innerhalb der Reifephase mit 1900 Metern um 15:30 UTC erreicht. Jedoch ist generell (bei der unvoreingenommenen Betrachtung) zu bemerken, dass in diesem Fall der Verlauf der Schwerpunkte sehr wohl ein gewisses Charakteristikum hinsichtlich der Unterteilung in die verschiedenen Phasen aufweist. Innerhalb der Reifephase zeigt sich im Vergleich zu der Entwicklungs- und der Zerfallsphase eine gewisse Konstanz, zum Teil sogar wieder ein Anstieg.

Noch ausgeprägter ist diese Konstanz oder der lokale Anstieg in der Darstellung der Verhältnisse der Volumina und Radarmassen über einem bestimmten thermischen Niveau oder dem LFC zum Gesamtvolumen bzw. zur Gesamtmasse (Abb. 7.18). Dabei gilt hier auch die Feststellung, dass die Reifephase andauert, solange das (30 dBZ) Volumen im Hinblick auf den LFC kopflastig ist, also das Verhältnis des Volumens über dem LFC zum Gesamtvolumen mindestens 0.5 beträgt.

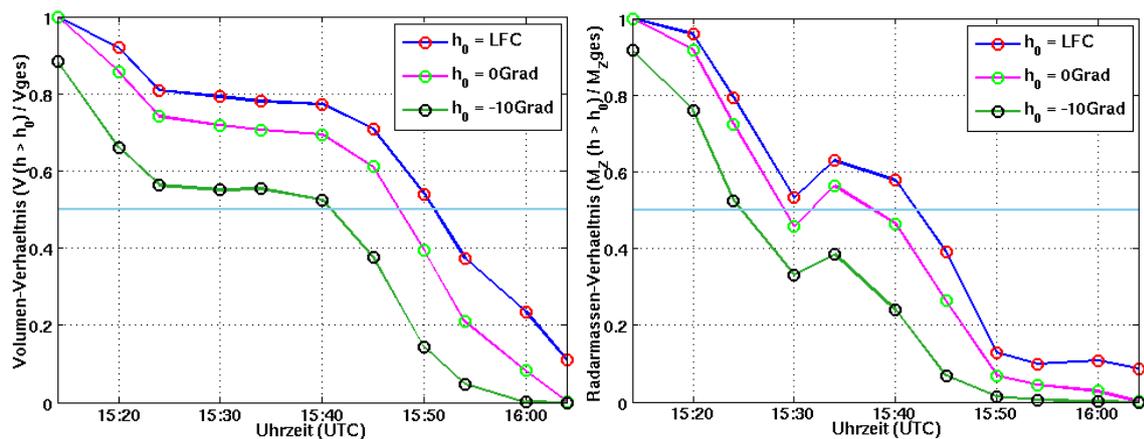


Abbildung 7.18: Dritte untersuchte Zelle vom 25.05.07 - wie Abb.7.10.

Jedoch auch diesmal scheint dieses Kriterium zu weit gefasst sein, da das Gleiche auch für des Volumenverhältnis im Hinblick des  $0^\circ\text{C}$ -Niveaus und sogar noch im Hinblick des  $-10^\circ\text{C}$ -Niveaus gilt. Auch ist innerhalb der Zerfallsphase (ab 15:45 UTC) zumindest zu einem Zeitpunkt das Volumenverhältnis im Hinblick auf den LFC größer als 0.5.

## 7.6 Zusammenfassung

Prinzipiell finden bestimmte Entwicklungsphasen von Einzelzellen ihren Ausdruck im Radarbild bzw. lassen sich in den zeitlichen Verläufen einige Besonderheiten erkennen, die bestimmte Entwicklungsphasen charakterisieren.

Allerdings ist im Volumenverlauf bei den ersten beiden Zellen der zweite kleine Entwicklungspuls nicht erkennbar gewesen. Der Volumenverlauf zeigte insgesamt ein „breites“ (im bildlichen Verlauf nicht so spitzes) Maximum, während das Maximum beim Verlauf der Radarmasse „ausgeprägter“ war. Dabei ist hier festzustellen, dass bei der Radarmasse die Reflektivitätswerte diesen Verlauf dominieren und evtl. einen Volumeneffekt ein wenig verwischen können.

Zur Bewertung etwaiger Phasen oder Entwicklungsstadien scheint dagegen besonders eine Unterteilung mit der Höhe - die Erstellung von Höhenprofilen - ein geeignetes Mittel zu sein. Hier treten die verschiedenen Phasen deutlicher in Erscheinung. Dabei ist insbesondere die Unterscheidung zwischen der Kopf- und Fußlastigkeit hinsichtlich eines bestimmten Niveaus vielversprechend.

Allerdings stellt sich hier zunächst die Frage, ob man Volumenwerte oder die Werte der Radarmasse betrachtet. Die Radarmasse ist besonders durch die Reflektivitäten dominiert bzw. reagiert sehr sensitiv auf eine Zu- oder Abnahme der Reflektivitäten. Das Volumen hat dagegen den Nachteil, dass es evtl. auch in der Zerfallsphase erst einmal größer werden kann. Jedoch kann man diese Zunahme eventuell abfangen, wenn man einen etwas höheren Schwellenwert anstelle der hier ver-

wendeten 30 dBZ zur Identifikation der Zellen benutzt. Im Gegenzug tritt aber die Problematik auf, dass man für die konkrete Untersuchung den Definitionsbereich der Zelle kleiner macht sowie wichtige Phasen oder Abschnitte (beispielsweise die Anfangsphase oder einen schwächeren kleinen zweiten Puls) aus der Betrachtung ausklammert. Dazu besteht die Gefahr: Wenn man die Schwellenwerte zu hoch ansetzt, wird eine große Zelle möglicherweise künstlich in mehrere Zellen geteilt.

Hinsichtlich der Niveaus zur Berechnung der Niveau-bezogenen Verhältnisse ergeben die hier verwendeten Höhen (die 0°C, -10°C-Höhe und der LFC) ein recht gutes und anschauliches Bild, wobei man auch evtl. im Einzelfall quantitativ (anhand eines momentanen Wertes) bestimmen kann, ob sich die Zelle beispielsweise in der Reifephase befindet. Man braucht in diesem Fall keine Relation zu vorherigen Werten oder den Gesamtverlauf mit lokalen Maxima und Minima, um die Phaseneinteilung vorzunehmen. Die verwendeten thermischen und konvektiven Niveaus sind prinzipiell gewitter-relative Werte in dem Sinn, dass sie das konvektive Umfeld, das zur speziellen Gewitterwolke geführt hat, kennzeichnen. Durch sie sind unterschiedliche Luftmassen charakterisiert. Allerdings zeigt gerade der Vergleich der drei untersuchten Zellen, dass selbst diese Anpassung an die jeweilige Luftmasse kein festes eindeutiges Kriterium zeigt. Die Niveaus, hinsichtlich derer eine Kopf- oder Fußlastigkeit des Volumens oder der Radarmasse eine Einordnung in eine Phase anzeigen soll, sind unterschiedlich. Bei den ersten beiden Zellen war es das LFC-Niveau, das (über das Volumenverhältnis über dem Niveau zum dem darunter) die Reifephase von der Zerfallsphase trennte. Bei der dritten Zelle ist es dagegen das 0°C-Niveau.

Das zeigt: Selbst bei Zellen, die innerhalb der gleichen relativ engen Zeitspanne und an einem räumlich nicht allzu weit voneinander entfernten Entstehungsort entstanden sind (bei den ersten beiden untersuchten Zellen ist dies sogar fast genau der gleiche Ort bei Hagenau am Ausgang der Zabener Senke), ist eine sogar tages- oder luftmassenfeste Angabe eines bestimmten Unterscheidungswertes nicht möglich. Es ist zunächst jeweils nur relativ zum jeweiligen Gewitter möglich. Es äußert sich also die enorme Variabilität der hochreichenden Feuchtekonvektion, die neben dem großräumigen synoptischen Umfeld sehr sensitiv auf das lokale, untere meso- oder mikroskalige Umfeld reagiert bzw. wiederum auch das Umfeld modifiziert.

So sind die zweite und dritte Zelle in einem Umfeld entstanden oder gezogen, in dem es schon vorher zu Konvektion gekommen ist und damit gewisse nicht quantifizierbare Inhomogenitäten in der durch das Gewitter umgesetzten Luftmasse vorhanden waren<sup>21</sup>.

---

<sup>21</sup>Dieses gleiche Problem zeigt sich im Übrigen auch bei der Entwicklung eines Hagelerkennungs-Algorithmus auf Basis der VIL-Density (Amburn und Wolf, 1997; Holleman, 2001b). Nachdem versucht wurde, nur über die Flüssigwassermasse einen absoluten Wert zur möglichen Hagelerkennung zu erhalten und dieses Vorgehen wenig von Erfolg gekrönt war, normierte man die Flüssigwassermasse mit dem Echotop. Mittels dieser Normierung versuchte man, den

Hinsichtlich der möglichen Bewertung des Ausmaßes bzw. der „Stärke“ eines Gewitters ist zu sagen: Nach den in Abschnitt 2.3.2 dargestellten Signaturen hier eine Einschätzung nach dem maximalen dBZ Wert und den 50dBZ Echotops sowie anderen beobachteten und in Tabelle 7.1 gezeigten Maximalwerten die sicherlich zutreffende Bewertung aufgestellt werden kann, dass die dritte Zelle „stärker“ als die zweite Zelle war.

Allerdings trifft diese Aussage nicht auf die maximale Volumenschwerpunkthöhe (wie auch - nicht angegeben - die maximale Schwerpunkthöhe der Radarmasse) zu, die jeweils am Anfang bei der ersten Detektion erreicht wurde. Beide lagen bei der zweiten Zelle etwas höher, wobei diese Höhe sogar bei der ersten Zelle oberhalb des  $-10^{\circ}\text{C}$ -Niveaus (also in der Zone des optimalen Hagelwachstums) lag. Nach der Schwerpunkthöhe des ersten Echos, das nach dem groben konzeptionellen Modell mit einem kräftigeren, höher reichenden Aufwind verknüpft ist, ist keine Aussage über einen eventuellen Unterschied in der Gewitterentwicklung möglich. Es muss vermutet werden, dass es im weiteren Verlauf bis zur Reifephase mit den kräftigsten Gewitterauswirkungen noch weitere Prozesse oder Faktoren (wie z.B. eine lokal andere - feuchtere und instabilere - Luftmasse) gibt, die bestimmend sind. Der erste Aufwindschub ist dabei nicht dominant. Wenn man die Volumenschwerpunkthöhe während der maximalen Volumenausdehnung oder zum Zeitpunkt, an dem die maximale Radarmasse gemessen wird, betrachtet, dann zeigt sich hier sehr wohl ein (wenn auch recht trivialer) Zusammenhang.

Tabelle 7.1: Maximalwerte verschiedener abgeleiteter Parameter der drei untersuchten Zellen.

	<b>Zelle 1</b>	<b>Zelle 2</b>	<b>Zelle 3</b>
<b>Volumen</b> [m <sup>3</sup> ]	$1.3 \times 10^{11}$	$4.0 \times 10^{11}$	$5.0 \times 10^{11}$
<b>Radarmasse</b> [mm <sup>6</sup> ]	$0.5 \times 10^{16}$	$4.9 \times 10^{16}$	$6.4 \times 10^{16}$
<b>Flüssigwassermasse</b> [Tonnen]	$1.2 \times 10^5$	$6.9 \times 10^5$	$8.6 \times 10^5$
<b>95te Refl. Perzentil</b> [dBZ]	57	61	62
<b>max Refl.</b> [dBZ]	62	66	66
<b>dBZ-Summe</b> [dBZ]	$1.3 \times 10^4$	$2.6 \times 10^4$	$6.2 \times 10^4$
<b>30dBZ Echotop</b> [m]	7500	10900	11000
<b>55dBZ Echotop</b> [m]	1900	8100	8500
<b>Volumenschwerpunkthöhe</b> [m]	5600	7300	6900
<b>Volumenschwerpunkthöhe zum Zeitpunkt der max. Radarmasse</b> [m]	3100	4200	5200

Es zeigt sich, dass die drei Zellen, obwohl alle im Bereich von  $1\frac{1}{2}$  Stunden und in einem relativ

Unterschied zwischen einem kräftigen (Hagel-erzeugenden) Kaltluftgewitter, das eine relativ geringe vertikal Erstreckung hat, und einem schwächeren Warmluftgewitter, das aber hochreichender ist und damit über die Gesamtsumme eine gleiche Flüssigwassermasse besitzt, zu berücksichtigen. Allerdings brachte diese Modifizierung keine befriedigende Verbesserung, so dass man letztlich zu einem tageabhängigen Wert (dem sogenannten VIL-density of the day) übergegangen ist, um noch mehr Unterschiede zwischen den verschiedenen Luftmassen zu haben. Doch auch hier zeigt sich, dass innerhalb eines Tages die Schwellenwerte der VIL-density zur Hagelerkennung noch stark schwanken.

geringem räumlichen Abstand voneinander entstanden sind, eine recht unterschiedliche Verlagerung aufweisen. Diese hängt nicht mit dem Umgebungswindfeld zusammen. Das heißt: Die beobachteten Verlagerungsrichtungen und -geschwindigkeiten haben eine jeweils andere Relation zum Umgebungswindfeld. Dabei ist zunächst einzuwenden, dass dieses Umgebungswindfeld einen recht untypischen Verlauf aufweist und prinzipiell zahlreiche andere Faktoren (etwa die Orographie oder bestimmte Inhomogenitäten in der Verteilung bestimmter Eigenschaften der ursprünglichen, vom Gewitter erfassten Luftmasse) auf die Verlagerung einwirken. Eine Abweichung vom Umgebungswindfeld ist also durchaus erwartbar. Außerdem ist das jeweils zum Vergleich betrachtete Umgebungswindfeld nicht repräsentativ. Der zeitliche und räumliche Abstand der Radiosondensondierung ist evtl. zu groß.

Auffällig ist daneben zwar, dass es bei den drei untersuchten Fällen während des Lebenszyklus' zu einem Anstieg der Verlagerungsgeschwindigkeit kommt. Jedoch darf dieses Verhalten nicht als generelles Charakteristikum deklariert werden. Dafür ist der Umfang der Daten zu gering, und auch eine mögliche physikalische Erklärung wäre hochgradig spekulativ. Eine mögliche Erklärung, dass mit dem Anwachsen der Zelle diese in Höhenbereiche mit stärkeren Winden kommt, die dann wiederum auch für eine schnellere Translation sorgen, scheidet beispielsweise aus, da die Verlagerungsgeschwindigkeit auch dann zunimmt, wenn nämlich die Zelle im Umfang konstant bleibt oder abnimmt. Allerdings ist festzuhalten: Ausgelöst durch die Interaktion der ausfließenden Kaltluft mit dem gescherten Umfeld (von Weisman und Klemp (1982) als *coldpool/wind shear interactions* bezeichnet, die für eine interne Verschiebung der des Referenzpunktes sorgt, tritt besonders im Fall der ersten Zelle und zwar im Zusammenhang mit einem neuen Entwicklungsschub an einer bestimmten Flanke - ein ausgeprägteres lokales Maximum der Verlagerungsgeschwindigkeit auf: im Rahmen des kleinen, zweiten Entwicklungspulses, der sich zunächst visuell, dann aber auch vor allem in nach bestimmten Höhenbereichen geordneten Volumina oder Radarmassen gezeigt hat.

## 8. Multizelle, 20.08.2009

Anhand der Untersuchungen ersten drei Zellen konnten einige Charakteristika herausgearbeitet werden und wurden Muster, die im Sinne der physikalischen Entwicklung und der Messmethodik zu erwarten sind, bestätigt.

Im Gegensatz zu diesen Fallbeispielen zeigte die Zelle vom 20.08.2009 eine ausgeprägte Oszillation. Dabei wurde bei der Identifizierung der Zelle mittels des Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D ein Schwellenwert von 40 dBZ benutzt. Ein konkreter quantitativer Vergleich mit den untersuchten Zellen vom 25.05.2007, für deren Identifikation ein Schwellenwert von 30 dBZ verwendet wurde, ist daher nicht zulässig. Gleichwohl kann ein qualitativer Vergleich hinsichtlich neuer Aufwindpulse angestellt werden. Der Schwellenwert von 40 dBZ war gegenüber 30 dBZ nötig, um einerseits anfangs eine Separation der Zelle von einer benachbarten Vorgängerzelle zu gewährleisten und um andererseits ein „fassbares“ Volumen zu erhalten. Bei einem 30 dBZ Schwellenwert würde das Volumen im Entwicklungsverlauf beispielsweise durch das Auswehen des Amboss (engl. *anvil-blowoff*) deutlich anwachsen, was eine Extrahierung einer möglichen Reifephase beispielsweise im Volumenverlauf schwierig gestalten würde. Daneben durfte auch der Schwellenwert nicht zu groß sein, da sonst die Zelle formal in mehrere kleine Zellen geteilt worden wäre, was in diesem Fall unrealistisch erschien.

### 8.1 Synoptische Situation

**Großwetterlage:** Hochdruckbrücke Mitteleuropa – **Strömung:** Südwest

**Tageswerte Karlsruhe-Rheinstetten (DWD Station - 116 m über NN):**

Temperaturen: Tagesmittel: 25.5°C      Maximum: 35.9°C      Minimum: 15.9°C

Tagesmittel der relativen Feuchte: 67.5 %

Tagesmittel der Windgeschwindigkeit: 1 Bft - maximale Windgeschwindigkeit: 5.7 m/s

Sonnenscheindauer: 11.9 Stunden      Tagesmittel des Bedeckungsgrades: 2.6 Achtel

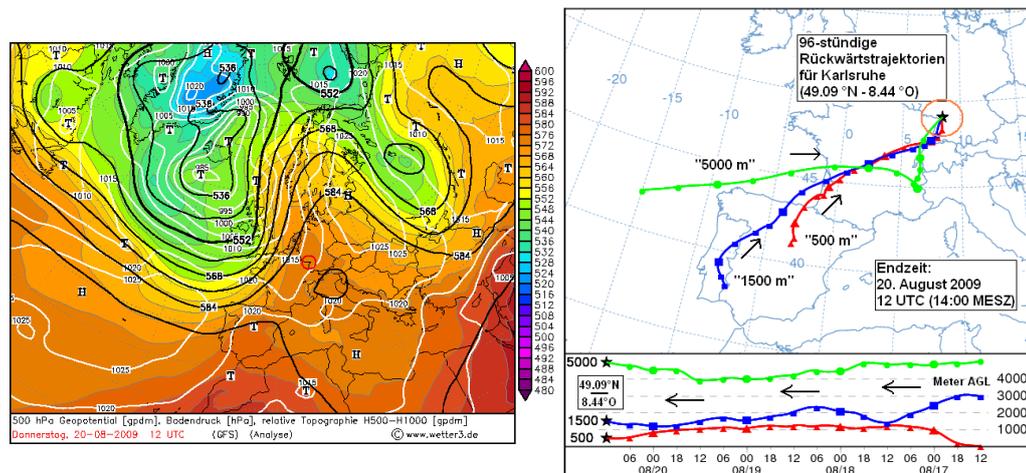


Abbildung 8.1: **links:** GFS-Reanalysekarte 500 hPa Geopotential, Bodendruck und relative Topographie (1000hPa-500hPa) für den 20.08.2009 - 12:00 UTC; Roter Kreis: Radargebiet ([www.wetter3.de](http://www.wetter3.de)) - **rechts:** 96-stündige Rückwärtstrajektorien für Karlsruhe (49.09°N - 8.44°O), Endzeit 20.08.2009 - 12:00 UTC. (ARL-NOAA - generiert über <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>)

Tagesmittel des Luftdrucks in Stationshöhe: 1004.0 hPa - Differenz zum Vortag: -2.0 hPa

Niederschlagshöhe: 0 mm

Der 20.08.2009 ist eingebettet in eine Monatswitterung, in der meist Hochdruckeinfluss dominierte. Der Monat war im Vergleich zur relevanten Referenzperiode von 1961 bis 1990 generell deutlich zu warm, sehr sonnenscheinreich und zu trocken. Die Monatsniederschlagsmenge lag im deutschlandweiten Mittel sowie im Gebietsmittel über Baden-Württemberg bei knapp 50% der sonst üblichen Menge. In ganz Deutschland war dieser Monat sogar der 6-trockenste August seit 1901. Relevant für die Gewitterneigung: Ein Einfluss durch eine deutlich erhöhte Bodenfeuchte kann nicht reklamiert werden.

Die spezielle großräumige synoptische Situation (vgl. Abb. 8.1 - links) wurde am 20.08. zum einen bestimmt durch einen ausgedehnten und ausgeprägten Hochdruckrücken, der bodennah in einem bereits zum Baltikum abwandernden Hoch (Hoch LINA) seine Ausprägung fand. Zum anderen war ein ebenso ausgedehnter Tiefdrucktrog bestimmend, der sich am Morgen dieses Tages noch über Westeuropa südwärts (über Irland, die Biskaya bis zu Iberischen Halbinsel (Galizien)) erstreckte, danach aber langsam nach Osten schwenkte. Zwischen den beiden Druckgebilden wurde mit einer sich aufsteilenden südlichen bis südsüdwestlichen Strömung zunächst sehr heiße Luft tropischen Ursprungs in die untersuchte Region advehiert, wobei die Temperaturen am betreffenden Tag vielerorts (wie auch an den oben angegebenen Werten für Karlsruhe zu sehen) über 35°C anstiegen. Die Schichtdicke zwischen der 1000 hPa und der 500 hPa Druckfläche betrug über 572

gpdm, ein Wert für eine recht warme Luft.

Herkunft und Charakter der Luftmasse werden zudem sehr anschaulich durch die 96-stündigen Rückwärtstrajektorien für Karlsruhe für den 20.08.2009, 12:00 UTC (Abb. 8.1, rechts) dargestellt. Sie zeigen für die um 12:00 UTC über Karlsruhe vorherrschende Luft, dass die Luft der untersten Schicht (500 Meter) innerhalb von 96 Stunden aus Mittelspanien und die ein wenig darüber befindliche aus Südwestspanien herangeführt wurde. Letzteres ist dabei ein Ursprungsgebiet für eine Schicht sehr warmer, aber, wie im skewT-logp Diagramm (Abb. 8.2) in der großen Differenz zwischen der Temperatur und dem Taupunkt deutlich wird, auch relativ trockener Luft.

Die Luft in der mittleren Troposphäre - in etwa 5000 Meter Höhe - kam dagegen vom Nordatlantik über die Biskaya und die Ausläufer der Westalpen in die Region, wobei diese Luft prinzipiell feuchter war. Hier ist es auch zum einen vor allem der Übergangsbereich von der spanischen Luft zur Luft vom Nordatlantik, der einen deutlichen Temperaturrückgang im Profil aufweist und dabei auch eine potentiell labile Schichtung. Dies wird nicht zuletzt an den CAPE Werten deutlich, die 292 J/kg betragen bzw. an anderen kennzeichnenden Indices - wie etwa einem negativen Lifted Index (von -1.44 K) oder einem Total Totals Index von 45.2 (dementsprechend nach statistischen Gesichtspunkten Gewitter zu erwarten sind). Zum anderen zeigt sich in einer Höhe von etwa 500 bis 1000 Metern (also fast „von der mittel- zur südwestspanischen Luft“) nur ein geringer Temperaturrückgang bzw. eine fast isotherme Schicht, die zudem an einen markanten Feuchterückgang gekoppelt ist. Dies kennzeichnet einen stabilen Bereich, der sich in einer etwas stärkeren CIN von -289 J/kg äußert. Es herrscht hier somit ein sogenannter „Deckel“ vor, der vorerst die Auslösung von hochreichender Konvektion zwar verhindert. Allerdings wenn Luft über diesen „Deckel“ gehoben wird (ihn quasi „durchbrechen“ kann), dann sind (wie in Abschnitt 4.1.1 angesprochen) auch rasch kräftige Gewitter möglich. In diesem Fall, der zum untersuchten Gewitter führt, sind es zum einen wahrscheinlich lokale Hebungsvorgänge (insbesondere - beim Vergleich mit dem Geburtsort der Zelle im Nordschwarzwald - orographische Effekte), die zur Hebung der Luft beigetragen haben. Zum anderen kann man, wenn man das großräumige Luftdruckfeld betrachtet, auch davon ausgehen, dass im Vorfeld des heranschwenkenden langgestreckten Höhentrogos kurzweilige Anteile an ihm entlang nordostwärts laufen und (nach der quasigeostrophischen Theorie) an ihrer Vorderseite durch lokale mit der Höhe zunehmender positiver Vorticityadvektion ebenso einen gewissen, die Konvektion fördernden Hebungsimpuls liefern.

Insgesamt herrscht sehr warme Luft vor. Darüber hinaus ist auch eine gewisse (letztlich ausreichende) Feuchtigkeit vorhanden (die Werte des niederschlagbaren Wassers betragen 2.82 cm). Zwar war dabei auch zunächst noch eine gewisse konvektive Hemmung (CIN) vorhanden, aber es sind Hebungsmechanismen identifizierbar, die sie überwinden können. Hinsichtlich der mög-

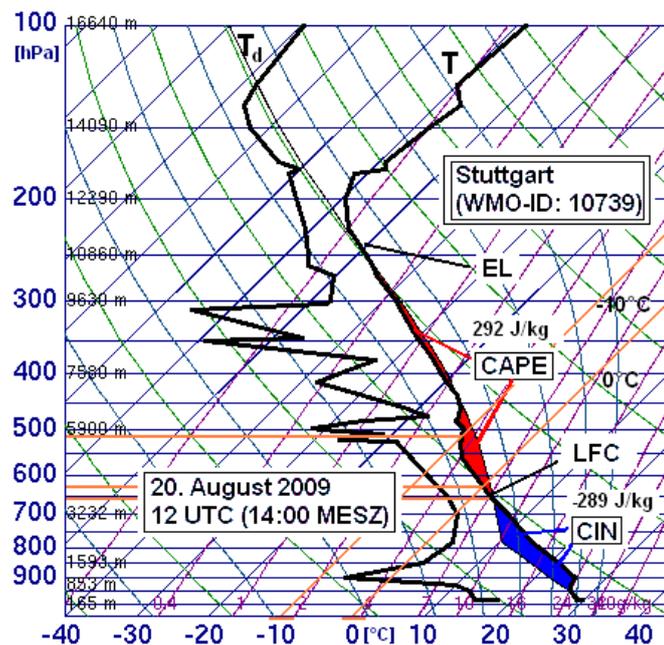


Abbildung 8.2: SkewT-Diagramm des Radiosondenaufstiegs der Station Stuttgart-Schnarrenberg vom 20.08.2009 - 12:00 UTC (University of Wyoming)

lichen Organisationsform, so zeigt die BRN (Gleichung (A.5 in A.3) mit 21.3, dass (nach den einschlägigen Kategorisierungen) zumindest nach diesem Parameter Superzellen möglich sind. Allerdings ist die CAPE, die den Zähler in der Gleichung der BRN darstellt, dabei mäßig ausgeprägt, während die Geschwindigkeitsscherung (mit einem LLS von 3.0 m/s und DLS vom 12.1 m/s) vergleichsweise etwas stärker ist und bei einer Betrachtung des Hodographen (Abb. 8.4) auch eine Winddrehung insbesondere in den tieferen Schichten sich erkennen lässt. Die BRN weist zwar auf mögliche Superzellen hin, weil die Scherung im Vergleich zur CAPE ausgeprägter ist. Doch gleichzeitig ist die CAPE eher gering, so dass wirkliche Superzellen zunächst nicht zu erwarten sind (was dann auch die Entwicklung des Nachmittags zeigte). Dies zeigt einmal mehr, dass bei der Verwendung konvektiver Indizes immer die gesamte Lage betrachtet werden muss. Nichtsdestotrotz zeigt sich daneben gerade die trockenere Schicht in 100 Meter Höhe förderlich für lokal kräftige Gewitterböen.

Das aus dem Radiosondenaufstieg abgeleitete Niveau der freien Konvektion (LFC) liegt bei 3740 Metern, die 0°C-Grenze bei 4130 Metern und die -10°C-Grenze bei 5710 Metern. Das Gleichgewichtsniveau (EL) liegt bei 10950 Metern.

## 8.2 Phänomenologische Beschreibung

Nachdem zunächst die Inversion hochreichende Feuchtekongvektion unterdrückt hatte, wird sie im Bereich des Nordschwarzwalds nachmittags auf 14:30 UTC zum ersten Mal durchbrochen. Dabei entstehen etwas östlich des Murgtals rasch auch drei lokale Zellen, von denen die nördlichen auch schnell recht kräftig werden und Reflektivitäten über 55 dBZ erreichen. Die Zellen wandern im Folgenden nur sehr langsam nordostwärts, wobei um 15:15 UTC an der Nordostseite der nördlichsten Zelle (etwa bei Bad Herrenalb) ein neuer abgegrenzter Reflektivitätsbereich entsteht. Dieser umfasst Reflektivitäten bis 40 dBZ und weist ein aufrechtes Erscheinungsbild auf, wobei dieser „35-40 dBZ Echoturm“ von bodennahen Schichten bis 6 km Höhe reicht. Prinzipiell handelt es sich bei diesem Echo um das erste Echo der im Folgenden untersuchten Zelle. Allerdings beginnt die folgende Untersuchung erst einen Zeitschritt später (um 15:20 UTC), da zu diesem Zeitpunkt die Zelle zum ersten Mal objektiv durch den Zellverfolgungsalgorithmus identifiziert wird. Es wird zwar somit gerade der interessante Anfangszeitpunkt ausgeklammert, doch aus den vorher genannten Gründen muss dies hingenommen werden.

Um 15:20 UTC zeigt sich die untersuchte Zelle (siehe auch Abb. A.7 in A.6) besonders im Seitenriss als ein hochgestreckter Bereich mit Reflektivitäten von 40 bis 45 dBZ, in den ein kleiner Reflektivitätsbereich von 45 bis 50 dBZ in etwa 2.5 km Höhe eingelagert ist<sup>22</sup>.

Im Folgenden dehnt sich die Zelle rasch aus und auch die Reflektivitäten nehmen zu. Vom visuellen Eindruck scheint sich die Zelle jedoch zunächst noch bis etwa 15:45 UTC in der Entwicklungsphase zu befinden, da bis zu diesem Zeitpunkt vor allem in der Höhe (zwischen 3.5 und 8 km) ein stärkerer Reflektivitätsbereich entsteht, der kaum eine Verbindung mit den untersten Schichten hat. Der Niederschlag scheint hier noch nicht den Boden zu erreichen. Erst innerhalb des nächsten Schrittes entsteht zunehmend ein tiefliegendes „Niederschlagsmaximum“, so dass der Zeitpunkt 15:50 UTC den Beginn der ersten Reifephase markiert. Diese dauert zunächst bis 16:20 UTC, wobei hier die maximalen Reflektivitäten Werte von bis zu 68 dBZ haben bzw. das 95ste Perzentil 63 dBZ (was nach den Angaben in Abschn. 2.3.2 eine Signatur für schwere Gewitter sein kann). Ab 16:25 UTC fällt dann die Zelle erst einmal in sich zusammen, d.h. der Bereich mit Reflektivitäten über 45 dBZ sinkt zunehmend zum Boden, was sich als eine erste Zerfallsphase interpretieren lässt.

Eine neue Reifephase scheint dann ab 16:40 UTC erreicht zu werden, wobei sich wieder ein recht ausgedehnter, aufrechter und hochreichender Bereich mit Reflektivitäten einstellt. Diese zwei-

---

<sup>22</sup>Die ersten beiden dargestellten MaxCAPPI Aufsichten, Seiten- und Aufrisse in Abb. (A.7) in A.6 zeigen noch zum größten Teil die alte Zelle, auf deren Vorderseite sich die untersuchte Zelle gebildet hat und die im Folgenden rasch zerfällt und aus dem Bildausschnitt wandert.

te Reifephase dauert nach dem Erscheinen in den Auf- und Seitenrissen bis 17:00 UTC, bevor um 17:05 UTC wieder eine Zerfallsphase auftritt, bei der es wieder zu einer generellen Senkung des Radarechos kommt und dieses an Stärke abnimmt. Jedoch zeigt dieser Verlauf anscheinend nicht die endgültige Auflösung der Gewitterzelle an. In den Darstellungen der Reflektivitäten um 17:20 und 17:25 deutet sich ein neuer schwacher Entwicklungspuls an, bei dem die Reflektivitäten wieder etwas zunehmen bzw. sich der Reflektivitätsbereich aufrichtet. Um 17:30 UTC ist letztlich aber das Ende der über die Identifikation mittels TRACE3D definierten Lebensdauer der untersuchten Gewitterzelle erreicht. Ein Absinken der Reflektivitätswerte und eine generelle Abschwächung markieren die letzte Zerfallsphase.

Die angegebenen Phasen sind in ihrer zeitlichen Abfolge:

- 15:20 bis 15:45 UTC: Entwicklungsphasen
- 15:50 bis 16:20 UTC: 1. Reifephase
- 16:25 bis 16:35 UTC: 1. Zerfallsphase
- 16:40 bis 17:00 UTC: 2. Reifephase
- 17:05 bis 17:15 UTC: 2. Zerfallsphase
- 17:20 bis 17:25 UTC: 3. kleine Reife-/Entwicklungsphase
- ab 17:30 UTC: finale Zerfallsphase

### 8.3 Betrachtung der Datengüte

Hinsichtlich der Datengüte lässt sich feststellen, dass es im Verlauf zu keinem anomalen Rückgang der Reflektivitäten kommt (wie etwa bei der zweiten untersuchten Zelle am 25.05.2007). Beim Vergleich der Zeitschritte mit anderen, während der Zellebensdauer sichtbaren Reflektivitätsbereichen (Gewitterzellen) sind visuell keine Auffälligkeiten (z.B. plötzlicher kurzfristiger Rückgang in den Reflektivitäten wie beim zweiten untersuchten Fall vom 25.05.2007) zu erkennen. Allerdings ist anzumerken, dass sich ab 17:10 UTC eine andere Zelle zwischen die untersuchte Zelle und das Radar „platziert“. Ab diesem Zeitpunkt ist prinzipiell eine erhöhte Dämpfung möglich, was aber in den Daten nicht zu erkennen ist.

Später, wenn die nachfolgende Zelle sich vollständig in den Bereich zwischen untersuchter Zelle und Radar geschoben hat, ist sogar wieder ein kleiner Anstieg der Entwicklung zu bemerken. Niederschlag im Bereich des Radarstandortes, der zu einer erhöhten Dämpfung durch ein nasses Radom führen würde, tritt nicht auf.

Eine Überprüfung, ob die Verwendung der Standardbedingungen für die Georeferenzierung des Radarechos benutzt werden kann, führt - anhand der Radiosondendaten des 12:00 UTC Auf-

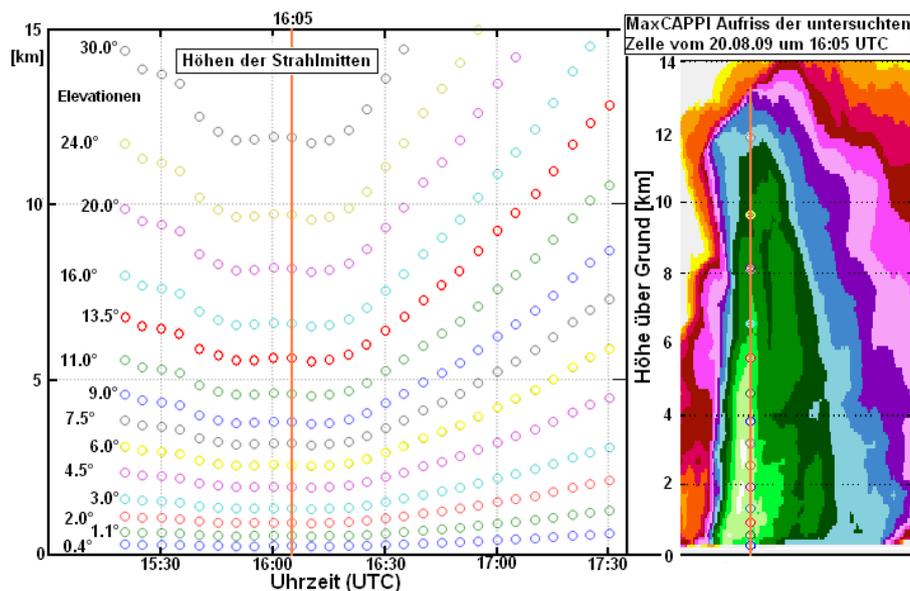


Abbildung 8.3: **links:** Strahlmitten der verschiedenen Elevationen bei Standardausbreitungsbedingungen an den Orten der Zellschwerpunkte zu den verschiedenen Beobachtungszeitpunkten, **rechts:** MaxCappi-Aufriss der Zelle um 16:05 UTC - zum Zeitpunkt des größten Wertes der abstrakten Radarmasse)

stiegs (Abb. 8.2) der Station Stuttgart-Schnarrenberg - zunächst zu der Feststellung, dass zwei Superrefraktions- bzw. sogar Ductingschichten auftreten. Es kommt zweimal im Profil der modifizierten Refraktivität zu einem Rückgang, wobei zum einen ein schwacher Bodenduct (mit einer Ductdicke von 20 Metern und einer Ductstärke<sup>23</sup> von 10.79 M-Einheiten) und zum anderen ein abgehobener Duct (mit einer Ducthöhe von 510 Metern, einer Ductdicke von 280 Metern und einer Ductstärke von 2.4 M-Einheiten) vorkommen. Doch für eine effektive anomale Beugung des Radarstrahls ist der Bodenduct zu tief bzw. zu flach (er bleibt unter der Radarhöhe, wenn man von der fraglichen horizontalen Homogenität der Refraktionsprofils ausgeht), und der abgehobene Duct ist recht schwach. Eine Berechnung der Strahlwege auf Basis dieses Profils ergibt in 50 km Entfernung für die 0.4° Elevation einen Abstand zwischen der errechneten Strahlhöhe und der Strahlhöhe bei Standardbedingungen einen Unterschied von gerade einmal 16 Meter, bei 90 km von 125 Meter. Diese Unterschiede können im Rahmen der Messgenauigkeit vernachlässigt werden. Die Anwendung der Standardbedingungen scheint gerechtfertigt.

Werden mit den Standardbedingungen für die betreffenden Zellentfernungen die jeweilige Höhe der verschiedenen Radarstrahlmitten berechnet, so ergeben sich für die untersuchten Zellen die in der Abb. 8.3 dargestellten Ergebnisse. In dieser ist erneut zur besseren Anschaulichkeit auf der rechten Seite ein Aufriss der untersuchten Zelle dargestellt. Im Hinblick auf die Datengüte zeigt sich, dass insbesondere im Zeitraum zwischen 15:40 und 16:25 UTC (in dem die Zelle etwa 23 bis

<sup>23</sup>Die Ductstärke entspricht dem maximalen Rückgang der modifizierten Refraktivität innerhalb der Ductschicht.

24 km vom Radar entfernt ist) die Erfassung des Oberrandes der Zelle evtl. beeinträchtigt ist. Der Oberrand scheint über die Strahlmitten der größten Elevation ( $30.0^\circ$ ) hinauszuragen. Allerdings ist dies in dem Bereich und in dem Umfang hinnehmbar und führt im Rahmen der Messgenauigkeit zu keiner großen Verschlechterung der Daten.

Was jedoch relevant ist, ist die Vergrößerung der Auflösung (d.h. die Zunahme des durchschnittlichen Messvolumens) durch die Tatsache, dass sich die Zelle während ihrer Entwicklung vom Radar immer weiter entfernt. Der Verlauf und die Varianz der Messvolumina (Voxel) für die Daten der Zelle ist dabei in Abb. 3.4 des Abschnitts 3.2 dargestellt. In Abb. 8.3 sieht man auch, dass die Zelle zum Zeitpunkt der geringsten Entfernung zum Radar von allen 14 Elevationen erfasst wird (zumindest bis auf den Oberrand), während bei der größten Entfernung 10 Elevationen die Zelle erfassen. Allerdings ist auch dies im Hinblick auf die realen Möglichkeiten hinnehmbar. Bessere Daten wird man nur schwer bekommen.

In diesem Sinne kann die Güte der Radardaten als gut bezeichnet werden. Die Daten erweisen sich (zumindest nach dieser durchgeführten Untersuchung) als belastbar, wobei im Rahmen der Evaluierung der Daten der Zeitpunkt ab 17:05 UTC beachtet werden muss, wenn in der Sichtlinie zwischen der untersuchten Zelle und dem Radar eine weitere Zelle auftritt.

## 8.4 Zellverlagerung

Der Referenzpunkt der untersuchten Zelle am 20.08.2009 legte während des gesamten Lebenszyklus von 130 Minuten eine Gesamtdistanz von 65 km zurück. Als mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit (als Mittelwert über alle diskreten Verlagerungsschritte) ergibt sich dabei für die Zelle ein Wert von 8.3 m/s mit einer mittleren Verlagerungsrichtung nach  $31^\circ$  (Zugbahn etwa aus Südsüdwest nach Nordnordost - siehe Abb. 6.1). Die Standardabweichung der diskreten Verlagerungsgeschwindigkeiten zwischen den verschiedenen Zeitpunkten liegt bei 1.8 m/s, wobei die höchste Verlagerungsgeschwindigkeit bei 13.8 m/s während des Zeitschritts von 16:35 auf 16:40 UTC (während der ersten kräftigsten Reifephase) und die geringste Verlagerungsgeschwindigkeit bei 5.7 m/s im Zeitschritt von 15:25 auf 15:30 UTC (während der Anfangsphase) erreicht wurde. Es besteht somit ein ausgeprägter Unterschied zwischen den verschiedenen diskreten Verlagerungsgeschwindigkeiten. Diese scheinen, wenn man den Gesamtverlauf für sich (Abb. 8.6 - rechts) betrachtet, erst einmal zufälliger Natur zu sein. Jedoch kann dies dann evtl. auch durch interne Verschiebungen des Referenzpunktes hervorgerufen sein. Eine lineare Regression ergibt zwar eine relative Konstanz der Verlagerungsgeschwindigkeit (die Steigung der Regressionsgerade beträgt 0.02 m/s pro Minute), wobei aber diese Aussage mit einem Korrelationskoeffizient

vom 0.46 nur bedingt belastbar ist.

Die Einordnung der mittleren Verlagerung der Zelle innerhalb des umgebenen Windfeldes, das

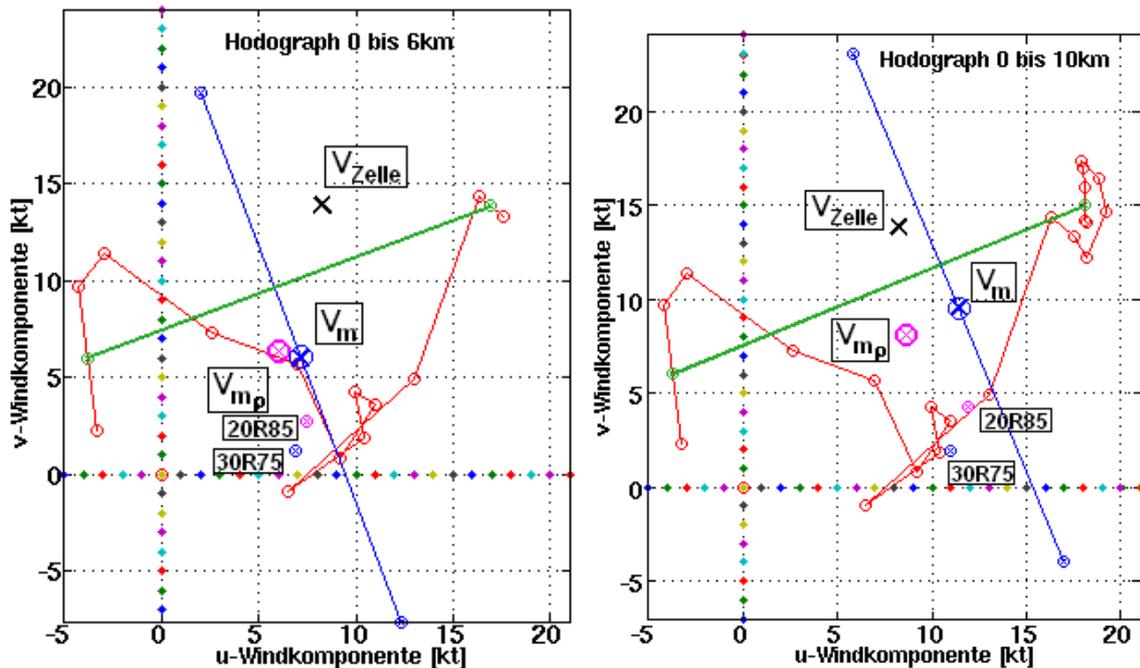


Abbildung 8.4: Einordnung der mittleren Verlagerung des Referenzpunktes der Zelle vom 20.08.09.. Bezeichnungen wie Abb. (7.4)

durch eine Kombination von VVP-Winddaten um 16:20 UTC und Winddaten des Stuttgarter Radiosondenaufstiegs von 12:00 UTC bestimmt wurde (Abb. 8.4), zeigt zunächst wieder, dass die Verlagerung der Zelle recht deutlich vom mittleren Wind bzw. dem dichtegewichteten mittleren Wind der 0 bis 6 km Schicht abweicht. Die absoluten Geschwindigkeitsdifferenzen betragen für diese Schicht jeweils 4.1 m/s. Die Richtungsunterschiede sind mit  $15^\circ$  für den dichtegewichteten mittleren Wind und  $20^\circ$  für den nur über die verschiedenen Höhen gemittelten Wind dagegen gering. In Bezug auf den mittleren Wind bzw. dem dichtegewichteten mittleren Wind der 0 bis 10 km Schicht sind die Richtungsunterschiede mit  $25^\circ$  bzw.  $25^\circ$  zwar etwas größer, aber dafür fallen die Geschwindigkeitsunterschiede mit 3.0 m/s bzw. 1.5 m/s etwas geringer aus. Der geringste Abstand zwischen der Zellverlagerung und dem nächsten Punkt auf dem Hodographen findet sich in diesem Fall für den einen Wind in etwa 5000 Meter Höhe über Grund. Jedoch auch hier ist der Abstand mit 3.8 m/s relativ groß.

Führt man dagegen eine Abschätzung mit dem Lotfußverfahren nach Bunkers durch, das zur Abschätzung der Zellverlagerung neben der Advektion noch einen möglichen Einfluss der gescherten Umgebung auf die zeitliche Veränderung des Gewitterschwerpunktes zu berücksichtigen versucht, so zeigt sich im Fall des 0-6 km Schervektors zwar erst einmal nur eine geringe Verbesserung mit

einer Differenz zwischen der Verlagerung der Zelle und dem nächsten Punkt auf dem gefällten Lot von 2.0 m/s. Im Fall des Schervektors zwischen dem Wind in 0.5 km Höhe über Grund und dem Wind in 9.5 km Höhe über Grund beträgt die Differenz zwischen der Verlagerung der Zelle und dem nächsten Punkt auf dem gefällten Lot sehr geringe 0.6 m/s. Rein formal würde damit  $D$  aus Gleichung (2.19) 2.8 m/s betragen: allerdings links vom mittleren Wind, was prinzipiell für die Nordhalbkugel ungewöhnlich ist. Betrachtet man jedoch den Verlauf des Hodographen, so findet sich neben der „klassischen“ Rechtsdrehung in den untersten Schichten (Ekman-Drehung) ein insgesamt zyklonal gekrümmter Hodograph, durch den in der Regel die Verlagerung links des mittleren Windes (sofern es zu kräftigeren Entwicklungen mit Interaktionen des Aufwindes zur gescherten Umgebung kommt) bevorzugt wird.

Zwar sind auch hier zahlreiche weitere Einflüsse möglich, insbesondere durch die Orographie, wenn man den Zellweg vom Nordschwarzwald über das Kraichgau betrachtet. Doch zumindest wird die Verknüpfung der beobachteten recht kräftigen Entwicklung mit dem Vorhandensein von einem zyklonal gekrümmten Hodographen und einer Abweichung der Zelle links vom mittleren Wind und in der Nähe des Lotes vom mittleren Wind auf den Schervektor erst einmal bestätigt. Mit anderen Worten: Ein Einfluss der gescherten Umgebung auf die zeitliche Veränderung des Gewitterschwerpunktes, die wiederum für kräftige Gewitter spricht, ist möglich, wobei - allgemeiner gefasst - auf jeden Fall konstatiert werden kann, dass neben der Translation weitere interne evtl. auch externe Prozesse die Zellverlagerung beeinflussen.

## 8.5 Vierdimensionale Entwicklungen

Die aus der Beziehung zu dem umgebenden Windfeld abgeleitete Vermutung, dass durch die deutliche Abweichung der Verlagerung des Zellreferenzpunktes vom mittleren (dichtegewichteten) Wind während der Entwicklung noch andere kräftige interne Prozesse stattfinden müssen, wird durch die zeitlichen Verläufe des Volumens und der Radarmasse der untersuchten Zelle (Abb. 8.5 - links) bekräftigt. Hier sieht man ein gewisses Pulsieren, wobei sich beim Radarmassenverlauf drei ausgeprägte Maxima zeigen, während beim Volumenverlauf zwei deutlichere Maxima zu beobachten sind.

Dabei ist an dieser Stelle erst einmal formal festzustellen, dass die Maxima im Verlauf der Radarmasse erneut (wie bei den vorherigen Fällen vom 25.05.2007) deutlicher ausgeprägt sind als im Verlauf des Volumens. Der Verlauf des Volumens ist zudem generell ein wenig breiter, und hinsichtlich der Verteilung des über alle Zeitpunkte erfassten Volumens und der Radarmasse zeigt sich, dass die Verteilung der Radarmasse wiederum ungleichverteilter ist als das Volumen. Der

*Gini*-Koeffizient beispielsweise beträgt für die Verteilung des Volumens 0.33 und für die Verteilung der Radarmasse 0.51. Die Reflektivitäten als Beitrag zur Radarmasse sind in den offensichtlichen Entwicklungsschüben vergleichsweise stärker ausgeprägt als die Volumenvergrößerung. Weiterhin lässt sich feststellen, dass die zeitliche Verteilung des Volumens und der Radarmasse erneut positiv schief ist, d.h. dass das meiste insgesamt erfasste Volumen oder die meiste insgesamt erfasste Radarmasse in der ersten Hälfte der Zellentwicklung beobachtet werden. Übertragen bedeutet dies, dass wenn man die Maxima mit Entwicklungsschüben verknüpft, die Entwicklungsschübe am Anfang die kräftigsten waren, bevor in der zweiten Hälfte das Gewitter schwächer blieb.

Die Einteilung in die verschiedenen Entwicklungsphasen lässt sich erneut mit verschiedenen

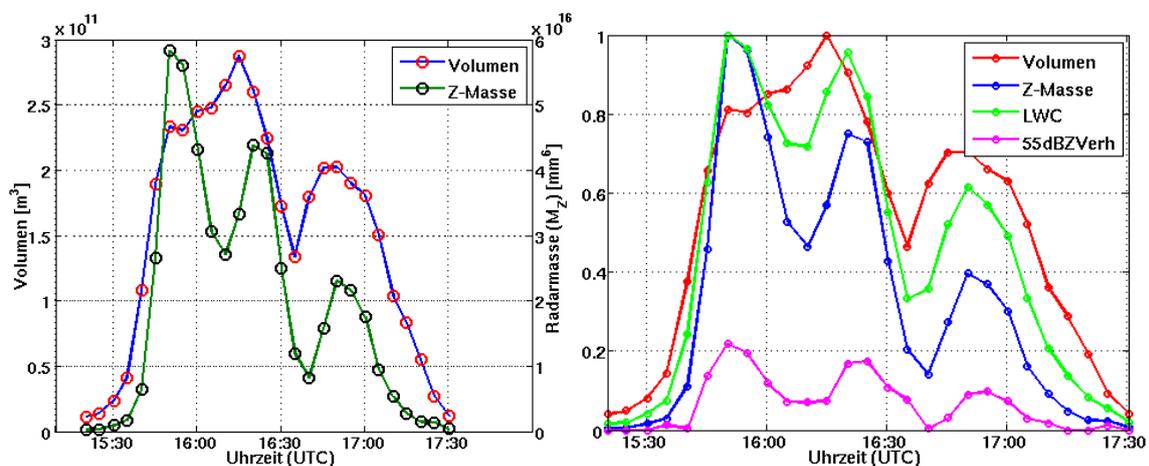


Abbildung 8.5: **20.08.09:** - links: Zeitlicher Verlauf des Zellvolumens (blau) und der Radarmasse (grün); rechts: Zeitlicher Verlauf des Zellvolumens (rot), der Radarmasse (blau) und der Flüssigwassermasse (hellgrün) jeweils auf das Maximum der Zeitreihe normiert), Verhältnis des Volumens der Voxel mit einem dBZ Wert größer 55 dBZ zum Gesamtvolumen (purpur)

Charakteristika der Kurvenverläufe verknüpfen, wobei dies erst einmal nur eine formale Aussage ist.

Wenn man allerdings die verschiedenen Verläufe vergleicht, dann stellt man eine leichte Diskrepanz zwischen den verschiedenen Verläufen untereinander sowie auch zur visuell getätigten Einteilung fest.

Daraus ergibt sich, dass bei dem Volumenverlauf zwei ausgeprägte Maxima, beim Verlauf der Radarmasse, wie auch bei dem der abgeschätzten Flüssigwassermasse (Abb. 8.5 - rechts (grüne Linie)), bei der visuellen Beurteilung drei und beim Verlauf des Verhältnisses des Volumens mit dBZ Werten größer als 55 dBZ zum Gesamtvolumen (Abb. 8.5 - rechts (purpurne Linie)) vier, beim Schwerpunktsverlauf (Abb. 8.8) wie auch beim Verlauf des Verhältnisses des Volumens und der Radarmasse über einem bestimmten thermischen oder konvektiven Niveau zum

Gesamtvolumen bzw. der Gesamtradar­masse (Abb. 8.9 - links und rechts) sogar fünf aufscheinen. Zum anderen sind auch die in Tabelle 8.1 zusammengestellten Zeiten, an denen die jeweiligen korrespondierenden Maxima auftreten, zum Teil unterschiedlich. So tritt beispielsweise das in der Tabelle erste Maximum in der Zeitreihe der Radar­masse um 15:50 UTC in Erscheinung, das in der Zeitreihe anscheinend korrespondierende Maximum im Verlauf des Radar­massenschwerpunktes schon um 15:45 UTC.

Tabelle 8.1: Zeitpunkte (UTC) der Maxima der verschiedenen Zeitreihen bzw. größten negativen Abweichung der Verlagerungsrichtung zur mittleren Verlagerungsrichtung (Parameterbezeichnungen und weitere Worte zur Übersichtlichkeit als Abkürzungen mit LWC  $\hat{=}$  Flüssigwassermasse, Verh.  $\hat{=}$  Verhältnis, Vol.  $\hat{=}$  Volumen, best.  $\hat{=}$  bestimmten und Z-M  $\hat{=}$  Radar­masse(n)). Farben zeigen die zeitliche Einordnung in Bezug auf den Zeitraum des betrachteten Maximums. Dabei: **rot - frühere Maxima** und **blau - spätere Maxima**. Dabei jeweils in der Farbe fett gedruckt als frühestes und spätestes Maximum)

<b>Volumen</b>			<b>16:15</b>	16:45/50	
<b>Radarmasse</b>		<b>15:50</b>	16:20	16:50	
<b>LWC</b>		<b>15:50</b>	16:20	16:50	
<b>55 dBZ Verh.</b>		<b>15:50</b>	16:25	<b>16:55</b>	17:25
<b>Vol-schwerpunkt</b>	15:30	<b>15:45</b>	16:15	<b>16:35</b>	17:20
<b>Z-M-schwerpunkt</b>	15:30	<b>15:45</b>	16:15	<b>16:35</b>	17:20
<b>Vol.-verh. zum LFC</b>	15:30	<b>15:45</b>	16:15	16:45	17:20
<b>Vol.-verh. zum 0°C-Niveau</b>	15:25/30	<b>15:45</b>	16:15	16:45	17:20
<b>Vol.-verh. zum -10°C-Niveau</b>	15:25	<b>15:45</b>	16:15	16:45	17:20
<b>Z-M.-verh. zum LFC</b>	15:25	<b>15:45</b>	16:15/20	16:45	17:20
<b>Z-M.-verh. zum 0°C-Niveau</b>	15:25	<b>15:45</b>	16:15/20	16:45	17:20
<b>Z-M.-verh. zum -10°C-Niveau</b>	15:25	<b>15:40</b>	16:15	16:40	17:20
<b>Verlagerungsgeschw.</b>		<b>15:40</b>	16:15	16:40	17:20
<b>Verlagerungsrichtung</b>		<b>15:40</b>	<b>16:10</b>	16:45	<b>17:15</b>

In diesem Sinne lassen sich, wenn die Entwicklungszyklen durch die Maxima bestimmter Parameter dargestellt werden, nun drei Fragen formulieren:

- **Wieso gibt es Unterschiede in der Anzahl der Maxima?**
- **Wieviele Entwicklungszyklen weist die Zelle auf?**
- **Wieso gibt es einen zeitlichen Unterschied bei den Maxima der verschiedenen Parameter während der einzelnen Entwicklungszyklen?**

Im weiteren Verlauf sollen diese Fragen geklärt werden. Dabei ist anzumerken, dass die Fragen miteinander verknüpft sind. Insbesondere ist dies bei den ersten beiden der Fall. Die Erörterung dieser Fragen soll deshalb zusammen geschehen.

Wie bei den vorher betrachteten Zellen zu sehen, ist es vor allem im Verlauf des Volumens schwie-

rig, kleine Entwicklungsphasen zu beobachten, da hier die beobachteten Volumina einfach zu gering gegenüber den im Maximum erreichten Volumina sind (Diese Ungleichverteilung wird auch durch den *Gini*-Koeffizienten deutlich). Selbst wenn man nur die Volumendifferenz zum vorherigen Zeitpunkt betrachtet und diese in Relation zum vorher beobachteten Volumen setzt, zeigen sich die Maxima nicht. Insbesondere am Beispiel der letzten kleinen Entwicklungsphase ist die „Unsichtbarkeit“ einer neuen Entwicklungsphase nachvollziehbar. Das Volumen beschreibt in diesem Fall letztlich nur die Hülle, die bei gleichem Volumen beispielsweise breit und flach oder dünn und hoch sein kann, wobei im Hinblick auf die Entwicklungsphase die erste Ausprägung (im konzeptionellen Modell) eine Zerfallsphase und die zweite eine Anfangs- oder Reifephase charakterisiert.

Vielmehr ist es beim Volumen ganz anders geartet: Es ist erstaunlich, dass zwei ausgeprägte lokale Maxima (um 16:15 und 16:45/50 UTC) mit einem deutlichen lokalen Minimum (um 16:35 UTC) dazwischen vorkommen.

Im Speziellen ist hier also erst einmal nachzuprüfen, ob dieser deutliche Rückgang im Volumen einem realen Teil des Zellzyklus (in diesem Fall einer Zerfallsphase mit einer anschließend neuen Reifephase<sup>24</sup>) entspricht. Prinzipiell könnte ein solches Minimum auch durch einen Messfehler zustande gekommen sein, wie es die Ausführungen zu den Problemen und Fehlern bei radar-meteorologischen Messungen (Abschnitt 2.1.2) und der Fall der zweiten untersuchten Zelle vom 25.05.2007 verdeutlichen. Nach der Betrachtung der Güte ist dies jedoch zu diesem Zeitpunkt weitgehend auszuschließen. Eine eventuell erhöhte Dämpfung durch eine weitere kleine Niederschlagsregion in der Sichtlinie zwischen der untersuchten Zelle und dem Radar kommt evtl. erst um 17:05 UTC in Frage, wobei bis zum endgültigen Zerfall der Zelle dann auch durchgängig dieses „dazwischengeschaltete“ Niederschlagsgebiet vorkommt und daher nicht zu einem vorübergehenden Rückgang sorgen sollte. Dieses Minimum um 16:35 UTC wird daneben auch in den Zeitreihen der anderen Parameter dargestellt, wobei diese jedoch zunächst alle abhängig von den Reflektivitäten sind. Ein nicht mit den realen physikalischen Vorgängen verknüpfter Rückgang der Reflektivitäten kann sich auch möglicherweise gleichzeitig in diesen Parametern niederschlagen.

An diesem Punkt kommt als Indiz für eine reale Entsprechung dieses Rückgangs im Volumen mit einer Zerfallsphase und des nachfolgenden Maximums mit einer anschließenden neuen Rei-

---

<sup>24</sup>Die Identifizierung einer neuen Anfangsphase gestaltet sich in den Daten zur Abgrenzung der zuvor vorherrschenden Zerfallsphase schwierig. Die Radarmassen und Volumina der einen Phase ähneln denen der anderen. Einzig durch den Schwerpunktsunterschied (wie später noch zu sehen) ist eine Abgrenzung evtl. möglich. Allerdings muss dafür der Zellenidentifikations-Schwellenwert relativ niedrig liegen, was dann auch wieder (wie erwähnt) andere Probleme an anderer Stelle aufwirft.

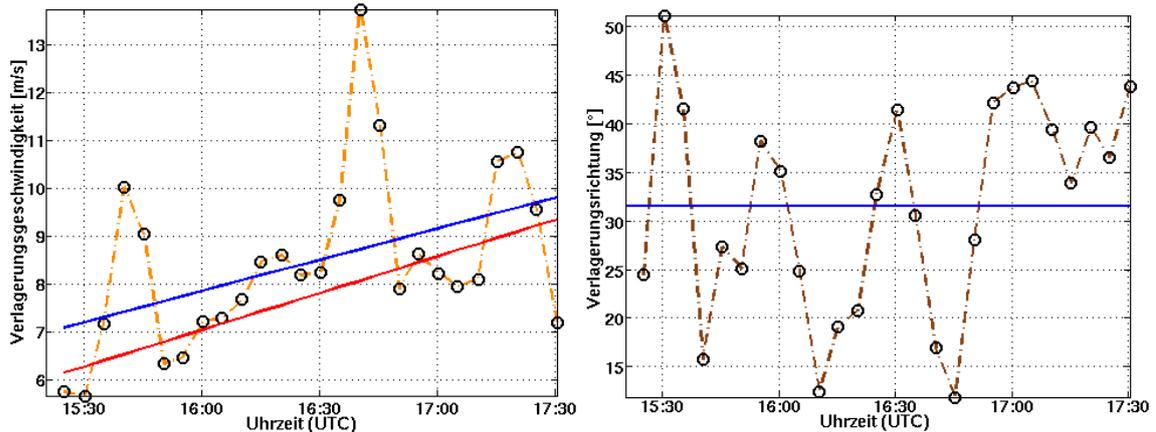


Abbildung 8.6: **20.08.09:** - **links:** Zeitlicher Verlauf der Verlagerungsgeschwindigkeit des Zell-Referenzpunktes ; **rechts:** Zeitlicher Verlauf der Verlagerungsrichtung des Zell-Referenzpunktes (braun).

fephase der Verlauf der Verlagerungsgeschwindigkeit und die Verlagerungscharakteristik eines Multizellengewitters ins Spiel. Schon bei der Untersuchung der ersten betrachteten Zelle vom 25.05.2007 deutete sich eine Verknüpfung einer kurzfristig markant ansteigenden Verlagerungsgeschwindigkeit mit einem zweiten Entwicklungspuls an.

Dies ist auch hier der Fall: Wie in der Betrachtung der Zellverlagerung angedeutet und in Abb. (8.6 - links) sichtbar, weist genau zum Übergang vom lokalen Minimum im Volumenverlauf um 16:35 UTC zum nachfolgenden lokalen Maximum (um 16:45/50 UTC) die Verlagerungsgeschwindigkeit ein deutliches lokales Maximum (um 16:40 UTC) auf. Es kommt dabei formal zu einer kurzfristig schnelleren Verlagerung des Referenzpunktes. Dabei hat die Einordnung der Verlagerung vor dem Hintergrund des umgebenden Windfeldes gezeigt, dass wahrscheinlich interne Prozesse (wie z.B. eine interne Referenzpunktverschiebung) mit beteiligt sind. Außerdem deutet generell die Oszillation der Zeitreihen darauf hin, dass es sich um eine Multizellenentwicklung handelt. Dies alles würde nach dem konzeptionellen Modell zunächst bedeuten: Wenn man davon ausgeht, dass man mit dem benutzten Schwellenwert den gesamten Multizellencluster erfasst und nicht nur einzelne Teilzellen (bzw. generell Teile), dann kommt es innerhalb der Multizellenentwicklung durch die jeweilige Neubildung zu einer (in Relation zum Gesamtcluster) internen Verschiebung des (nach Gl. (3.4) definierten) Referenzpunktes. Die Verlagerung gestaltet sich somit als Ganzes, wie in Abschn. 2.2.7 Abb. (2.8) dargestellt. Jedoch sollte die Zeitreihe, da die Neubildung der neuen Zelle und damit die Verschiebung des Referenzpunktes mehr in diskreten Schüben geschieht, ausgeprägte lokale Maxima aufweisen. Diese Argumentation korrespondiert genau mit dem angesprochenen Minimum/Maximum Paar in den Zeitreihen der verschiedenen aus den Reflektivitätsdaten abgeleiteten Parameter und dem lokalem Maximum in der Zeitreihe

der Verlagerungsgeschwindigkeit<sup>25</sup>. D.h.: Durch die lokal ausgeprägten Maxima in der Verlagerungsgeschwindigkeit werden die jeweiligen „Neubildungspulse“ ebenso dargestellt.

Betrachtet man ferner den Verlauf der Verlagerungsrichtung (Abb. 8.6 - rechts) so erkennt man, dass ein lokales Maximum der Verlagerungsgeschwindigkeit gleichfalls mit einer Änderung der Verlagerungsrichtung (in Zugrichtung gesehen) nach links einhergeht. Es kommt somit im gesamten Verlagerungsvektor zu einem Sprung, der anscheinend mit einem Referenzpunkt durch die Neubildung im Norden des Multizellen-Clusters korrespondiert. Dies ist demnach anders als die in Abb. (2.8) in Abschn. 2.2.7 dargestellte konzeptionellen Verlagerung des Multizellen-Clusters, bei der an der rechten (südöstlichen) Flanke eine Neubildung stattfindet.

Um den Zusammenhang zunächst auch statistisch zu überprüfen, wurde eine Kreuzkorrelations-

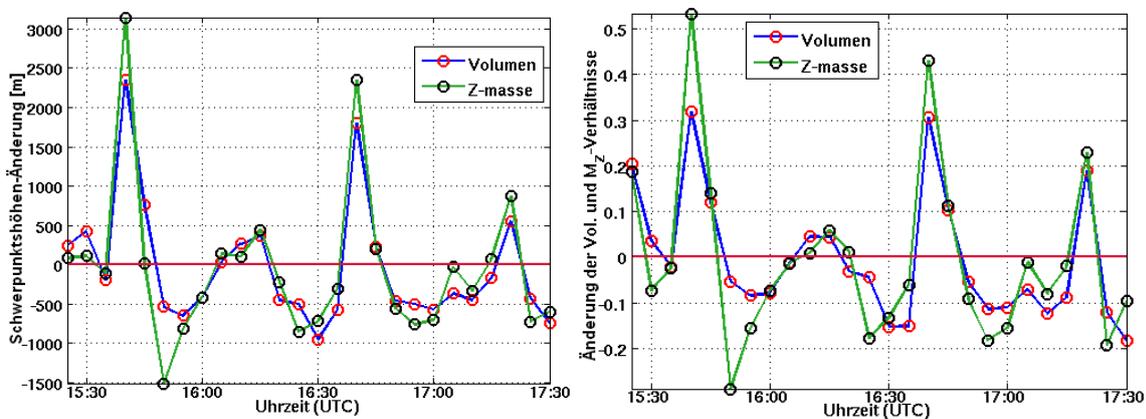


Abbildung 8.7: **20.08.09:** - **links:** Zeitlicher Verlauf der Schwerpunkthöhenänderung (Differenz zum vorhergehenden Zeitpunkt. Dabei Volumenschwerpunkthöhenänderung - blau und Radarmassenschwerpunkthöhenänderung - grün; **rechts:** Zeitlicher Verlauf der Änderung des Verhältnisses des Volumens über dem LFC zum Gesamtvolumen (blau), der Änderung des Verhältnisses der Radarmasse über dem LFC zur Gesamtradarmasse (grün)

analyse zwischen der Verlagerungsgeschwindigkeit und der zeitlichen Änderung der verschiedenen betrachteten Parameter (d.i. die Differenz der jeweiligen Parameters zum vorherigen Zeitpunkt - siehe Abb. (8.7) - links als Beispiel für den Verlauf der zeitlichen Änderung der Volumen- und Radarmassenschwerpunkte) - durchgeführt. Die Ergebnisse in Tabelle 8.2 zeigen, dass die größten Korrelationen der Verlagerungsgeschwindigkeit generell mit der zeitlichen Änderung der verschiedenen Schwerpunkthöhen, deren Verlauf in Abb. 8.7 - links dargestellt ist, und der zeitlichen Änderung des Verhältnisses der Radarmasse über dem LFC zur Gesamtradarmasse, deren Verlauf in Abb. (8.7 - rechts (grüne Linie)) dargestellt ist, bestehen. Hinsichtlich einer möglichen Zeitschrittverschiebung liegen diese größten Korrelationskoeffizienten bei keiner Verschiebung

<sup>25</sup>Diese wurde zwar auch letztlich aus den Reflektivitätsdaten erhalten, allerdings bezieht sich die Verlagerungsgeschwindigkeit auf die Verteilung der Reflektivitätsdaten in Bezug auf den Abstand vom Radar und nicht als „Zellrelativer-“ Umfang, d.h. als reiner quantitativer Wert.

der Zeitreihen gegeneinander. Dabei kann man nun so argumentieren, dass der Übergang zu einer neuen Entwicklungsphase (oder Reifephase) prinzipiell am besten durch das Parameterpaar der Maxima der Verlagerungsgeschwindigkeit und des größten Anstiegs der Schwerpunkthöhen oder der Maxima der Verlagerungsgeschwindigkeit und des größten Anstiegs des Verhältnis der Radarmasse über dem LFC zur Gesamtradarmasse gegeben ist. Dieses Ergebnis hat sich auch schon bei der Betrachtung der ersten beiden Einzelzellen mit ihrem zweiten kleinen Entwicklungspuls angedeutet. Der Zusammenhang der beiden Parameter ist auch vom konzeptionellen Modell her erklärbar. Die mit der kurzfristig erhöhten Verlagerungsgeschwindigkeit angezeigte interne Referenzpunktverschiebung beschreibt im Multizellenzyklus den Übergang zu einer neuen Entwicklungsphase. Dieser Übergang wird ebenso dadurch angezeigt, dass letztlich durch die Neuentwicklung mit einem neuen Aufwindpuls an einer Flanke der Gesamtzelle (in diesem Fall an der Nordflanke) zunächst vermehrt neue (die Radarstrahlen streuende) Hydrometeore entstanden sind. Abstrakt gesprochen: Mit dem neuen Aufwindpuls wird neue Radarmasse in die Höhe gebracht bzw. neue Radarmasse in der Höhe gebildet. Dabei findet diese abstrakte Beschreibung des neuen Entwicklungsschubs über die Hebung der Radarmasse ein Analogon in der Erhöhung potentieller Energie.

Tabelle 8.2: absolutes Maximum der jeweiligen Kreuzkorrelationskoeffizienten zwischen der Verlagerungsgeschwindigkeit und den Differenzen des jeweiligen Parameters zum vorherigen Zeitpunkt. (Parameterbezeichnungen siehe Tabelle 8.1)

<b>Volumen</b>	0.44
<b>Radarmasse</b>	0.60
<b>LWC</b>	0.57
<b>55 dBZ Verh.</b>	0.58
<b>Vol-schwerpunkt</b>	<b>0.71</b>
<b>Z-M-schwerpunkt</b>	<b>0.72</b>
<b>Vol.-verh. zu LFC</b>	0.66
<b>Vol.-verh. zu 0°C Niveau</b>	0.65
<b>Vol.-verh. zu -10°C</b>	0.61
<b>Z-M.-verh. zu LFC</b>	<b>0.73</b>
<b>Z-M.-verh. zu 0°C Niveau</b>	0.70
<b>Z-M.-verh. zu -10°C Niveau</b>	0.60
<b>Orographie</b>	0.20

Darüber hinaus stellt man aber fest, dass auch an den anderen Verläufen der betrachteten Parameter ein offensichtliches Oszillieren erkennbar ist, das wahrscheinlich in den Entwicklungscharakteristika im Multizellenzyklus seinen Ursprung hat. Dieser Zusammenhang wird durch eine weitere Kreuzkorrelationsanalyse zwischen den verschiedenen Zeitreihen untereinander recht gut

bestätigt (Tabelle 8.3). Dabei zeigt sich hier aber auch eine charakteristische zeitliche Verschiebung zwischen den Verläufen der verschiedenen Zeitreihen, die in Tabelle 8.1 bei den Zeitpunkten der jeweiligen Maxima mittels der Einteilung per „Hand“ in verschiedene Farben (rot und blau) angedeutet worden ist. Damit ist die Berechtigung der Frage, wieso es einen zeitlichen Unterschied in den Maxima der verschiedenen Parameter innerhalb der einzelnen Entwicklungszyklen gibt, erst einmal bestätigt worden.

Anhand der Daten von Tabelle 8.3 bzw. Tabelle 8.1 lässt sich formal feststellen, dass es - statistisch gesehen - erst zu einer Erhöhung der Verlagerungsgeschwindigkeit, einem Sprung in der Verlagerungsrichtung, zu einem lokalen Maximum des Volumen- und Radarmassenschwerpunkts und zu lokalen Maxima der Verhältnisse des Volumens oder der Radarmasse über dem LFC, dem  $0^{\circ}\text{C}$ -Niveau und dem  $-10^{\circ}\text{C}$ -Niveau zum Gesamtvolumen bzw. zur Gesamtradarmasse kommt. Danach erreichen das Volumen, die Radarmasse, die Flüssigwassermasse und das Verhältnis des Volumens der Voxel mit Reflektivitätswerten über 55 dBZ zum Gesamtvolumen ihre Maxima. Bei einer noch etwas detaillierteren Interpretation der Ergebnisse (die jedoch nur mit äußerster Vorsicht zu genießen ist) lässt sich hinsichtlich der zeitlich früheren Charakteristika evtl. noch vermuten, dass es (wenn) zunächst vor allem zu einem lokalen Maximum des Radarmassenschwerpunkts und des Verhältnis der Radarmasse über dem  $-10^{\circ}\text{C}$ -Niveau (sowie „noch etwas weniger ausgeprägt über dem  $0^{\circ}\text{C}$ -Niveau“) zur Gesamtradarmasse kommt und dann erst die lokalen Maxima in den Verläufen des Volumens und den verschiedenen Volumenverhältnissen und dem Verhältnis der Radarmasse über dem LFC zur Gesamtradarmasse erreicht werden.

Als Interpretation bietet sich dabei (konform mit dem rudimentären konzeptionellen Modell) an, dass es durch einen neuen Aufwindpuls erst zu detektierbaren Hydrometeoren in den Höhen kommt, wobei der Zuwachs hinsichtlich der Hydrometeore in Tropfendurchmesser und Anzahl (mit dem der Reflektivität und dem Volumen) zunächst besonders ausgeprägt (im Fall eines kräftigeren Gewitters) in den Höhen über dem  $-10^{\circ}\text{C}$ -Niveau ist. Danach erreicht im Vergleich zum Gesamtvolumen oder der Gesamtradarmasse auch die Radarmasse oder das Volumen über dem  $0^{\circ}\text{C}$ -Niveau und dem LFC den größten Wert, wobei dies als weiterer Zuwachs der Hydrometeore in Größe und Anzahl und deren Sedimentation in Richtung tieferer Niveaus zu deuten ist. Allerdings bleibt die Zelle noch eher kopflastig. Dieses Herabfallen und weitere Anwachsen bezüglich Größe und Anzahl setzt sich zum nächsten Zeitpunkt weiter fort, wobei die meiste Radarmasse oder das meiste Volumen zu diesem Zeitpunkt zunehmend in tieferen Niveaus zu finden sind (der Schwerpunkt erniedrigt sich bereits). Das Verhältnis von Volumen oder Radarmasse über den verschiedenen Niveaus im Vergleich zur Gesamtmasse geht zurück. Mit anderen Worten: Zu diesem Zeitpunkt hat die Zelle in dem aktuellen Entwicklungszyklus anscheinend ihren Höhepunkt

Tabelle 8.3: Absolutes Maximum der jeweiligen Kreuzkorrelationskoeffizienten bei angegebener Zeitschrittverschiebung zwischen den verschiedenen Zeitreihen (Parameterbezeichnungen zur Übersichtlichkeit als Abkürzungen mit Vol  $\hat{=}$  Volumen, ZM  $\hat{=}$  Radarmasse, LWC  $\hat{=}$  Flüssigwassermasse, 55dBZ  $\hat{=}$  Verhältnis des Volumens der Voxel mit Reflektivitäten über 55 dBZ zum Gesamtvolumen, Vol-Sp  $\hat{=}$  Volumenschwerpunkthöhe, ZM-SP  $\hat{=}$  Radarmassenschwerpunkthöhe, V-V LFC  $\hat{=}$  Verhältnis des Volumens über dem LFC zum Gesamtvolumen, V-V 0°C  $\hat{=}$  Verhältnis des Volumens über dem 0°C-Niveau zum Gesamtvolumen, V-V -10°C  $\hat{=}$  Verhältnis des Volumens über dem -10°C-Niveau zum Gesamtvolumen, ZM-V LFC  $\hat{=}$  Verhältnis der Radarmasse über dem LFC zur Gesamtradarmasse, ZM-V 0°C  $\hat{=}$  Verhältnis der Radarmasse über dem 0°C-Niveau zur Gesamtradarmasse und ZM-V -10°C  $\hat{=}$  Verhältnis der Radarmasse über dem -10°C-Niveau zur Gesamtradarmasse - Bsp. für Zelle (3,2)  $\hat{=}$  (ZM/Vol): 0.92 -0 bedeutet, dass zwischen der Zeitreihe des Volumens und der Radarmasse ein maximaler Korrelationskoeffizient von 0.92 besteht, wenn beide Zeitreihen nicht (-0) gegeneinander zeitverschoben sind)

	Vol	ZM	LWC	55dBZ	Vol.-Sp	ZM-Sp	V-V LFC	V-V 0°C	V-V -10°C	ZM-V LFC	ZM-V 0°C	ZM-V -10°C
Vol	1											
ZM	0.92 -0	1										
LWC	0.98 -0	0.98 -0	1									
55dBZ	0.87 -0	0.97 -0	0.94 -0	1								
Vol-Sp	0.95 -1	0.89 -1	0.94 -1	0.86 -1	1							
ZM-Sp	0.91 -2	0.88 -2	0.91 -2	0.86 -2	0.99 -0	1						
V-V LFC	0.97 -1	0.92 -1	0.96 -1	0.90 -1	0.99 -0	0.97 -0	1					
V-V 0°C	0.97 -1	0.93 -1	0.97 -1	0.91 -1	0.98 -0	0.97 -0	1.0 -0	1				
V-V -10°C	0.95 -1	0.96 -1	0.98 -1	0.94 -1	0.93 -0	0.92 -0	0.96 -0	0.98 -0	1			
ZM-V LFC	0.89 -1	0.92 -2	0.92 -1	0.90 -1	0.94 -0	0.96 -0	0.96 -0	0.97 -0	0.96 -0	1		
ZM-V 0°C	0.88 -1	0.92 -2	0.91 -2	0.90 -1	0.92 -0	0.94 -0	0.94 -0	0.95 -0	0.96 -0	1.0 -0	1	
ZM-V -10°C	0.81 -2	0.92 -2	0.88 -2	0.91 -2	0.83 -0	0.88 -0	0.86 -0	0.88 -0	0.92 -0	0.95 -0	0.97 -1	

erreicht, wobei sie inzwischen fußlastiger wird. Dabei ist zu diesem Zeitpunkt der Anteil an größeren Hydrometeoren wahrscheinlich ebenso maximal geworden. Diese Aussage wird durch das Maximum im Verhältnis des Volumens der Voxel mit Reflektivitätswerten über 55 dBZ zum Gesamtvolumen impliziert.

In den nächsten Zeitschritten kommt es dann in allen hier betrachteten Parametern zu einem Rückgang. Dabei erniedrigt sich beispielsweise der Schwerpunkt weiter bei nun auch einem gleichzeitigen Rückgang der Radarmasse. Diese Kombination kann u.a. dadurch zustande kommen, dass die Hydrometeorneubildung oder das mittlere Hydrometeorwachstum geringer ist als der Austritt der Hydrometeore aus dem vom Radar erfassten Bereich. Evtl. verringert sich die mittlere Hydrometeorgröße, z.B. durch ein Zerplatzen der Hydrometeore, nachdem diese evtl. vorher angeschmolzene Hagelkörner (mit maximalen Reflektivitäten) gewesen sind. Mit klaren Worten beschreibt es erst einmal die triviale Aussage, dass der Hydrometeorfluss im Mittel nach unten gerichtet ist bzw.: Der Niederschlag fällt zum Boden.

Im weiteren Verlauf (mit weiterem, aber nachlassendem Rückgang der verschiedenen Parameter) setzt letztlich der Übergang in eine Zerfallsphase ein, bevor mit einem neuen Aufwindpuls an der nördlichen Flanke des Gesamtkomplexes ein neuer Entwicklungsschub zu einer neuen Reifephase initiiert wird und die beschriebene Abfolge „von Neuem“ beginnt.

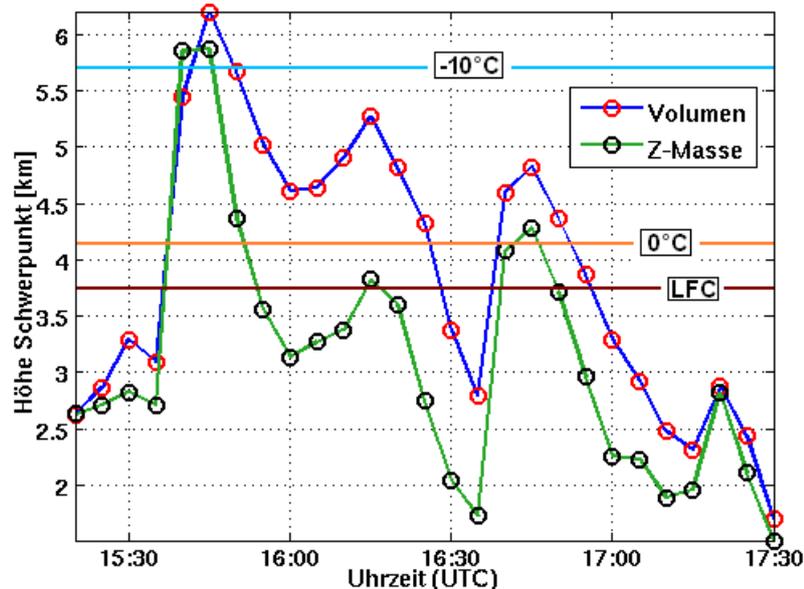


Abbildung 8.8: **20.08.09:** - Zeitlicher Verlauf der Schwerpunkthöhe des Volumens (blau) und der Schwerpunkthöhe der Radarmasse; dazu eingezeichnet der LFC (braun), das 0°C-Niveau (orange) und das -10°C-Niveau (hellblau)

Auf Basis der Erkenntnis, wie sich ein Entwicklungszyklus bzw. der Beginn einer neuen Reife-

phase in den Verläufen der verschiedenen Parameter darstellt, sollte sich nun prinzipiell auch die Frage beantworten lassen, wieviel Entwicklungszyklen die Zelle letztlich aufweist. Folgt man den Charakteristika der Schwerpunktverläufe (Abb. 8.8) und denen der Verhältnisse des Volumen oder der Radarmasse über den verschiedenen Niveaus zum Gesamtvolumen bzw. zur Gesamtradarmasse (Abb. 8.9), dann wird man jedoch festlegen müssen, ob das erste lokale Maximum eine erste kurzen Entwicklungsphase (von 15:20 bis 15:35 UTC) darstellt oder nicht (ob es also letztlich 4 oder 5 Entwicklungszyklen gegeben hat).

Der Vergleich der Schwerpunktverläufe und der Verläufe der Niveau-bezogenen Verhältnisse zwi-

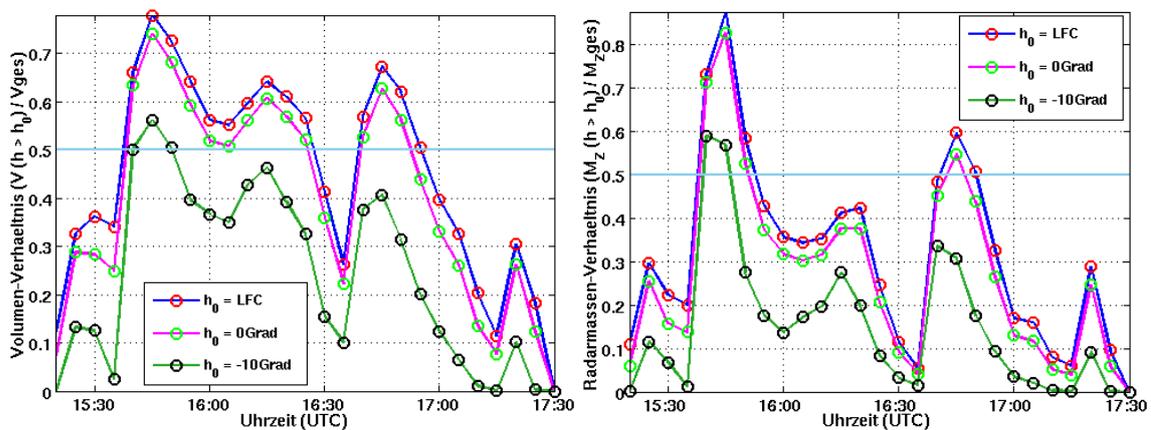


Abbildung 8.9: **20.08.09:** - links: Zeitlicher Verlauf des Verhältnisses des Volumen über dem LFC zum Gesamtvolumen (blau), des Verhältnisses des Volumen über dem 0°C- Niveau zum Gesamtvolumen (lila) und des Verhältnisses des Volumen über dem -10°C-Niveau zum Gesamtvolumen (grün); rechts: Zeitlicher Verlauf des Verhältnisses der Radarmasse über dem LFC zur Gesamtmasse (blau), des Verhältnisses der Radarmasse über dem 0°C-Niveau zur Gesamtmasse (lila) und des Verhältnisses der Radarmasse über dem -10°C- Niveau zur Gesamtmasse (grün)

schen den anderen Parametern spricht dabei zunächst für vier Entwicklungszyklen, da (bis auf den Volumenverlauf, der aber - wie beschrieben - einen neuen Entwicklungsverlauf nur selten anzeigt) die Verläufe der anderen Parameter vier Maxima aufweisen und somit die dargestellte konzeptionelle Erklärung der Vorgänge (auch mit der Phasenverschiebung der Signale) greift. Auch hier ist natürlich die Anmerkung legitim, dass in diesen nicht zwingend der erste Entwicklungszyklus zum Ausdruck kommen muss und durch den näher beschriebenen Ablauf in den Charakteristika zwischen den Verläufen der Parameter evtl. nur ein Übergang von einem zum anderen Zyklus beschrieben wird: Insbesondere durch die Maxima in den Verlauf der zeitlichen Veränderung der Schwerpunkthöhen und der Niveau-bezogenen Verhältnisse (Abb. 8.7) wird wahrscheinlich ein neuer Zyklus gut angezeigt. Daher kann letztlich der fragliche erste Zyklus real sein. Ein sichere Entscheidung ist nicht möglich, wobei anzumerken ist, dass im Verlauf des 40 dBZ Echotops (Abb. 8.10 - links) um 15:30 UTC im Vergleich zu der Echotophöhe um 15:25 UTC und um 15:35

UTC ein lokales Maximum auftritt, aber der für die weitere Gewitterentwicklung kennzeichnende Anstieg in den Höhenbereich des Gleichgewichtsniveaus erst auf 15:40 UTC auftritt. Mit anderen Worten: Es kann sich am Anfang um einen ersten Aufwindpuls handeln, der jedoch nicht stark genug ist, um die hochreichende Feuchtekonvektion in „Gang“ zu bringen. Aber dies ist spekulativ, und besonders am Anfang ist im Volumendatensatz eine genaue Abgrenzung der untersuchten Zelle mit einer anderen recht schwierig.

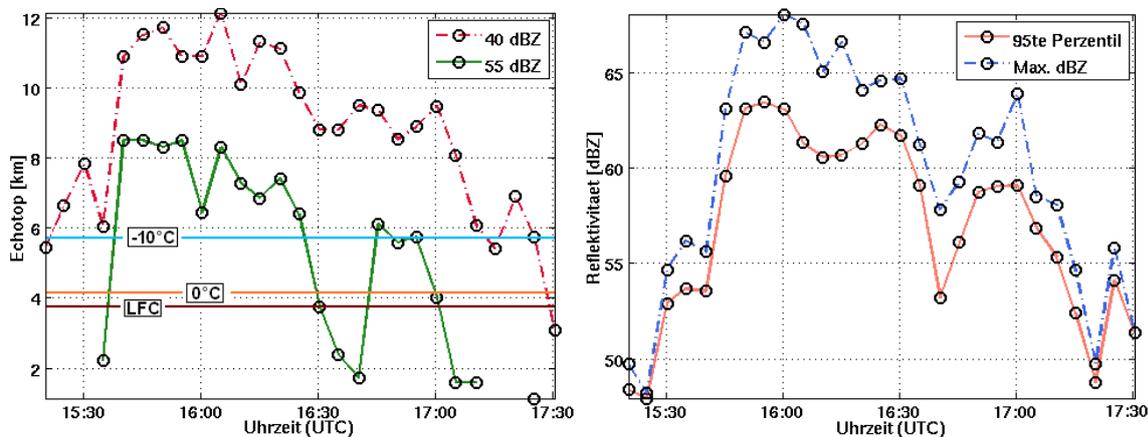


Abbildung 8.10: **20.08.09:** - **links:** Zeitlicher Verlauf des 40-dBZ Echotops (rot) und des 55 dBZ Echotops (grün). Außerdem eingezeichnet: LFC (braun), 0°C-Niveau (orange) und -10°C-Niveau (hellblau); **rechts:** Zeitlicher Verlauf des 95sten Perzentils der Reflektivitäten in [dBZ] (orange) und der jeweils absolut maximalen Reflektivität in [dBZ] (blau gestrichelt).

Was aber in diesem Fall noch auffällig ist: Ähnlich den Ausführungen im Rahmen der Fälle vom 25.05.2007 gibt es anscheinend einen Zusammenhang zwischen der Schwerpunkthöhe im Vergleich zu den verschiedenen thermischen oder konvektiven Niveaus oder Niveau-bezogenen Verhältnissen und der „Stärke“ der Entwicklungszyklen. Konkret bedeutet dies für die Schwerpunktrelation, dass, wenn die Schwerpunkthöhe des Volumens in diesem Fall über das 0°C-Niveau steigt oder die Schwerpunkthöhe der Radarmasse zumindest das LFC erreicht, die folgende Reifephase „stärker“ ausgeprägt ist. Oder es kommt generell noch zu einer ausgeprägten Reifephase, bei der beispielsweise das 95ste Perzentil der Reflektivitäten über 58 dBZ bzw. die (wenn auch bei Radarmessungen sensible) maximale Reflektivität über 60 dBZ steigt (Abb. 8.10 - rechts), was nach den in Abschn. 2.3.2 beschriebenen lokalen Radarsignaturen auf ein schweres Gewitter hinweisen kann. Im Hinblick auf die Niveau-bezogenen Verhältnisse, so zeigt sich (wie bei den vom 25.05.2007 beschriebenen Fällen) vor allem das Niveau-bezogene Volumenverhältnis als aussagekräftig. Für diesen Fall ist demnach bei einem Verhältnis des Volumens über dem LFC und dem 0°C-Niveau zum Gesamtvolumen von mindestens 0.5 und einem Verhältnis des Volumens

über dem  $-10^{\circ}\text{C}$ -Niveau zum Gesamtvolumen von mindestens 0.3 die folgende Reifephase stärker. Werden die angegebenen Werte nicht erreicht (wie beim letzten Zyklus (17:15/20 UTC) und evtl. beim fraglichen ersten Zyklus (15:25/30 UTC), so bleibt die folgende Reifephase schwächer (z.B. das 95ste Perzentil der Reflektivitäten unter 55 dBZ). Entsprechend dem einfachen Gewittermodell, bedeutet dies, dass erst genügend „Radarmasse“ in die konvektiv relevanten Höhen (insbesondere in den Bereich über dem LFC oder nahe an die Zone des optimalen Hagelwachstums ab dem  $-10^{\circ}\text{C}$ -Niveau) „gehoben“ wird.

Dazu kann man weiter - vorerst rein spekulativ - die Vermutung anstellen: Wenn kein neuer externer Auslösemechanismus auftritt, ist der folgende Entwicklungspuls, nach dem das Gewitter vorher kräftiger war, der letzte in der Lebensdauer der Zelle ist. Allerdings dürfen die Schwerpunkthöhen oder die Niveau-bezogenen Volumenverhältnisse die angegebenen (evtl. auch situations-abhängigen) Werte nicht erreichen. In ein konzeptionelles Modell eingepasst hieße das: Interaktionen zwischen der ausfließenden Kaltluft und der „gescherten Umgebung“ (*cold pool/shear interactions*), die vorher zu den jeweiligen Neubildungen innerhalb der Multizellenentwicklung geführt haben und dann auch quasi zu dessen Selbsterhaltung, sind nun nicht mehr kräftig genug sind, um einen ausgeprägten neuen Entwicklungszyklus zu schaffen, dessen dann ausfließender Kaltluftkörper - in Interaktion mit der gescherten Umgebung - eine weitere neue Entwicklung anstößt. Mit anderen Worten: Der in der letzten Reifephase durch den Niederschlags/Abwind-Prozess gebildete Kaltluftkörper ist zu schwach, um eine ausreichende horizontale Vorticity zu erzeugen, die ähnlich groß ist wie die vom umgebenen Windfeld durch die Scherung erzeugte horizontale (mit einem entgegengesetzten Vorzeichen behaftete) Vorticity.

## 8.6 Kurze Betrachtung der Oszillation

Das auffälligste, was einem bei der Betrachtung der Verläufe ins Auge fällt, ist die Oszillation, die in gewisser Hinsicht auch den Multizellenzyklus charakterisiert. In diesem Sinne ist es interessant zu bestimmen, welche Periode die Zyklen aufweisen. Dabei ergibt eine grobe Abschätzung durch die Beziehung von Lebensdauer/Anzahl der Zyklen bei 5 Zyklen eine Periode von  $(130/5)$  26 Minuten und bei 4 Zyklen eine Periode von 32.5 Minuten.

Für eine weitere statistische Bestimmung der Periodendauer ist zwar der Umfang der Daten (die Zeitreihe besteht aus 27 Datenpunkten) prinzipiell nicht ausreichend, doch gerade bei einer Radarbeobachtung von Einzelgewittern im Rahmen von Fallbeispielen sind deutlich zahlreichere Messungen, die den statistischen Anforderungen gerecht werden, nicht möglich.

Berechnet man für die verschiedenen Verläufe mittels einer Fouriertransformation ein einseitiges Amplitudenspektrum der verschiedenen Zeitreihen, so zeigt dieses, wie im Beispiel des einseitigen Amplitudenspektrums für den Radarmassenverlauf in Abb. (8.11) zu sehen, neben dem natürlichen Maximum bei einer dem gesamten Lebenszyklus entsprechenden Frequenz, bei nahezu allen Verläufen ein signifikantes lokales Maximum bei einer Frequenz von  $0.031 \text{ min}^{-1}$ . Das entspricht gerade der Periode von 32 Minuten. Dieser Wert deckt sich dabei prinzipiell mit der in Abschnitt (2.3.1) angegebenen Periode für einen Grundzyklus bzw. mit der Periode der Entwicklungszyklen, die Chisholm und Renick (1972) bei einem Multizellen-Gewitter in Alberta, Kanada feststellen, während in einer Untersuchung von Handwerker et al. (2000) für die im Oberrheingebiet mit TRACE3D detektierte Zellfamilien des Jahres 1999 eine mittlere Lebensdauer von 21 Minuten ermittelt wird.

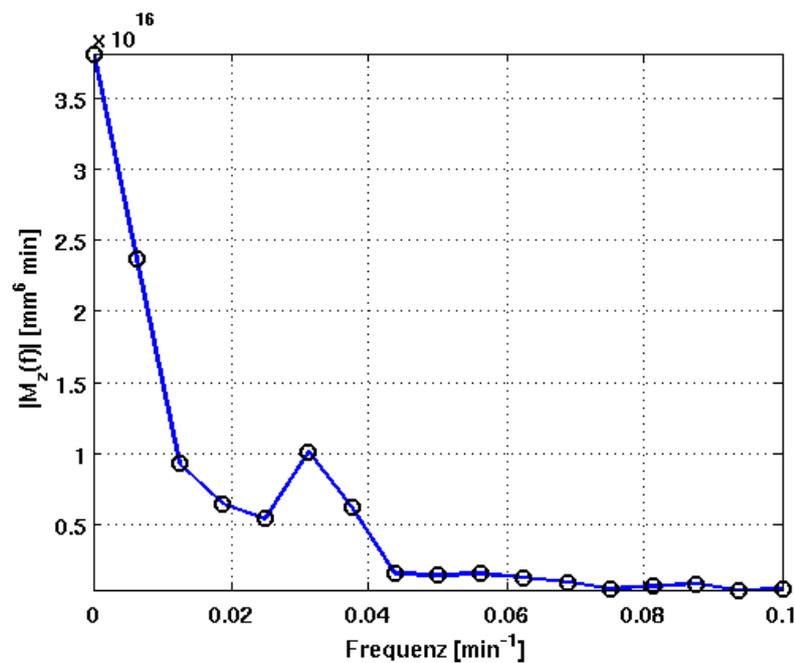


Abbildung 8.11: 20.08.09: - Einseitiges Amplitudenspektrum der abstrakten Radarmasse

## 9. Superzelle, 09.06.2010

In einem letzten Fallbeispiel wird die Untersuchungsmethodik auf eine im Radargebiet beobachtete Superzelle angewandt. Dabei zog die Zelle schon als aktive, relativ kräftige Zelle von Süd-südwesten (von den Vogesen) in das Untersuchungsgebiet und vereinigte sich zudem später mit einer anderen (vom Schwarzwald kommenden) Zelle etwas nördlich des Radarstandortes. Es ist also nicht möglich, den gesamten Lebenszyklus zu erfassen. Es wird daher nur die vierdimensionale Entwicklung der Zelle vom kompletten Eintritt der Zelle in das Untersuchungsgebiet bis zur Zellvereinigung untersucht, wobei das Hauptaugenmerk der Untersuchung auf den Unterschieden dieser Superzelle zur Multizelle vom 20.08.2009 und zu den Einzelzellen von 25.05.2007 liegt. Dabei ist (wie im Abschnitt 2.3.1 diskutiert) eine Superzelle nach den konzeptionellen Modellen gewissermaßen gekennzeichnet durch einen kontinuierlichen Aufwind oder Zustrom, durch den die Reifphase ein quasistationärer Zustand ist. Übertragen beispielsweise auf den Schwerpunkt, ist daher zu erwarten, dass dieser im Verlauf kontinuierlich über einem bestimmten Niveau bleibt. In Bezug auf die anderen Parameter - oder allgemein (bzw. abstrakt) gesprochen - wird bei der Superzelle, wenn überhaupt, ein Pulsieren auf einem hohen Niveau erwartet, wobei dieses dann noch näher zu quantifizieren ist.

Die Sequenz der MaxCAPPis der Zelle über den Untersuchungszeitraum findet sich in den Abb. A.10, A.11 und A.12 in A.6. Die Zugbahn des Referenzpunktes der Zelle über dem Radargebiet, im Untersuchungszeitraum ist in Abb. 6.1 dargestellt. Als Reflektivitätsschwellenwert wurden für diesen Fall 40 dBZ benutzt, wobei diese Wahl wieder einen Kompromiss darstellt zwischen der Detektion des größt möglichen Anteils der Gewitterzelle und einem behandelbaren Umfang sowie einer Abgrenzung gegenüber anderen Zellen. Allerdings gerade der letzte Punkt ist evtl. nicht hinreichend erfüllt. Mit der Wahl des Schwellenwertes von 40 dBZ umfasst man im Verlauf evtl. auch noch andere (sich abspaltende) Teilzellen, die als eigenständige Zellen angesehen werden könnten und deren Eingrenzung gerade die quantitativen Daten etwas verfälscht. Doch dieses wird hingenommen unter dem Aspekt, dass das Hauptaugenmerk der Untersuchung dieses Falles auf dem Vergleich zu den anderen Zellen liegt. Insbesondere soll der Verlauf der Parameter,

von denen hauptsächlich die relativen Ausprägungen betrachtet werden, mit denen der Multizelle vom 20.08.2009 verglichen werden. Dass im Fall vom 20.08.2009 ein Schwellenwert von 40 dBZ benutzt wurde, gab letztlich den Ausschlag zur Verwendung des gleichen Schwellenwertes.

## 9.1 Synoptische Situation

**Großwetterlage:** Trog Westeuropa

**Strömung:** Südsüdwest

**Tageswerte Karlsruhe-Rheinstetten (DWD Station - 116 m über NN):**

Temperaturen: Tagesmittel: 22.2°C      Maximum: 25.8°C      Minimum: 16.2°C

Tagesmittel der relativen Feuchte: 73.3 %

Tagesmittel der Windgeschwindigkeit: 2 Bft - maximale Windgeschwindigkeit: 18.5 m/s

Sonnenscheindauer: 8.1 Stunden,      Tagesmittel des Bedeckungsgrades: 7.2 Zehntel

Tagesmittel des Luftdrucks in Stationshöhe: 992.2 hPa - Differenz zum Vortag: -2.2 hPa

Niederschlagshöhe: 13.6 mm

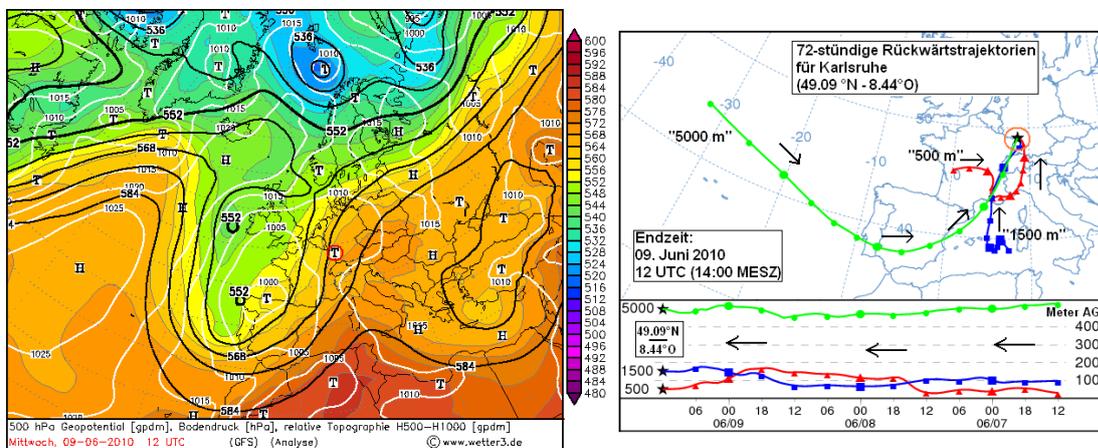


Abbildung 9.1: **links:** GFS-Reanalysekarte 500 hPa Geopotential, Bodendruck und relative Topographie (1000hPa-500hPa) für den 09.06.2010 - 12:00 UTC; Roter Kreis: Radargebiet ([www.wetter3.de](http://www.wetter3.de)) - **rechts:** 72-stündige Rückwärtstrajektorien für Karlsruhe (49.09°N - 8.44°O), Endzeit 09.06.2010 - 12:00 UTC. (ARL-NOAA - generiert über <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>)

Die Witterung in der Zeit vor dem 09.06.2010 war im Mai durch wechselhaftes Wetter geprägt, bei dem zahlreiche durchziehende Tiefausläufer immer wieder für viele Wolken und Niederschläge sorgten. In Baden-Württemberg summierte sich der Gebietsniederschlag im Mai 2010 auf eine Höhe von 128 mm, was 135% der mittleren Monatsniederschlagshöhe aller Maimonate der gültigen internationalen klimatologischen Referenzperiode entspricht. In Rheinland-Pfalz und dem

Saarland wurde im Mai 2010 eine Gebietsniederschlagssumme von 99 mm registriert, was eine positive relative Abweichung von 44% vom langjährigen Mittel bedeutet (DWD, 2010b). Darüber hinaus erwies sich der Mai 2010 - deutschlandweit gesehen - als der sonnenscheinärmste Mai seit Beginn der flächendeckenden Messungen der Sonnenscheindauer im Jahre 1951<sup>26</sup>. Und auch in den ersten Tagen des Junis sorgte ein umfang- und hochreichendes Tiefdruckgebiet noch für zeitweise einige Niederschläge. Zwar setzte sich danach - vom 04. bis zum 06. Juni - kurzzeitig Hochdruckeinfluss mit trockenem und sonnigem Wetter samt sehr warmer Luft durch, doch schon am Nachmittag des 06. wurde diese erste kleine Hitzewelle des Sommers 2010 durch eine Kaltfront jäh beendet. Dabei kam es im Umfeld dieser Kaltfront (bzw. einer vorlaufenden Konvergenzlinie) zu einigen schweren Gewittern, bevor sich dann am 07. und 08. nochmals ein kurzer Zwischenhocheinfluss etablieren konnte. Die Vorgeschichte des 09.06.2010 sorgte nun evtl. (ähnlich wie bei den Fallbeispielen vom 25.05.2007) für eine vergleichsweise erhöhte Bodenfeuchte, die einen gewissen Einfluss auf die Gewitterausprägung haben könnte und auf die bei einem Vergleich mit anderen ähnlichen Lagen geachtet werden muss.

Die spezielle großräumige synoptische Situation des 09.06.2010 (vgl. Abb. 9.1 - links) zeigt letztlich eine für Südwest-Deutschland nahezu klassische Gewitterlage. Auf der Vorderseite eines ausgedehnten, langwelligen Tiefdrucktroges, der sich von Island über die Britischen Inseln bis nach Portugal erstreckt, verstärkte sich zunächst eine südliche Höhenströmung, mit der sehr warme und auch feuchte Subtropikluft advehiert wurde. Der generell warme Charakter der Luft wird u.a. in der relativen Topographie der Isobarenflächen 500 hPa über 1000 hPa deutlich, deren Wert 564 gpdm betrug bzw. mit Lufttemperaturen im 850 hPa Niveau von 16°C. Im skewT-logp Diagramm (Abb. 9.2) sind dabei drei unterschiedliche Schichten erkennbar, die jeweils durch eine mehr oder weniger markante Temperaturinversion bei einem gleichzeitig deutlichen Feuchterückgang getrennt sind. Die erste bodennahe Schicht, die sich bis zu einer ersten Inversion in etwa 1000 Meter Höhe über N.N. erstreckt, weist einen recht hohen und zur hochreichenden Feuchtekonvektion letztlich förderlichen Feuchtegehalt auf. Das Mischungsverhältnis liegt in dieser Schicht im Mittel bei etwa 11 g/kg. Die 72-stündigen Rückwärtstrajektorien für Karlsruhe für den 09.06.2010, 12:00 UTC (Abb. 9.1, rechts) zeigen anschaulich die Herkunft dieser Luftmasse, die innerhalb der vorhergehenden 72 Stunden von Südwestfrankreich mit einem kleinen Umweg über den Golf von Genua und über die Alpen herangeführt wurde. Dabei konnte die Luftmasse sich wahrscheinlich über den Golf von Genua mit einer gewissen Feuchtigkeit anreichern, wobei die hohen Taupunkte von 17°C in der unmittelbar bodennahen Schicht zum Teil auch - wie diskutiert - durch den

<sup>26</sup>Im bundesweiten Durchschnitt erreichte die Sonnenscheindauer des Monats mit 114 Stunden 58% des langjährigen Mittelwertes der relevanten Referenzperiode von 1961 bis 1990 (DWD, 2010b).

Einfluss erhöhter Bodenfeuchte zustande gekommen sein können. Die Schicht darüber (von etwa 1000 Metern bis zur zweiten markanten Inversion mit gleichzeitigem deutlichen Feuchtrückgang in etwa 4800 Meter Höhe über N.N.) wurde - wie in den Trajektorien sichtbar - zunächst von Zentralspanien und dann über das westliche Mittelmeer herangeführt. Die Luftmasse weist dabei ein wenig die Eigenschaften einer sogenannten entkoppelten Mischungsschicht auf, die von den feuchteren bodennahen Schichten durch eine mehr oder weniger markante Inversion (einen sogenannten „Deckel“) getrennt ist. Diese Konfiguration bzw. dieser Deckel dazwischen kann als Kennzeichen für ein gewisses Potenzial schwerer Gewitter angesehen werden (Khodayar Pardo, 2009). Der Zusammenhang zwischen dem „Deckel“ und dem Potenzial schwerer Gewitter findet vor allem in der Tatsache seine Begründung (siehe auch die Diskussion zur konvektiven Hemmung (CIN) im Anhang A.3), dass durch die Inversion eine frühzeitige Auslösung der Konvektion zunächst verhindert wird und der „Deckel“ erst, wenn sich später die unterste Luftmasse ausreichend erwärmt hat und noch ein wenig energiereicher geworden ist, letztlich überwunden werden kann, wobei dann bei einem positiven Auftrieb in der entkoppelten Mischungsschicht auch die CAPE freigesetzt wird.

Die dritte markante Schicht, die mit der zweiten Inversion in 4800 Meter beginnt, ist ebenfalls

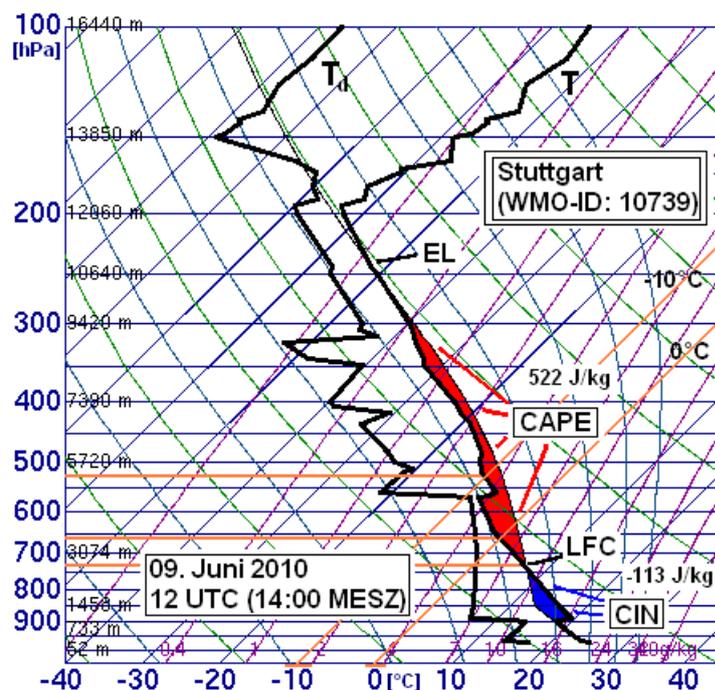


Abbildung 9.2: SkewT-logp Diagramm des Radiosondenaufstiegs der Station Stuttgart vom 09.06.2010 - 12:00 UTC (University of Wyoming)

eine warme, aber im Gegensatz zur mittleren Schicht etwas trockenere Luftmasse, die innerhalb der vorherigen 72 Stunden auf einer etwas anderen Route - vom Atlantik über den Süden der Ibe-

rischen Halbinsel, den Löwengolf und den westlichen Alpenbogen - herangeführt wurde.

Als Resultat der bisherigen Betrachtung lässt sich angeben, dass die Luftmasse im Hinblick auf eine mögliche Gewitterentwicklung eine bedingte oder latente Labilität aufweist, wobei eine CA-PE mit 522 J/kg, eine CIN mit -113 J/kg und auch andere einschlägigen Gewitterindices (wie beispielsweise ein Totals Totals Index von 47 und ein Lifted Index von -2.1 K) auf ein gewisses Potenzial von kräftigeren Gewittern hindeuten. Darüber hinaus ist ausreichend Feuchtigkeit vorhanden und neben den hohen angegebenen Mischungsverhältnissen in der bodennahen Schicht, betragen die Werte des niederschlagbaren Wassers über die gesamte Luftsäule 2.83 cm.

Des Weiteren zeigt das aus den Radiosondendaten ermittelte Windfeld eine recht kräftige Windscherung mit einer Drehung von bodennahen Ostwinden auf Südsüdwestwinde in der Höhe ab etwa 5.5 km (vgl. Hodograph in Abb. 9.5) bzw. generell eine kräftige LLS von 5.8 m/s und DLS von 18.0 m/s. W Letzte Werte sind prinzipiell für die Entwicklung von Superzellen geeignet, wie es im Übrigen auch eine Abschätzung über die BRN andeutet, die für das Profil des Radiosondenaufstiegs den Wert 20 annimmt. Zwar muss letztlich immer beachtet werden, dass ein Radiosondenaufstieg nicht unbedingt repräsentativ für das Umfeld eines zeitlich wie räumlich entfernten Gewitters ist, zumal diesem Fall das eigentliche Gewitter schon in Lothringen entstanden ist und im Folgenden sicherlich sein eigenes Umfeld geschaffen hat. Doch auch der Aufstieg im stromauf gelegenen Nancy (WMO-ID: 07180) und Payerne (WMO-ID: 06610) zeigen ein ähnliches Umfeld und die Möglichkeit von schweren Gewittern (bzw. Superzellen).

Im Rahmen einer synoptischen Analyse bleibt schließlich noch eine Diskussion des Hebungsmechanismus, der die konkrete Gewitterbildung verursacht bzw. einleitet. Dabei ist zwar auch hier zu vermerken, dass das beobachtete Gewitter zu dem Zeitpunkt, an dem es in das Beobachtungsgebiet zieht, schon kräftig entwickelt ist, sich somit sein eigenes Umfeld erzeugt und wahrscheinlich auch einen „Selbsterhaltungsmechanismus“. Allerdings kommt als einleitender Hebungsantrieb auch ein an der Vorderseite des Langwellentrog nach Nordnordosten laufender kurzweiliger Randtrog infrage. Dabei handelt es sich um ein Merkmal, das häufig im Umfeld der schweren Gewitterklagen als Hebungsmechanismus zu beobachten ist und dessen Wirkweise in der Diskussion der synoptischen Lage des 20.08.2009 beschrieben wurde.

Erwähnenswert ist noch das aus dem Radiosondenaufstieg abgeleitete Niveau der freien Konvektion (LFC), das bei vergleichsweise niedrigen 2640 Metern liegt, die 0°C-Grenze und die -10°C-Grenze, die bei 3520 Metern bzw. 5320 Metern liegen, sowie das Gleichgewichtsniveau (EL), das eine Höhe über N.N. von 10920 Metern aufweist.

Was die beobachteten Auswirkungen betrifft, so kam es im Gewitterumfeld zu Starkregen mit Überflutungen, Sturmböen und schwerem Hagelschlag. In der Zugbahn der Zelle wurde beispiels-

weise auf dem Weinbiet in der Pfalz an diesem Tag eine Tagesniederschlagssumme von 33 mm registriert (DWD, 2010a). Daneben wiesen nach Augenzeugenberichten die Hagelkörner teilweise Korngrößen von bis zu 4 cm im Durchmesser auf, wobei der Hagelschlag lokal erhebliche landwirtschaftliche Schäden in Millionenhöhe verursachte.

## 9.2 Phänomenologische Beschreibung

Nachdem es zunächst schon durch einige sogenannte 2nd Trip Echos erste Hinweise auf eine kräftige Gewitterzelle im Elsaß außerhalb der eindeutigen Reichweite von 120 km gab, wurden um 15:00 UTC am Südwestrand des Meßgebietes (etwa in den nördlichen Südvogesen im Bereich des 1008 Meter hohen Donon<sup>27</sup> - das ist südwestlich vom Radarstandort) die ersten Randbereiche innerhalb des 120 km Radius „sichtbar“. Allerdings dauerte es noch bis 15:35 UTC, bis die gesamte Zelle bzw. die gesamte 40 dBZ Reflektivitätskontur den 120 km Radius überquert hatte. Dabei stellt dieser Zeitpunkt letztlich den Startzeitpunkt der Untersuchung der Zelle dar, da erst jetzt die Zelle eindeutig identifizierbar war und eventuelle Artefakte in den verschiedenen Verläufen nicht erwartet werden mussten (z.B. durch eine nicht der Entwicklung der Zelle entsprechende Volumenvergrößerung und einem Radarmassenwachstum bzw. durch eine künstliche Referenzpunktverschiebung). Bei diesem festgelegten Startzeitpunkt war die Zelle (siehe auch die Sequenz MaxCAPPI Aufsichten, Seiten- und Aufrisse in A.6 schon kräftig entwickelt. Ein erster grober Vergleich mit den in Abschn. 2.3.2 angegebenen Signaturen, die in den Reflektivitätsdaten auf ein kräftiges Gewitter hinweisen, zeigt bereits das Auftreten von sehr hohen Reflektivitäten (vgl. auch Abb. 9.8 - rechts), deren 95stes Perzentil bei 62.6 dBZ liegt und deren absolut höchster dBZ Wert 64.8 dBZ beträgt. Daneben sind auch die bereits großen Höhen der 55 dBZ Echotops (vgl. Abb. 9.8 - rechts (grüne Linie)) von 9400 Metern ein Hinweis auf das Ausmaß der Entwicklung der Gewitterzelle. Die Echotops liegen sogar schon - für eine 55 dBZ-Echotophöhe - relativ nah am Gleichgewichtsniveau und weit oberhalb des  $-10^{\circ}\text{C}$ -Niveaus bei 5320 Metern sowie auch oberhalb des  $-25^{\circ}\text{C}$ -Niveaus bei 7540 Metern. Diese letzte Relation deutet dabei schon auf das enorme Hagelpotenzial der Gewitterzelle hin (der Bereich zwischen  $-10^{\circ}\text{C}$  und  $-25^{\circ}\text{C}$  stellt in der Regel den Bereich des optimalen Hagelwachstums dar).

Im weiteren Verlauf wanderte die Zelle langsam nordnordostwärts, wobei der visuell auf den Radarbildern erfasste Umfang sich zunächst scheinbar noch vergrößerte. Daneben ist (als Signatur für die Stärke des Gewitters) in den Aufrissen jeweils an der Ostseite (im Aufriss rechts) des

<sup>27</sup>Dieser Berg ist (nach den Erfahrungen bzw. Eindrücken des Autors) auch häufig ein Punkt, bei dem Bodenechos auftreten, wobei dies besonders bei Superrefraktionsbedingungen der Fall ist und durch die Bodenechos hier zum Teil durchaus nicht zu vernachlässigender, scheinbarer Niederschlag suggeriert wird.

Kerns von 16:00 UTC bis 16:45 UTC ein überhängender Echobereich, zum Teil sogar ein sogenanntes BWER (vgl. Abschn. 2.3.2) zu erkennen. Die BWER zeigt sich insbesondere im Aufriss um 16:15 UTC, wobei zu diesem Zeitpunkt sogar in der Aufsicht ein kleines „Loch“ vorkommt. Nach dem konzeptionellen Modell müssen dabei sehr kräftige Aufwinde wirksam sein, die ebenso für das Hagelpotenzial sprechen. Dazu passend werden auch die beobachteten Reflektivitäten noch etwas größer. Sie erreichen ihre größten Werte um 16:35 UTC. Zu diesem Zeitpunkt erreicht das 95ste Perzentil der Reflektivitäten 64.6 dBZ, und der nur bedingt belastbare maximale dBZ-Wert beträgt 70.2 dBZ. Interessant ist in diesem Zusammenhang auch die nur visuell bemerkte Phasenverschiebung zwischen (erst) dem Auftreten des BWER als Zeichen des kräftigen Aufwindes und (dann) dem Auftreten der äußerst hohen Reflektivitäten als Zeichen von Hagel. Diese Phasenverschiebung passt im Sinne einer einfachen linearen Wirkungskette gut in das rudimentäre konzeptionelle Modell. Allerdings ist dabei gleich anzumerken, dass dies nur als spekulativer Gedankengang angesehen werden muss und eine belastbarer Zusammenhang mit dem Umfang der Daten nicht aufgestellt werden kann.

Ab 16:55 UTC werden dann zwar die maximalen Reflektivitäten vorübergehend ein wenig geringer, bleiben aber dennoch recht hoch, wie sich insgesamt die Zelle mit ihrer weiterhin sehr hohen vertikalen Erstreckung und der von der Zelle überdeckten Fläche ausweitet. Hier markiert der Rückgang der Reflektivitäten evtl. den Übergang zu Starkregen und das Ende oder die Unterbrechung eines Hagelzuges, dessen begrenzte Länge überhaupt für Hagelgewitter charakteristisch ist (Changnon, 1967).

Im weiteren Verlauf bis zum Ende der Untersuchung wandert die Zelle langsam weiter nordnordostwärts, wobei ab 17:15 bis 18:05 UTC innerhalb der Zelle zwei etwas abgrenzbare Bereiche (einer in der nördlichen, der andere in der südlichen Hälfte der Zelle) erscheinen, die besonders deutlich im Seitenriss sichtbar sind. Ab 18:10 UTC scheint schließlich der südliche Bereich dominant zu werden, d.h. er weitet sich über den etwas abschwächenden nördlichen Bereich aus, wobei dann um 18:15 UTC wieder an der Ostflanke im Aufriss erneut eine BWER ähnliche Signatur erkennbar ist und dann ab 18:20 UTC auch wieder sehr hohe Reflektivitäten (mit einem 95sten Perzentil von 62.5 dBZ und einem absolut maximalen dBZ Wert von 68.0 dBZ) registriert werden<sup>28</sup>. Nach 18:25 UTC bleibt die Zelle im weiteren Verlauf weiter sehr kräftig und sorgt auch

<sup>28</sup> Allerdings scheint zu diesem Zeitpunkt (18:20 und 18:25 UTC) eine BWER ähnliche Struktur im Seitenaufriß (auch) an der Westflanke aufzutreten. Dabei wird hier - nebenbei bemerkt - auch gewissermaßen das Dilemma deutlich, dass bestimmte Signaturen doch nicht so eindeutig sind, wie sie auf den ersten Blick erscheinen bzw. dass bestimmte Darstellungen (hier die MaxCAPPI Darstellung) einige Artefakte produzieren. Denn ein Wechsel des BWER bzw. des ausgeprägten Überhangs des Radarechos würde prinzipiell (so es denn ein reales BWER ist) einen Wechsel des Aufwindes von einer auf die andere Gewitterflanke bedeuten, ein Vorgang, der real eher unwahrscheinlich ist. Daher ist bei Abschätzung des Ausmaßes des Gewitters die Betrachtung einer einzigen Signatur immer mit erheblichen Unsicherheiten behaftet, und man wird für verlässliche Aussagen immer nach weiteren Erscheinungsformen suchen.

gerade zu dem Zeitpunkt - zu dem die genauere Betrachtung der Zelle im Rahmen dieser Arbeit endet - für teils erhebliche Hagelschäden und Überflutungen durch Starkregen. Doch dabei tritt die Zelle ab diesem Zeitpunkt zunehmend in Interaktion mit einer anderen kräftigen Zelle, die vom Schwarzwald heranzieht und im Folgenden sich wahrscheinlich sogar mit der betrachteten Zelle vereinigt. Dies ist vom wissenschaftlichen Standpunkt sicherlich nicht weniger interessant, doch in Bezug auf die eingangs für dieses Fallbeispiel genannten Ziele dieser Untersuchung (Vergleich der Verläufe bestimmter Parameter dieser Superzelle zu denen der Multizelle vom 20.08.2009) würde eine Einbeziehung der Daten ab der Zellvereinigung eine „Verdeckung“ der „reinen“ Superzellenvorgänge bedeuten. Daher ist als Endpunkt 18:25 UTC gewählt worden.

Im Sinne des Vergleichs mit der Multizelle müssen somit die Vorgänge bei der Entstehung der Zelle und dem Zerfall ausgeklammert werden, so dass die Untersuchung letztlich nur auf die Vorgänge bzw. charakteristischen Verläufe während der Reifephase oder während eines Pulsierens innerhalb der mittleren Lebensphase des Gesamt-Zellkomplexes zielt. Unter diesem Gesichtspunkt ist hier nach der phänomenologischen Beschreibung zunächst zu reklamieren, dass man generell ein gewisses Pulsieren auch bei dieser Superzelle erkennen kann, in dem Sinn, dass es Abschnitte mit deutlich erhöhten Reflektivitäten und damit wahrscheinlich großen Hydrometeorgrößen (im speziellen Hagel) gibt. Auch scheint es eine gewisse interne Verschiebung des aktiven Bereiches der Zelle zu geben. Insbesondere von 17:15 bis 18:05 UTC sind im Komplex - wie erwähnt - zwei separate Bereiche auszumachen, von denen der eine später dominierend wird. Allerdings wird dieses Pulsieren nur bei einer detaillierten Betrachtung sichtbar, während das Pulsieren der Multizelle vom 20.08.2009 bei erst einmal rein subjektiver Betrachtung deutlicher ist.

### 9.3 Betrachtung der Datengüte

Im Rahmen einer ersten visuellen Überprüfung zeigen sich keine Auffälligkeiten im Sinne eines kurzfristigen unnatürlichen Rückgangs der Reflektivitäten. Auch tritt zwischen der untersuchten Zelle und dem Radar kein weiteres Niederschlagsgebiet, das eine erhöhte Dämpfung verursacht, auf. Einzig um 18:05 bis 18:25 UTC kann etwas Niederschlag aus einer vom Schwarzwald heranziehenden Zelle das Radom evtl. benetzen und für eine erhöhte Dämpfung sorgen. Allerdings findet sich dafür keine Auffälligkeit in den Radardaten, wobei die maximalen Reflektivitäten der untersuchten Zelle in diesem kritischen Zeitpunkt sogar zunehmen.

Bei einer Betrachtung der Strahlausbreitungsbedingungen zeigt das Temperatur- und Taupunktprofil (Abb. (9.2)) mit seinen markanten Temperaturinversionen bei gleichzeitigem Feuchterückgang einen ersten Hinweis auf mögliche Superrefraktionsschichten. Berechnet man aus den Ra-

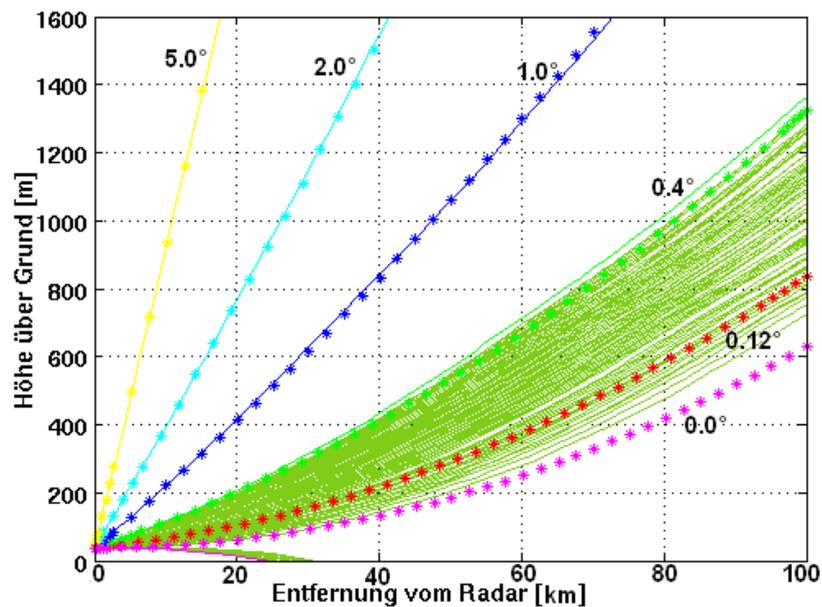


Abbildung 9.3: Aus Radiosondendaten berechnete Strahlwege vom 09.06.2010 - 12:00 UTC für Anfangselevationen von  $0.0^\circ$  (purpur),  $0.12^\circ$  (rot),  $0.4^\circ$  (grün),  $1.0^\circ$  (blau),  $2.0^\circ$  (türkis),  $5.0^\circ$  (gelb), sowie dem Bereich von  $0.0^\circ$  bis  $0.495^\circ$  in  $0.005^\circ$  Schritten (dunkelgrün). Dazu als Vergleich Ausbreitung unter Standardbedingungen für Anfangselevationen von  $0.0^\circ$  (purpur Sterne),  $0.12^\circ$  (rote Sterne),  $0.4^\circ$  (grüne Sterne),  $1.0^\circ$  (blaue Sterne),  $2.0^\circ$  (türkise Sterne) und  $5.0^\circ$  (gelbe Sterne).

diosondendaten das Höhenprofil der modifizierten Refraktivität, so zeigen sich auch zwei für die Strahlausbreitung relevante Ductingschichten. Bei der ersten handelt es sich um einen Bodenduct mit einer Ductdicke von 37 Meter und einer Ductstärke von 8.8 M-Einheiten, wobei dieser Bodenduct hauptsächlich einem markanten Feuchterückgang im bodennahen Bereich (evtl. hervorgerufen durch erhöhte Bodenfeuchte) geschuldet ist. Ein weiterer, abgehobener Duct findet sich bei einer Höhe von 530 Meter mit einer Ductdicke von 216 Metern und einer Ductstärke von 16.1 M-Einheiten. Eine Berechnung der Strahlwege auf der Basis der Radiosondendaten (Abb. 9.3) zeigt, dass der abgehobene Duct jedoch zu hoch ist, um eine von den Standardausbreitungsbedingungen signifikant abweichende Beugung der Strahlwege zu verursachen. In dieser Höhe treffen die Strahlen also schon zu steil auf die Ductingschicht, so dass der Gradient des Brechungsindex normal zu den Strahlen zu klein ist, um den Strahl mehr als üblich zu beugen. Der Einfluss des Bodenducts könnte zwar bei der Nebenkeulenstrahlung evtl. eine anomale Strahlausbreitung bis hin zu eng um den Radarstandort begrenzten Anaprop Echos verursacht haben (ein Hinweis dafür ist das Auftreten einer sogenannten Clutterrose - d.i. ein Bereich von Bodenechos um den Radarstandort), doch für die Untersuchung der Gewitterzelle scheint dies irrelevant. Zum einen ist die Existenz des aus den Stuttgarter Radiosondendaten abgeleiteten Bodenducts für die Umgebung des Radarstandortes nicht sicher zu reklamieren. Zum anderen wird die Hauptkeulenstrahlung

der ersten Elevation  $0.4^\circ$  nicht durch die Superrefraktionsschicht am Boden beeinflusst. Es wird bei der Berechnung der Strahlwege anhand der Radiosondendaten für diese Elevation sogar eine leichte Subrefraktion angezeigt, durch die der Strahl in 40 km Entfernung vom Radar um 20 Meter höher ist als bei einer Ausbreitung unter Standardbedingungen. Im Rahmen der Messgenauigkeit kann dieser Fehler jedoch vernachlässigt werden. Außerdem findet im Umfeld der Gewitterzelle sicherlich eine weitere stärkere Durchmischung der Luftmassen statt, so dass auch die Sub- bzw. Superrefraktionsschichten zunehmend abgebaut werden.

Relevanter für die Güte der Beobachtung ist dagegen die unterschiedliche Entfernung der unter-

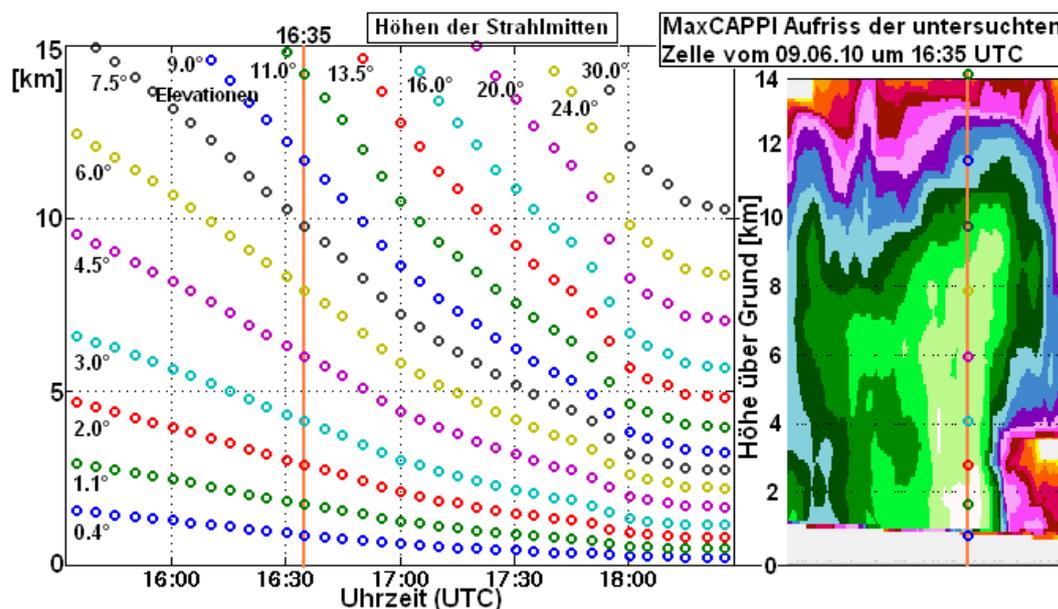


Abbildung 9.4: **links:** Strahlmitten der verschiedenen Elevationen bei Standardausbreitungsbedingungen an den Orten der Zellschwerpunkte zu den verschiedenen Beobachtungszeitpunkten, **rechts:** MaxCappi-Aufriss der Zelle um 16:35 UTC - zum Zeitpunkt des größten Wertes der abstrakten Radarmasse)

suchten Zelle zum Radar zu verschiedenen Zeitpunkten. Im Speziellen nähert sich die Zelle immer weiter an den Radarstandpunkt an. Der Abstand des Zell-Referenzpunktes zum Radar verringert sich von 110 km beim ersten Beobachtungszeitpunkt (15:35 UTC) auf 20 km beim letzten Beobachtungszeitpunkt (18:25 UTC), wodurch prinzipiell die Auflösung mit der Zeit zunimmt (das mittlere Volumen eines Volumenelementes verringert sich von  $1.85 \text{ km}^3$  auf  $0.18 \text{ km}^3$ ). Daneben wird (vgl. Abb. 9.4) die Zelle am Anfang (15:35 UTC bis 16:05 UTC) maximal von den Strahlen der ersten 7 Elevationen erfasst, während ab 17:55 prinzipiell die Strahlen aller 14 Elevationen die Zelle erfassen. Allerdings tritt ab 18:00 UTC evtl. ein Problem auf, das mit dem sogenannten *cone of silence* zusammenhängt: Die Entfernung der Zelle zum Radar ist dabei so gering, dass selbst mit den Strahlen der steilsten Elevation ( $30^\circ$ ) die oberen Bereiche der Zelle u.U. nicht mehr

erfasst werden. Insgesamt verstößt der Verlauf des Zellabstandes zum Radar gegen das in Kapitel 5 aufgestellte Auswahlkriterium. Jedoch ist es gerade bei einer langlebigen Superzelle schwierig (es sei denn sie bewegt sich äquidistant - also auf einer Kreisbahn - um das Radar herum), diesem Entfernungskriterium gerecht zu werden. In Abwägung mit den anderen Kriterien (z.B. dem isolierten Auftreten der Zelle) bzw. im Vergleich mit der Entfernungsproblematik bei anderen eindeutigen Superzellenfällen stellt dieser Fall den besten Kompromiss dar, das Optimalste dessen, was man im Hinblick auf Datengüte bekommen kann.

In der Zusammenschau ist daher auch festzustellen, dass quantitative Vergleiche zwischen den ersten Daten der Zeitreihe und den letzten nur bedingt aussagekräftig bzw. belastbar sind. Jedoch wird ein solcher Vergleich im Rahmen dieser Untersuchung auch sekundär durchgeführt. Das Hauptaugenmerk liegt nach den Ergebnissen der vorherigen Falluntersuchungen vor allem auf dem Verlauf der Volumen- und Radarmassenschwerpunkte bzw. den Niveau-bezogenen Verhältnissen. Dabei sind bei diesen Verläufen nur die Güte der letzten Daten der Zeitreihe durch die „*cone of silence* Problematik“ evtl. ein wenig „herabgesetzt“. Aussagen über eine mögliche Schwerpunktsabsenkung oder eines Rückgangs der Niveau-bezogenen Verhältnisse sind demnach mit Vorsicht zu genießen. Allerdings betrifft dies in diesem Fall hauptsächlich Aussagen der Art, wonach beispielsweise der Schwerpunkt unter eine gewisse Höhe oder ein Niveau-bezogenen Verhältnis unter einen gewissen Wert sinkt. In der „anderen Richtung“ getroffene Aussagen, dass beispielsweise der Schwerpunkt über einer gewissen Höhe bleibt oder ein Niveau-bezogenen Verhältnis über einem gewissen Wert bleibt, sind sehr wohl zulässig und belastbar.

## 9.4 Zellverlagerung

Der Referenzpunkt der untersuchten Zelle am 09.06.10 legte während des betrachteten Zeitraums von 170 Minuten eine Gesamtdistanz von 109 km zurück. Als mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit (als Mittelwert über alle diskreten Verlagerungsschritte) ergibt sich dabei für die Zelle in dem betrachteten Zeitraum ein Wert von 10.7 m/s mit einer mittleren Verlagerungsrichtung nach 45° (Zugbahn etwa aus Südwest nach Nordost - vgl. Abb. 6.1). Die Standardabweichung der diskreten Verlagerungsgeschwindigkeiten zwischen den verschiedenen Zeitpunkten liegt bei 2.0 m/s. Die zwei höchsten Verlagerungsgeschwindigkeiten (vgl. Abb. 9.6 - links) wurden zum einen mit 14.6 m/s während des Zeitschritts von 16:50 auf 16:55 UTC bei einem gleichzeitig relativ starken Rückgang der maximalen Reflektivitäten (vgl. Abb. 9.8 - rechts) und zum anderen mit 14.4 m/s während des Zeitschritts von 17:50 auf 17:55 UTC erreicht. Diese lokalen Maxima sind sicherlich das Resultat von internen Referenzpunktverschiebungen, wobei dies auch durch den

Verlauf der Verlagerungsrichtung angezeigt wird. Während des Zeitschritts, in dem die Verlagerungsgeschwindigkeiten der Zelle die beiden lokalen Maximal erreichen, findet man auch bei der Verlagerungsrichtung eine Auffälligkeit, dass nämlich gleichzeitig eine deutlichere Abweichung der Verlagerungsrichtung in Richtung der Zugbahn nach rechts auftritt. Im Fall des Zeitschritts von 16:50 auf 16:55 UTC beträgt die Abweichung von der mittleren Verlagerungsrichtung etwa  $10^\circ$ , im Fall des Zeitschritts von 17:50 auf 17:55 UTC sogar fast  $25^\circ$ . Die geringste Verlagerungsgeschwindigkeit wurde mit 6.7 m/s im letzten Zeitschritt von 18:20 auf 18:25 UTC registriert, wobei auch im Zeitschritt von 18:00 auf 18:05 UTC mit 7.0 m/s eine ähnlich geringe Verlagerungsgeschwindigkeit auftrat. Es besteht somit insbesondere in der zweiten Hälfte der Zeitreihe ein recht ausgeprägter Unterschied zwischen den verschiedenen diskreten Verlagerungsgeschwindigkeiten.

Trennt man aufgrund dieser Beobachtung die Zeitreihe in zwei Perioden, wobei die eine die Zeit von 15:35 bis 17:00 UTC und die andere die Zeit von 17:05 bis 18:25 UTC umfasst, dann wird aus der Standardabweichung der Verlagerungsgeschwindigkeitswerte, die 1.2 m/s für die erste Periode und 2.1 m/s für die zweite Periode betragen, der Unterschied der Streuung deutlich.

Daneben zeigt eine lineare Regression für die erste Periode einen Anstieg der Verlagerungsgeschwindigkeit um 0.04 m/s pro Minute (Ausgleichsgerade als rote Linie in Abb. 9.6 - links), wobei der Korrelationskoeffizient 0.76 beträgt. Eine lineare Regression für die zweite Periode ergibt dagegen einen Abfall der Verlagerungsgeschwindigkeit um -0.03 m/s pro Minute (Ausgleichsgerade als grüne Linie in Abb. 9.6 - links) bei einem jedoch geringen Korrelationskoeffizienten von -0.40. Eine lineare Regression über die gesamte Zeitreihe zeigt - nebenbei bemerkt - auch einen Rückgang der Verlagerungsgeschwindigkeit von -0.02 m/s pro Minute bei einem Korrelationskoeffizient vom -0.43 (Ausgleichsgerade als blaue Linie in Abb. 9.6 - links).

Es zeigt sich also auch hier ein gewisser Unterschied zwischen den zwei verschiedenen Perioden, was rein formal als ein Charakteristikum in der Entwicklung gedeutet werden kann. Allerdings zeigt ein Vergleich mit den anderen Zellparametern, dass dieses Charakteristikum wahrscheinlich zufälliger Natur ist. Das heißt: Ein Unterschied in den Verläufen der anderen Parameter - geordnet nach den zwei angegebenen Perioden - kann nicht gefunden werden. Sehr wahrscheinlich ist dieses aus den Verlagerungsgeschwindigkeiten herausgearbeitete Charakteristikum ein Merkmal, das in der hochgradig variablen und komplexen Gewitterentwicklung immer wieder als Rauschen auftritt. Was jedoch nach der Betrachtung bisher reklamiert werden kann ist, dass es zu internen Referenzpunktverschiebungen kommt.

Der Vergleich der Verlagerung mit dem Hintergrundwindfeld (Abb. 9.5) lässt sich kurz zusammenfassen und ergibt ein deutliches Bild. Die Unterschiede zwischen der mittleren Verlagerung

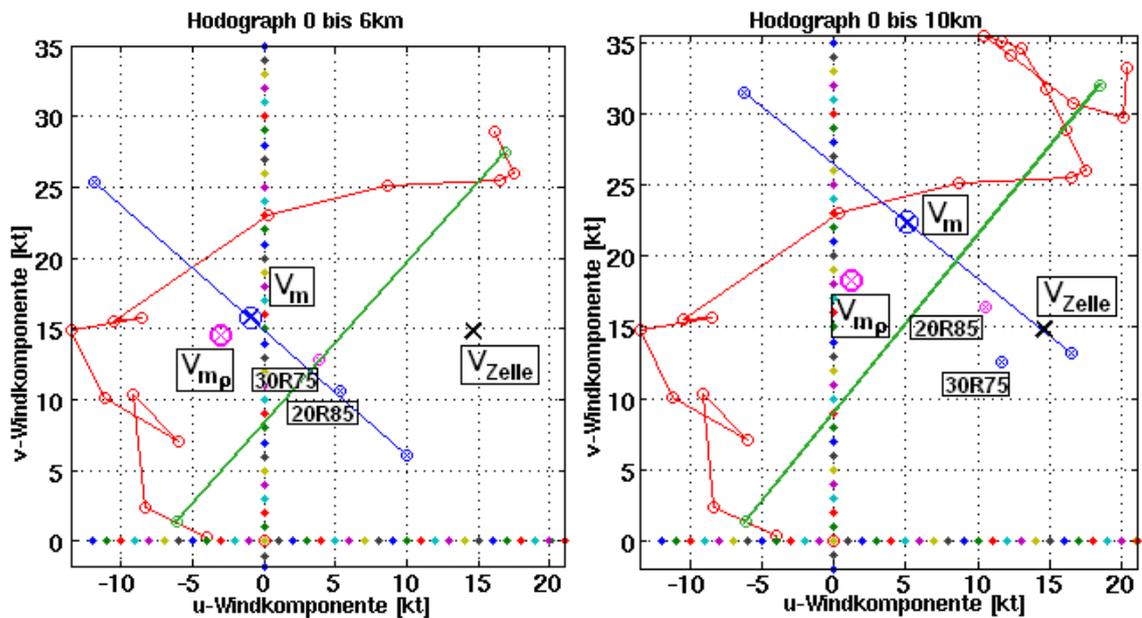


Abbildung 9.5: Einordnung der mittleren Verlagerung des Referenzpunktes der Zelle vom 09.06.10.. Bezeichnungen wie Abb. (7.4)

des Zellreferenzpunktes und dem mittleren bzw. dichtegewichteten mittleren Wind der 0 bis 6 km und auch der 0 bis 10 km Schicht sind groß, wobei insgesamt die Unterschiede zu den mittleren Winden der 0 bis 10 km Schicht etwas geringer sind. Die Differenzen zwischen der mittleren Verlagerung des Zellreferenzpunktes und dem mittleren bzw. dichtegewichteten mittleren Wind der 0 bis 6 km Schicht betragen 8.0 m/s bzw. 9.1 m/s, während die Differenzen zwischen der mittleren Verlagerung des Zellreferenzpunktes und dem mittleren bzw. dichtegewichteten mittleren Wind der 0 bis 10 km Schicht 6.2 m/s bzw. 7.1 m/s betragen. Die Abweichungen der Verlagerungsrichtung liegen bei  $45^\circ$  für den Winkel zwischen der Zellverlagerung und dem mittleren Wind der 0 bis 6 km Schicht und  $30^\circ$  für den Winkel zwischen der Zellverlagerung und dem mittleren Wind der 0 bis 10 km Schicht.

Auch ein Vergleich der mittleren Verlagerung des Zellreferenzpunktes mit den Winden der einzelnen Höhen zeigt ebenfalls relativ deutliche Unterschiede, wobei die geringsten Differenzen hier zwischen der mittleren Verlagerung des Zellreferenzpunktes und dem Wind in 4750 Meter Höhe über Grund mit 5.4 m/s auftreten. Die Verlagerung der Zelle ist (mit dem jeweiligen Wind blickend) rechts des mittleren Windes. Alles in allem wird die Zellverlagerung durch eine irgendwie geartete Translation mit dem Wind nur unzureichend beschrieben.

Folgt man dagegen dem angesprochenen Konzept, das mit der Bunkers-Methode (vgl. Abschnitt 2.2.7) beschrieben wird und fällt vom mittleren Wind einer Schicht das Lot auf den Schervektor dieser Schicht, dann liegt im Falle der 0 bis 10 km Schicht die mittlere Verlagerung des Referenzpunktes

renzpunktes der Zelle ziemlich genau auf dem Lot. Dabei würde rein formal  $D$  aus Gleichung (2.19) 6.1 m/s betragen. Dieser Wert passt recht gut zu dem von Bunkers et al. (2000) vorgeschlagenen Wert von 7 bis 8 m/s, der aus einer Untersuchung von 290 „Superzellen-Hodographen“ in den kontinentalen Vereinigten Staaten von Amerika (hauptsächlich der zentralen und östlichen USA) als Mittelwert bestimmt wurde. Allerdings wird bei dieser Untersuchung die 0 bis 6 km Schicht betrachtet, während hier (wie auch beim Fallbeispiel vom 20.08.2009) die Methode bei einer Betrachtung der 0 bis 10 km Schicht das „beste“ Ergebnis liefert. Ein Unterschied bei den konvektiven Vorgängen zwischen den USA und Südwestdeutschland ist wegen der geringen Anzahl der hier untersuchten Fallbeispiele reine Spekulation.

Was aber reklamiert werden kann ist: Die passende Beschreibung der Verlagerung der Zelle anhand des Bunkers-Storm-Motion Vektors  $V_{BM}$  liefert ein Indiz dafür, dass bei der Verlagerung dieser Zelle andere interne Vorgänge wirksam sind. Im Speziellen bedeutet dies, dass evtl. eine Interaktion zwischen den konvektiven Aufwinden und der gescherten Umgebung auftritt, die nach Rotunno und Klemp (1982), Weisman und Klemp (1982), Davies-Jones (2002) ein Charakteristikum von Superzellen ist und die als anomale Verlagerung auch in den in Abschnitt 2.3.2 angegebenen Radar-Signaturen für schwere Gewitter zu finden ist. Dazu passt prinzipiell auch die Tatsache, dass eine Abschätzung der Verlagerung der Zelle nach der 20R85- und 30R75-Methode, die auf empirischen Wege aus Studien über Superzellen-Verlagerungen aufgestellt wurden (vgl. Abschn. 2.2.7) ebenso recht gute Ergebnisse liefert.

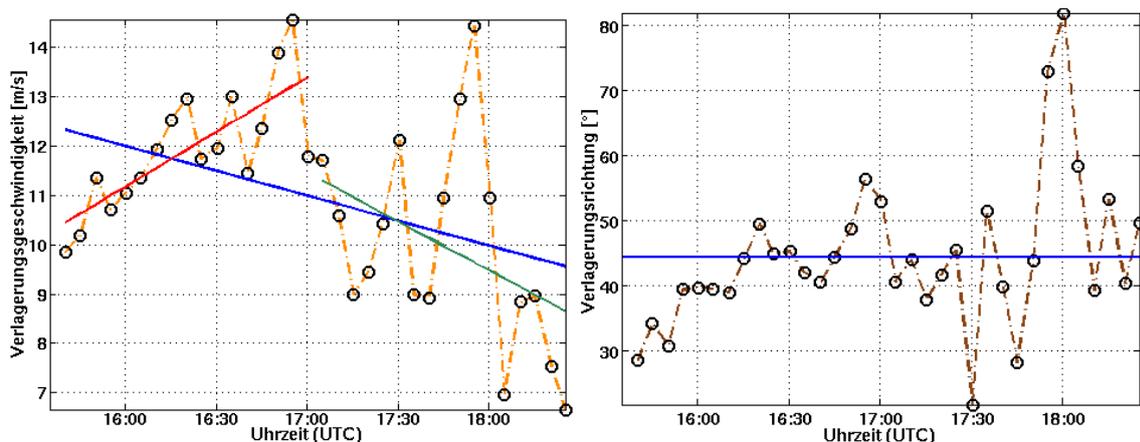


Abbildung 9.6: **09.06.10:** - **links:** Zeitlicher Verlauf der Verlagerungsgeschwindigkeit des Zell-Referenzpunktes ; **rechts:** Zeitlicher Verlauf der Verlagerungsrichtung des Zell-Referenzpunktes (braun).

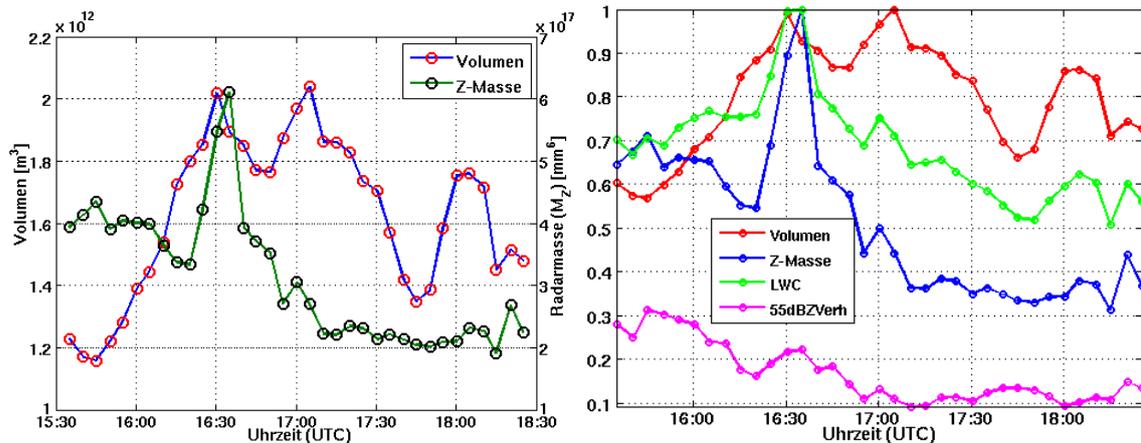


Abbildung 9.7: **09.06.10:** - links: Zeitlicher Verlauf des Zellvolumens (blau) und der Radarmasse (grün); rechts: Zeitlicher Verlauf des Zellvolumens (rot), der Radarmasse (blau) und der Flüssigwassermasse (hellgrün) jeweils auf das Maximum der Zeitreihe normiert), Verhältnis des Volumens der Voxel mit einem dBZ Wert größer 55 dBZ zum Gesamtvolumen (purpur)

## 9.5 Vierdimensionale Entwicklungen

Markantestes Merkmal der verschiedenen Verläufe ist zunächst sicherlich das ausgeprägte Maximum im Verlauf der Radarmasse (Abb. 9.7 - links) um 16:30 und 16:35 UTC. Dabei ist neben der Größe der Werte zu diesen Zeitpunkten im Vergleich zu den anderen Werten der Zeitreihe (der Ausprägung des Maximums), auch generell der absolute Wert der Radarmasse von  $5.5 \times 10^{17} \text{ mm}^{-6}$  um 16:30 UTC und  $6.1 \times 10^{17} \text{ mm}^{-6}$  um 16:35 UTC bemerkenswert. Der phänomenologischen Beschreibung folgend, ist im Hinblick auf eine meteorologische Interpretation dieser Zeitpunkt bzw. sind die sehr hohen Werte der Radarmasse, die insgesamt - wie es auch schon ein Vergleich mit dem Verlauf des 95sten Perzentils der Reflektivitäten (Abb. 9.8 - rechts (rote Linie)) andeutet - durch die Reflektivitäten dominiert wird, wahrscheinlich mit dem Auftreten von größerem Hagel verknüpft.

Bei der Durchsicht anderer aus den Reflektivitäten abgeleiteter Parameter lässt sich feststellen, dass zum Zeitpunkt dieses Maximums insbesondere im Verlauf der Flüssigwassermasse (Abb. 9.7 - rechts (grüne Linie), im Verlauf der Schwerpunkthöhe der Radarmasse (Abb. 9.9 (grüne Linie)) und in dem Verlauf der Verhältnisse der Radarmasse über dem  $-10^\circ\text{C}$ -Niveau und dem  $0^\circ\text{C}$ -Niveau zur Gesamtradarmasse (Abb. 9.10 - rechts (grüne und purpurne Linie)) z.T. deutlichere lokale Maxima auftreten. Insbesondere geht der Rückgang der Radarmasse wie auch generell der maximalen Reflektivitäten mit einer stärkeren Erniedrigung des Schwerpunktes der Radarmasse und der angegebenen Niveau-bezogenen Verhältnisse einher.

Ein gewisser Rückgang ist darüber hinaus im Volumenverlauf, im Verlauf der Schwerpunkthöhe

des Volumens (Abb. 9.9 (blaue Linie)), im Verlauf des Verhältnisses der Radarmasse über dem LFC zur Gesamtradarmasse (Abb. 9.10 - rechts (blaue Linie)), im Verlauf des Verhältnis des Volumens über dem  $-10^{\circ}\text{C}$ -Niveau zum Gesamtvolumen (Abb. 9.10 - links (grüne Linie)) und im Verlauf im 40 dBZ Echotop (Abb. 9.8 - links (rot gestrichelte Linie)) erkennbar.

Wenige Änderungen zeigen dagegen in diesem Zeitschritt (16:35 UTC auf 16:40 UTC) der Verlauf des 55 dBZ Echotops (Abb. 9.8 - links (grüne Linie)) sowie die Verläufe der Verhältnisse des Volumens über dem  $0^{\circ}\text{C}$ -Niveau und dem LFC zum Gesamtvolumen (Abb. 9.10 - links (blaue und purpurne Linie)). Diese Beziehungen implizieren zunächst, dass die Streuergröße (als dominierender Einfluss auf die Reflektivität) geringer geworden ist. Gleichzeitig kommt es zu einer Verschiebung der Radarmasse und des Volumens nach unten. Allerdings ist diese Verschiebung nicht ausgeprägt genug, um die Zelle fußlastig zu machen. Sie bleibt sogar eher kopflastig, wenn man das LFC oder das  $0^{\circ}\text{C}$ -Niveau als Referenzniveau definiert. Abstrakt gesprochen: Die Radarmasse oder das Volumen sinkt vor allem etwas mehr unter das  $-10^{\circ}\text{C}$ -Niveau, bleibt aber noch über dem LFC oder dem  $0^{\circ}\text{C}$ -Niveau.

Nun wird die Zelle in der Realität auch während dieser Zeitschritte den Boden erreichenden Niederschlag produzieren (was auch in gewisser Hinsicht durch die Verbindung des Echobereichs mit dem Boden dargestellt wird). Es fällt mehr oder weniger weiter (kontinuierlich) Niederschlag, so dass dieses abstrakte „In-der-Höhe-halten“ (d.h. „über-dem-LFC-und-dem- $0^{\circ}\text{C}$ -Niveau-halten“) der Radarmasse und insbesondere des Volumens eher bedeutet, dass kontinuierlich ein Aufwind wirkt, durch den kontinuierlich weiter Hydrometeore in die oberen Niveaus geführt werden bzw. in den oberen Niveaus entstehen. Dabei ist die Größe und/oder die Anzahl der Hydrometeore wahrscheinlich weiterhin relativ groß, wie man es aufgrund der weiterhin recht großen absoluten dBZ-Werte (bzw. des 95sten Perzentils der Reflektivitäten) vermuten kann. Als Möglichkeit der Deutung bietet sich hier beispielsweise ein Übergang von großkörnigem Hagel zu „kleinerkörnigem“ Hagel oder Starkregen an, wobei diese „Deutung“ nur der bildlichen Vorstellung der möglichen Vorgänge dienen soll. Als zentrale Aussage gilt, dass - wahrscheinlich nahezu kontinuierlich - weiter ein kräftiger Aufwind vorherrscht, was im Sinn des konzeptionellen Superzellen-Modells ist, und auch evtl. durch den Verlauf des 40 dBZ Echotops angezeigt wird, der fast durchgängig oberhalb von 11.000 Meter und damit oberhalb des - aus den Stuttgarter Radiosondendaten von 12:00 UTC - abgeleiteten Gleichgewichtsniveau von 10920 Metern<sup>29</sup> bleibt.

Bei einem Vergleich mit den Schwerpunktverläufen und den Verläufen der Niveau-bezogenen

---

<sup>29</sup>Diese Angabe soll nur einem „groben“ Vergleich dienen. Das reale Gleichgewichtsniveau zu diesem Zeitpunkt und an diesem Ort weist (aufgrund der Problematik der zeitlichen und räumlichen Relevanz der Radiosondendaten) mit großer Sicherheit eine andere Höhe auf.

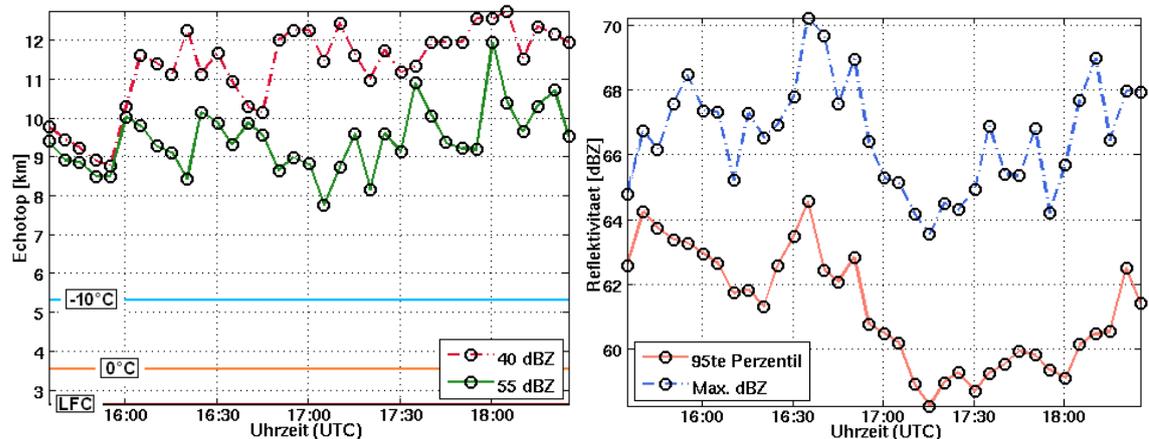


Abbildung 9.8: **09.06.10:** - **links:** Zeitlicher Verlauf des 40 dBZ Echotops (rot) und des 55 dBZ Echotops (grün). Außerdem eingezeichnet: LFC (braun), 0°C-Niveau (orange) und -10°C-Niveau (hellblau); **rechts:** Zeitlicher Verlauf des 95sten Perzentils der Reflektivitäten in [dBZ] (orange) und der jeweils absolut maximalen Reflektivität in [dBZ] (blau gestrichelt).

Verhältnisse der Einzelzellen vom 25.05.2007 und der Multizelle vom 20.08.2009 zeigt sich ebenso der besondere Charakter, und zwar so, dass die Schwerpunkte und die Niveau-bezogenen Verhältnisse sehr lange, nahezu durchgängig hoch liegen bzw. groß bleiben.

Dabei ist besonders mit den Verläufen der Multizelle vom 20.08.2009 auch zum Teil ein quantitativer Vergleich gerechtfertigt, da bei diesem der gleiche Schwellenwert (40 dBZ) zur Identifikation (oder Abgrenzung) der Zellen verwendet wurde. Allerdings wurde die Multizelle während des gesamten Lebenszyklus' beobachtet, während von der Superzelle vom 09.06.2010 (aus den genannten Gründen) nur ein Abschnitt untersucht wurde. Dennoch zeigt sich beispielsweise, dass ganz anders als bei der Multizelle (bei der nur an 6 Zeitpunkten der Schwerpunkt der Radarmasse über dem 0°C-Niveau, zu einem Zeitpunkt der Schwerpunkt des Volumens über dem -10°C-Niveaus oder an 4 bzw. 5 Zeitpunkten die Verhältnisse der Radarmasse über dem 0°C-Niveau bzw. über dem LFC zur Gesamtradarmasse über 0.5 liegen), bei der Superzelle vom 09.06.2010 dagegen der Schwerpunkt der Radarmasse durchgängig über dem 0°-Niveau, der Schwerpunkt des Volumens an 15 Zeitpunkten über dem -10°C-Niveau und die Verhältnisse der Radarmasse über dem 0°C-Niveau bzw. über dem LFC zur Gesamtradarmasse an 31 Zeitpunkten bzw. durchgängig über 0.5 liegen.

Mit anderen Worten: Wenn man die Lage eines Schwerpunktes über einem bestimmten Niveau oder ein bestimmtes Niveau-bezogenes Verhältnis der Radarmasse oder des Volumens zur Gesamtradarmasse oder zum Gesamtvolumen als Kriterium für eine Reifephase definiert, dann bleibt die Superzelle sehr lange in der Reifephase, während diese Phase bei der Multizelle nur kurzzeitig erreicht wird. Dies ist auch die Aussage, die von den konzeptionellen Modellen zur Multizelle und

Superzelle letztlich gefordert wird. Das heißt im Umkehrschluss, dass man ein gewisses Kriterium für das Auftreten einer Reifephase aus den Schwerpunkthöhen oder den Niveau-bezogenen Verhältnissen evtl. aufstellen kann.

Man kann dann auch nicht nur von einer Reifephase sprechen, sondern - abstrakt - von einem aktiven Schwerpunktsbereich oder einem aktiven Bereich der Niveau-bezogenen Verhältnisse. Wenn die entsprechenden Parameter in diesem Bereich liegen, dann bleibt bzw. ist das Gewitter hinsichtlich einer bestimmten Ausprägung aktiv. Man könnte dabei evtl. (d.h. rein spekulativ aus den Charakteristika der hier dargestellten Verläufe) auch eine feinere Abgrenzung in eine Phase mit sehr kräftigen Gewitterausprägungen (z.B. großkörnigem Hagel) aufstellen.

Aus dem Vergleich Multizelle/Superzelle bietet sich (bei einer Gewitteridentifizierung mit einem

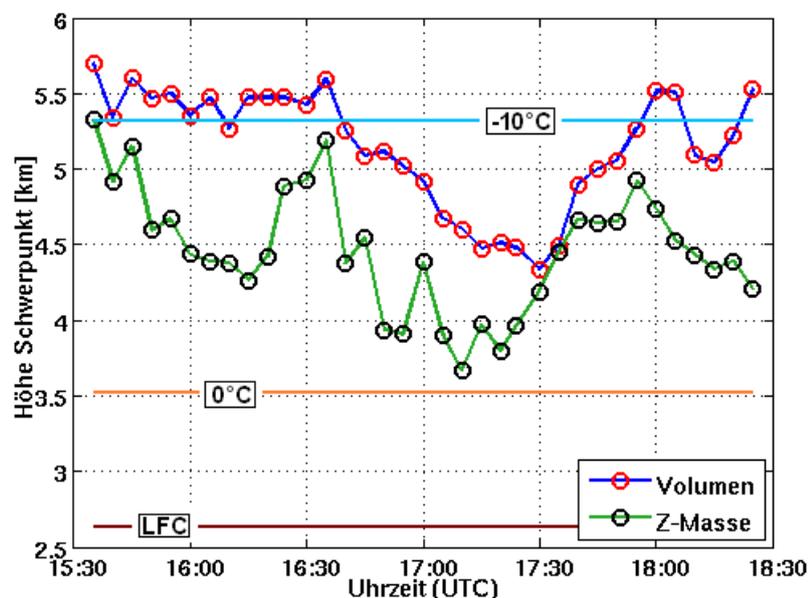


Abbildung 9.9: **09.06.10:** - Zeitlicher Verlauf der Schwerpunkthöhe des Volumens (blau) und der Schwerpunkthöhe der Radarmasse; dazu eingezeichnet das LFC (braun), das 0°C- Niveau (orange) und das -10°C- Niveau (hellblau)

40 dBZ Schwellenwert) beispielsweise rein formal ein Reifephasenkriterium der Radarmassen- und Volumenschwerpunkthöhe über dem 0°C-Niveau an, wobei eine Abgrenzung zu einer möglicherweise auftretenden oder bevorstehenden „Schwergewitterphase“ eine Volumenschwerpunkthöhe ist, die über dem -10°C-Niveau liegt.

Was die Verhältnisse des Volumens über einem bestimmten Niveau zum Gesamtvolumen betrifft, bietet sich evtl. ein Verhältnis in Bezug auf das 0°C-Niveau von 0.5 an, wobei eine „Schwergewitterphase“ evtl. ein Verhältnis von 0.7 aufweist bzw. ein Verhältnis des Volumens über dem -10°C-Niveau zum Gesamtvolumen von 0.5.

Hinsichtlich der Verhältnisse der Radarmasse kann für die Reifephase ein Wert bezüglich des

0°C-Niveau von 0.5 bzw. bezüglich des LFC von 0.6 aufgestellt werden. Für eine Abgrenzung einer „Schwergewitterphase“ kann ein Verhältnis von 0.7 bezüglich des LFC, ein Verhältnis von 0.6 bezüglich des 0°-Niveaus oder ein Verhältnis von 0.5 bezüglich des -10°C-Niveaus vorgeschlagen werden.

Diese Werte sind jedoch erst einmal nur als Möglichkeiten zu sehen, die erst durch eine umfang-

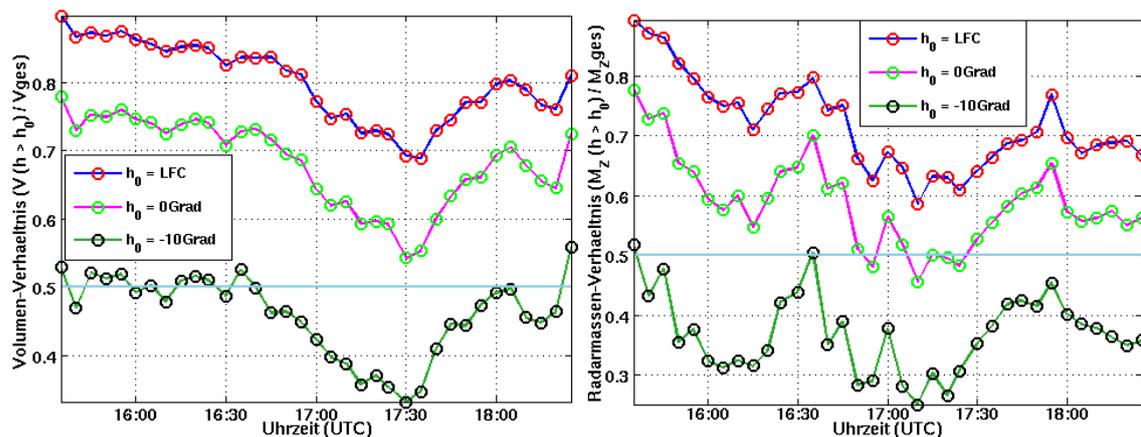


Abbildung 9.10: **09.06.10: - links:** Zeitlicher Verlauf des Verhältnisses des Volumen über dem LFC zum Gesamtvolumen (blau), des Verhältnisses des Volumen über dem 0°C- Niveau zum Gesamtvolumen (lila) und des Verhältnisses des Volumen über dem -10°C-Niveau zum Gesamtvolumen (grün); **rechts:** Zeitlicher Verlauf des Verhältnisses der Radarmasse über dem LFC zur Gesamtmasse (blau), des Verhältnisses der Radarmasse über dem 0°C-Niveau zur Gesamtmasse (lila) und des Verhältnisses der Radarmasse über dem -10°C- Niveau zur Gesamtmasse (grün)

reichere Untersuchung näher bestätigt bzw. spezifiziert werden müssten.

Als weitere Aussage ergibt sich aus dieser Diskussion: Gerade zwischen der Multizelle und der Superzelle gibt es - in gewisser Weise - eine unterschiedliche Ausprägung der Verläufe und damit evtl. ein Unterscheidungskriterium. Dabei gilt, dass bei einer Superzelle der Umfang der Radarmasse oder des Volumens in der Höhe relativ zur Gesamtadarmasse oder zum Gesamtvolumen groß bleibt. Im Gegensatz zur Multizelle, bei der eine komplette Neubildung einer Teilzelle auftritt (die die neue dominierende Zelle des Multizellenclusters wird, während die alte dominierende Zelle zerfällt), bleibt es bei einer Superzelle bei einer quasistationären Aufrechterhaltung des Konvektionsprozesses. Das kann evtl. auch durch den *Gini*-Koeffizienten angezeigt werden. Er beträgt für die Verteilung der Radarmassendaten der Superzelle 0.18 und für Verteilung des Volumens 0.09. Es besteht also hinsichtlich des über alle Zeitpunkte gemessenen Volumens bzw. sogar hinsichtlich der über alle Zeitpunkte gemessenen Radarmasse eine relativ geringe Ungleichverteilung auf alle Zeitpunkte. Oder andersherum: Das gesamte registrierte Volumen oder die gesamte registrierte Radarmasse verteilt sich relativ „gleich oder gerecht“ auf die verschiedenen Zeitpunkte. Dabei ist das Volumen oder die Radarmasse zu allen Zeitpunkten des Beobachtungszeitraums

generell recht umfangreich oder groß bzw. treten die Änderungen des Volumens oder der Radarmasse nicht kurzfristig prägnant auf, wie es bei der Multizelle der Fall ist.

Allerdings sind auch innerhalb der quasistationären Aufrechterhaltung des Konvektionsprozesses bei der Superzelle Phasen mit besonders starker Konvektion möglich, die dann auch evtl. für abgegrenzte Hagelstriche sorgen. Jedoch finden diese Phasen in den Verläufen der verschiedenen Parameter nahezu gleichzeitig ihre Ausprägung. Eine Kreuzkorrelationsanalyse zwischen den verschiedenen Zeitreihen (Tabelle 9.1) zeigt, dass die Phasenverschiebung, bei der die maximale Korrelation zwischen jeweils zwei Zeitreihen auftritt, durchweg 0 ist. Die verschiedenen Parameter zeigen relativ gleichzeitig eine bestimmte Änderung an. Es ist beispielsweise nicht, wie im Fall der Multizelle vom 20.08.2009, festzustellen, dass durch die Phasenverschiebung der verschiedenen Zeitreihen prinzipiell erst eine Erhöhung des Volumen- oder Radarmassenschwerpunktes auftritt und dann erst - zum nächsten Zeitpunkt - eine Erhöhung des Gesamtvolumens oder der Gesamtradarmasse. Es kann hier also kein reiner Neubildungspuls erkannt werden.



# 10. Zusammenfassung und Ausblick

## 10.1 Zusammenfassung

Zu einer Untersuchung der vierdimensionalen Entwicklung schwerer Einzelgewitter anhand von Radardaten wurden in dieser Arbeit fünf Gewitterzellen näher betrachtet. Bei diesen fünf Gewittern handelt es sich, wenn man die Gewitterzellen - etwas künstlich - als Einzel-, Multi- und Superzellen klassifiziert, um drei Einzelzellen, eine Multizelle und eine Superzelle.

Da es sich hier um eine relativ geringe Anzahl von untersuchten Gewittern handelt, können die Ergebnisse erst einmal nicht so ohne weiteres verallgemeinert werden. Schon aufgrund der extrem großen natürlichen Variabilität der Prozesse sehr unterschiedlicher Zeit- und Raumskalen, die bei der Gewitterentstehung und -entwicklung miteinander wechselwirken, ist eine Verallgemeinerung nicht möglich.

Allein die Auswahl der Fälle für diese Untersuchung stellt bereits eine statistische Verzerrung dar. Denn aufgrund einer eindeutigen Zuordnung der Radardaten zu den jeweiligen Gewitterzellen konnten nur relativ isolierte Zellen betrachtet werden. Komplexere Gewitteranordnungen weisen i.d.R. deutlich andere Charakteristika auf. Bei den komplexeren Systemen kommt es zu einer nicht unerheblichen Wechselwirkung der Zellen. Das heißt: Die Zellen erzeugen auf vielfältiger Weise ein neues Umfeld, das sich beispielsweise in einer veränderten Bodenfeuchte oder Luftschichtung, einem veränderten Windfeld und so weiter bzw. in weiteren Inhomogenitäten der Umgebungsbedingungen äußert und - bei umfangreichen Gewittern - sogar die synoptische Skala beeinflussen kann.

Auch aus der übergeordneten synoptischen Lage der untersuchten Fallbeispiele ergibt sich eine gewisse statistische Verzerrung. So wurden z.B. keine Gewitter untersucht, die im direkten Umfeld von Frontdurchgängen auftreten. Alle fünf Gewitter entstanden im Vorfeld eines umfangreichen Trog, wobei der unmittelbar wirksame Hebungsmechanismus, der letztlich zur Bildung der jeweiligen Zelle geführt hat, nicht eindeutig bestimmt werden konnte.

Bis zu einem gewissen Grad ist die Diskussion über Zusammenhänge spekulativ, weil innerhalb

der Gewitterentwicklung so viele Einflussfaktoren wirksam sind, dass Unterschiede zwischen zwei Gewittern immer auch ganz andere als die berücksichtigten Ursachen haben können. Insbesondere unterschiedliche Orographien - oder überhaupt ein verändertes Umfeld - können die in dieser Studie betrachteten Ausprägungen beeinflussen: beispielsweise im Schwerpunktsverlauf. Man braucht nur an die unterschiedlichen Auswirkungen unterschiedlicher Bodenfeuchtebedingungen zu denken, die aus einer unterschiedlichen Vorgeschichte der Witterung resultieren: alles Faktoren, die sich in der Gesamtschau nur schwer quantifizieren lassen. Schon ein Vergleich zwischen zwei Fällen ist kritisch zu sehen. So kann man z.B. nicht argumentieren, dass ein Gewitter, das sich in einem Umfeld mit einer hohen CAPE bildet, per se ein umfangreicheres Volumen erreicht als ein Gewitter, das sich in einem Umfeld mit einer geringen CAPE entwickelt.

Auch die jeweils im Rahmen der Falluntersuchung durchgeführte Betrachtung der Datengüte zeigt, dass immer Vorsicht angebracht ist und man z.B. aus den Verläufen von Radardaten keine kritiklosen oder „übermotivierten“ Schlüsse ziehen darf. Obwohl insgesamt die Datengüte bei allen Fallbeispielen als gut erachtet wird, finden sich in allen Fällen einzelne Datensätze, bei denen ein nichtmeteorologischer Einfluss oder eine kurzfristige Degradierung der Datengüte möglich ist. Im Speziellen war dies beispielsweise der kurzzeitige unnatürliche Rückgang der Reflektivitäten bei der 2. untersuchten Zelle vom 25.05.2007 um 14:50 UTC, dessen Ursache sehr wahrscheinlich Hohlleiterüberschläge waren. Des Weiteren kam es bei der untersuchten Superzelle vom 09.06.2010 von 18:00 bis 18:25 UTC und evtl. auch bei der Multizelle vom 20.08.2009 von 15:40 bis 16:25 UTC zu einem „Eintritt“ der oberen Zellbereiche in den *cone of silence*.

Berechnungen der Strahlwege anhand der Stuttgarter Radiosondendaten haben gezeigt, dass es zumindest in der prä-konvektiven Umgebung zu Unterschieden in der Strahlausbreitung kommen kann. Vor allem der Fall vom 09.06.2010 deutet sogar mögliche Anaprop Echos durch Nebenkeulenstrahlung an. Man darf diesen Aspekt allerdings nicht überbewerten. Denn insgesamt sind die Abweichungen von den Standardbedingungen gering, obwohl mit dem Einsetzen der Konvektion und insbesondere mit der Bildung eines Kaltluftkörpers (*coldpools*) eine stärkere Refraktion der elektromagnetischen Strahlen auftreten kann.

Bei der durchgeführten Betrachtung der Verlagerung eines Zell-Referenzpunktes in Relation zum Umgebungswindfeld zeigt sich ebenso eine komplexe Wirkungsvielfalt. Interessant dabei ist, dass - unter der Voraussetzung, dass das Umgebungswindfeld durch die Kombination aus den Radiosonden- und VVP-Daten ausreichend repräsentiert wird - die Verlagerung keiner der betrachteten Zellen sich allein durch eine reine Translation mit dem sie umgebenden Windfeld beschreiben lässt. Zwischen dem Verlagerungsvektor des Referenzpunktes und dem mittleren bzw.

dichtegewichteten Wind der 0 bis 6 km und der 0 bis 10 km Schicht trat immer eine signifikante Differenz auf, wobei die Differenzen zu den dichtegewichteten mittleren Winden in der Regel sogar größer waren als zu den nicht dichtegewichteten mittleren Winden. Es sind also immer auch noch andere Prozesse wirksam, die die Verlagerung der Gewitterzelle beeinflussen. Bemerkenswert ist dabei, dass selbst bei zeitlich und räumlich sehr ähnlichen Zellen (wie den drei Einzelzellen vom 25.05.2007) eine deutlich unterschiedliche Verlagerung auftritt. Allerdings ist eine genaue Bestimmung der Wirkungsfaktoren schwierig. Diese Schwierigkeit gilt insbesondere für orographisch gegliedertes Gelände.

Mit der Bunkers-Methode, mit der versucht wird, die Verlagerung durch eine Kombination von Translation und einer Verlagerungskomponente zu beschreiben, die durch die Wirkung der Interaktion des Aufwindes mit einer Scherströmung zustande kommt, lässt sich jedoch gerade bei den komplexeren Systemen (wie der Multizelle vom 20.08.2009 und der Superzelle vom 09.06.2010) die Zellverlagerung anscheinend genauer beschreiben. Die Superzelle wird sogar ziemlich genau durch den sogenannten Bunkers-Storm-Motion-Vektor beschrieben. Dies kann aber ebenso Zufall sein und bedarf sicherlich weiterer Untersuchungen.

Zwei weitere Charakteristika der hier durchgeführten Untersuchungen der Zellverlagerung vor dem Hintergrund des Umgebungswindfeldes sind noch zu erwähnen: Zum einen verlagert sich das Multizellensystem in Windrichtung blickend links vom mittleren Wind, was - wie später gezeigt wurde - internen Referenzpunktverschiebungen geschuldet ist, die durch Neubildungen an der linken Flanke des Systems auftraten. Die Neubildungen fanden also auf genau der entgegengesetzten Seite der Flanke statt, die sonst in der Literatur als präferierte Neubildungsflanke angesehen wird. Allerdings wurde diese Verlagerung links vom mittleren Wind auch durch den insgesamt zyklonal gekrümmten Hodographen angezeigt.

Das zweite Charakteristikum ist, dass zur Beschreibung der Zellverlagerung insbesondere bei der Multi- und Superzelle die Betrachtung des Windfeldes der 0 bis 10 km Schicht „bessere Ergebnisse“ lieferte als eine Betrachtung des 0 bis 6 km Windfeldes. Dies steht - wie man jetzt schon sagen kann - im Kontrast zu Ergebnissen zahlreicher Untersuchungen in den Vereinigten Staaten von Amerika, obwohl für ein Erkennen signifikanter Unterschiede, aus denen sich evtl. weitere Schlüsse ziehen ließen, weitere Untersuchungen der Verlagerung von Multi- und Superzellen in Südwestdeutschland nötig sind.

Auch im Hauptteil dieser Arbeit, wo zeitliche Verläufe verschiedener aus den Reflektivitätsdaten abgeleiteter Parameter untersucht werden, gibt es eine gewisse Unsicherheit, was einzelne Ergebnisse und die der Relevanz bestimmter Charakteristika betrifft. Da jedoch die gefundenen Charakte-

ristika recht gut mit konzeptionellen Vorstellungen verknüpft werden können zeigt sich: Mit der Methodik (Betrachtung von Schwerpunktsverläufen oder den Verläufen Niveau-bezogener Verhältnisse) lassen sich bestimmte Phasen oder Ausmaße deutlich darstellen.

Zur Unvoreingenommenheit, mit der diese Untersuchung begonnen wurde, gehört zunächst die Ermittlung von Faktoren, die nach den konzeptionellen Modellen die Entwicklung eines Gewitters bestimmen und deren Auswirkungen sich auch in den Radardaten zeigen. Dabei wurden zuerst Aufwindpulse als mögliche Faktoren identifiziert, die sich vierdimensional in den Radardaten in dem Sinne zeigen, dass durch sie mehr „Masse“ umgesetzt wird. Dementsprechend kommt es einmal zu einer Volumen- oder Radarmassenausdehnung. Zum anderen ändert sich durch sie auch die Höhenverteilung des Volumens oder der Radarmasse.

In diesem Sinne wurden zunächst relativ „überschaubare“ Einzelzellen untersucht. Es zeigten sich hier im Verlauf bestimmte Charakteristika, die mit den verschiedenen Phasen des Entwicklungszyklus (der Anfangs-, Reife, und Zerfallsphase) in Beziehung gesetzt werden konnten. Auffällig war bei zwei Einzelzellen ein kleiner zweiter „Entwicklungspuls“. Bei diesem scheint durch interne Vorgänge - wie z.B. dem Kaltluftausfluss in Interaktion mit einer gescherten Umgebung - ein neuer Aufwindpuls entstanden zu sein, der evtl. einen neuen Zellzyklus „anfachen“ könnte. Diese Entwicklung zeigte sich insbesondere im Verlauf von bestimmten Schwerpunkthöhen oder Niveau-bezogenen Verhältnissen.

Darüber hinaus lassen sich evtl. gewisse Kriterien ermitteln, aus denen hervorgeht, ab wann ein Entwicklungsschub eine neue Reifephase darstellt. Und auch sonst können die verschiedenen Phasen vor allem im Verlauf der Schwerpunkthöhen und Niveau-bezogenen Verhältnisse voneinander abgegrenzt werden. Allerdings wird anhand der drei untersuchten Einzelzellen auch bereits deutlich, dass absolute Werte für eine Quantifizierung nicht allgemeingültig sind. Denn bei dem einen Gewitter ist die quantitative Größe eines Parameters, mit dem das Gewitter beispielsweise in die Reifephase eintritt, nicht dieselbe wie bei einem Gewitter, das sich nur kurze Zeit später entwickelte.

Im weiteren Verlauf wurde die Methodik auf etwas „komplexere“ Zellen angewandt. Dabei konnten bei der Untersuchung einer Multizelle konkrete Zusammenhänge zwischen den Verläufen der verschiedenen Parameter untereinander wie auch in Bezug auf die realen Vorgänge innerhalb des Gewitterkomplexes hergestellt werden. Konkret bedeutet das, dass sich z.B. Neubildungen im Multizellensystem über die interne Verschiebung des Referenzpunktes zunächst in einer erhöhten Verlagerungsgeschwindigkeit des Referenzpunktes und einem Sprung in der Verlagerungsrichtung äußern. Aus dieser Beobachtung haben sich Zusammenhänge zwischen der Verlagerungsgeschwindigkeit und den Verläufen anderer aus den Reflektivitätsdaten abgeleiteter Parameter her-

stellen lassen, wobei sich anhand einer Kreuzkorrelationsanalyse interessanterweise zeigte, dass auch eine signifikante Phasenverschiebung der Verläufe untereinander auftritt. Für die konkrete Untersuchung heißt das, dass es bei dem betrachteten Multizellenzyklus durch einen Aufwind- oder Entwicklungspuls neben einer Verschiebung des Referenzpunktes, der sich in einem lokalen Maximum der Verlagerungsgeschwindigkeit und einer signifikanten kurzzeitigen Änderung in der Verlagerungsrichtung äußert, gleichzeitig erst zu einem lokalen Maximum der Schwerpunktshöhen und der Niveau-bezogenen Verhältnisse kommt, und - erst danach - im nächsten oder sogar übernächsten Zeitschritt tritt ein lokales Maximum im Verlauf des Gesamtvolumens, der Gesamtradarmasse, im Flüssigwassergehalt und im Anteil von Reflektivitäten über 55 dBZ bzw. generell in den maximalen Reflektivitäten auf. Diese zeitlich verschobenen Verläufe der Parameter passen sehr gut in das konzeptionelle Modell. Nach diesem Modell bringt der Aufwindschub erst feuchte Luft oder kleinere bereits existierende Hydrometeore in die oberen Zellregionen, wo dann evtl. eine „Kernregion“ der Bildung von mit dem Radar detektierbaren Hydrometeoren ist. Diese Hydrometeore wachsen im weiteren Verlauf aber noch weiter an. Insbesondere geschieht dies während des Fallens.

Als letzter Punkt konnte bei der Untersuchung der Multizelle mittels einer Fouriertransformation der Zeitreihendaten noch die Periode der Entwicklungsschübe statistisch erschlossen werden, wobei sich die bestimmte Periodendauer von 32 Minuten mit den Ergebnissen aus anderen Untersuchungen deckt.

Im letzten untersuchten Fallbeispiel wurde die Untersuchungsmethodik auf ein Superzellengewitter vom 09.06.2010 angewandt. Dabei konnten im Vergleich zur betrachteten Multizelle einige signifikante Unterschiede gezeigt werden. Zwar gibt es beispielsweise im Verlauf des Schwerpunkts - in einem gewissen Umfang - eine Oszillation, der Schwerpunkt bleibt aber konstant oberhalb eines bestimmten Niveaus. Darin ist schließlich das erkennbar, was in konzeptionellen Modellen als quasistationärer Reifezustand angegeben wird. Des Weiteren zeigten sich Hinweise auf eine mögliche Abgrenzung einer Phase mit sehr kräftigen Gewitterausprägungen (z.B. mit großkörnigem Hagel), wobei hier die Betrachtung der Schwerpunktshöhen in Relation zum  $-10^{\circ}\text{C}$ -Niveau wahrscheinlich zu brauchbaren Ergebnissen führt.

Zusammenfassend kann festgestellt werden: Mit der Betrachtung insbesondere des zeitlichen Verlaufs des Volumens oder der Radarmasse lassen sich einige Charakteristika herausarbeiten. Ein vielversprechender Ansatz ist dabei vor allem die Betrachtung des zeitlichen Verlaufs der Höhenprofile der Volumina oder der Radarmassen bzw. der aus diesen abgeleiteten Größen. Insbeson-

dere sind hier der Volumenschwerpunkt und die Verhältnisse des Volumens oder der Radarmasse über dem LFC zum Gesamtvolumen oder der Gesamtradarmasse zu nennen. Günstige Indikatoren zur Erkennung eines Pulsierens sind - neben der kurzzeitig erhöhten Verlagerungsgeschwindigkeit durch eine Referenzpunktverschiebung - vor allem die zeitlichen Änderungen in der Volumenschwerpunktshöhe und die zeitlichen Änderungen in den Verhältnissen des Volumens oder der Radarmasse über dem LFC zum Gesamtvolumen oder der Gesamtradarmasse.

Für hochreichende Feuchtekongvektion gilt als Modellvorstellung letztlich, dass eine Gewitterentwicklung generell eher diskontinuierlich ist. Diese Diskontinuität der Gewitterentwicklung ist am besten im Multizellenzyklus zu erkennen. Sie zeigt sich aber auch in den anderen Gewittertypen, wobei die Übergänge zwischen den Gewittertypen fließend sind. Das heißt: Diese Charakteristika sind zu einem gewissen Grad bei allen Gewittern vorhanden. Entwicklungspulse sind beispielsweise in Einzel-, Multi- und Superzellen zu beobachten. Nur das Ausmaß bestimmter Prozessen bestimmt letztlich die Einordnung in einen Typus. Wenn beispielsweise ein stärkeres Pulsieren beobachtet werden kann, wobei ein zu definierender Schwerpunkt zwischenzeitlich unter ein bestimmtes Niveau sinkt, dann lässt sich die Zelle als Multizelle bezeichnen. Wenn ein Pulsieren erkennbar ist, wobei aber ein zu definierender Schwerpunkt oberhalb eines bestimmten Niveaus bleibt, dann kann man die Zelle evtl. als Superzelle einordnen. Bei einem nur geringen Pulsieren, bei dem der Schwerpunkt nur einmal - am Anfang - kurze Zeit über ein bestimmtes Niveau kommt, kann man die Zelle als Einzelzelle einordnen.

Ein wenig abstrakt gesprochen, lässt sich der Bereich oberhalb eines bestimmten Niveaus als aktiver Schwerpunktsbereich definieren. Das bedeutet: Wenn der Schwerpunkt oberhalb des Niveaus bleibt oder über das Niveau steigt, dauert eine Reifephase an oder es kommt zu einer Reifephase. Wenn der Schwerpunkt unter das bestimmte Niveau sinkt, dann tritt auch eine schwächere Gewitterphase auf. Auch hier müssen Spezifizierungen über den Schwellenwert gemacht werden, anhand dessen die Zellen aus dem Reflektivitätsdatenfeld extrahiert werden, für das zunächst einmal 40 dBZ vorgeschlagen werden können.

Abschließend lässt sich sagen: Gerade mit der Schwerpunktbetrachtung und der Betrachtung von Niveau-bezogenen Verhältnissen gibt es eine vielversprechende Untersuchungs- und möglicherweise sogar Unterscheidungsmethodik. Aber letztlich ist die Unterteilung in die verschiedenen Typen auch ein bisschen irreführend. Alle Gewitter sind gewissermaßen gleich und auch verschieden bzw. ähnlich dem bekannten Gebot aus „Farm der Tiere“ von George Orwell: Alle sind Gewitter sind gleich, aber manche sind gleicher.

## 10.2 Ausblick

Gerade die Betrachtung von Schwerpunktverläufen im Verhältnis zu einem bestimmten thermischen oder konvektiven Niveau scheint geeignet zu sein, ein Gewitter hinsichtlich einer möglichen Reifephase zu untersuchen. Dabei stützen sich die Ergebnisse dieser Arbeit jedoch erst einmal auf „nur“ fünf Fallbeispiele. Eine umfangreichere Untersuchung, ob die Methodik auch die „Erwartungen erfüllt“, ist daher angebracht. Das heißt: Zunächst muss man sich auf einen Schwellenwert zur Gewitteridentifizierung festlegen. In dieser Studie hat sich dabei ein Schwellenwert von 40 dBZ als brauchbar erwiesen. Damit kann man dann einen größeren Umfang an Gewitterzellen untersuchen und nachprüfen, ob sich auch bei diesen ein sogenannter aktiver Bereich bzw. eine Schwerpunkthöhe in Bezug auf bestimmte thermische oder konvektive Niveaus definieren lässt bzw. ob die Abgrenzung einer Phase mit sehr kräftigen Gewitterausprägungen anhand von bestimmten Schwerpunkthöhenverläufen oder Niveau-bezogenen Verhältnissen allgemein angezeigt wird.

In Zuge dessen wäre es nötig, zu untersuchen, ob man das Reflektivitätsvolumen besser erst mittels höhenabhängiger  $Z/W$ -Beziehungen in eine konkrete Flüssigwassermasse umrechnen soll und für diese die Schwerpunktverläufe betrachtet. Was z.B. die Reichweite dieser Arbeit beschreibt: Einige verwendeten Parameter sind zu abstrakt und für eine genauere Beschreibung nicht ausreichend geeignet. Insbesondere gilt dies für die Radarmasse, die nach den jetzigen Erfahrungen zu sehr von den Reflektivitäten dominiert wird und dementsprechend mehr eine Reflektivitätssumme darstellt. Mit einer berechneten Flüssigwassermasse ließe sich theoretisch auch eine potenzielle Lageenergie der streuenden Hydrometeore definieren und über energetische Betrachtungen ein anschaulicheres Bild der verschiedenen Phasen zeichnen.

Im Hinblick auf den Nutzen, stellt diese Methodik zunächst ein weiteres Konzept zur Hagelerkennung dar. Auch ein Konzept zur Unterscheidung zwischen den verschiedenen Gewittertypen ist denkbar, wobei hier neben der Schwerpunkthöhe und den Niveau-bezogenen Verhältnissen, weitere in dieser Arbeit aufgezeigte Kriterien eingebunden werden können: beispielsweise das - über eine Kreuzkorrelationsanalyse festgestellte - Auftreten oder Nicht-Auftreten einer Zeitverschiebung der verschiedenen Zeitreihen der untersuchten Parameter oder der Grad der Ungleichverteilung der Voluminaverteilung über alle betrachteten Zeitpunkte im Lebenszyklus oder nur in der Reifephase einer Gewitterzelle.

Im Rahmen einer Abschätzung oder sogar einer Vorhersage ist sicherlich auch die Betrachtung

von Zellteilungen interessant. Eine erste Untersuchung einer Zellteilung zeigt nämlich, dass gerade die Schwerpunkthöhen der beiden Zellbereiche, aus denen nach vollzogener Teilung die beiden „Tochterzellen“ entstehen, während der Teilung schon recht deutlich Unterschiede aufweisen. Dabei bleibt in dem nur flüchtig untersuchten Fall einer Zellteilung die „Tochterzelle“ mit dem höheren Schwerpunkt aktiv. Sie (in diesem Fall war es die „linke“ „Tochterzelle“) verstärkt sich später sogar wieder etwas, während der Partner mit dem niedrigeren Schwerpunkt rasch in sich zusammenfällt.

### **Was noch fehlt**

Jetzt standen sie draußen in der klaren Nacht, und es galt, sich nun wirklich Lebewohl zu sagen. Es wäre gelogen, wenn die gestandenen Männer die wässrigen Augen auf den Zigarilloqualm geschoben hätten. Denn METEOR 360 AC rauchte doch - bis auf mal ein, zwei kleine - irrelevante Ausnahmen - schon lange nicht mehr. Nein, es waren andere Gründe, die die wässrigen Augen beim Abschied bedingten. Zwar hieß dieser Ruhestand sicherlich nicht, dass es auch wirklich ruhiger um die radarmeteorologischen oder wolkenphysikalischen Beschäftigungen von METEOR 360 AC wurde, aber es war nun mal das Ende eines gewissen Abschnitts. Und da Männer in Augenblicken der größten Emotionen kaum viel Worte verlieren, hieß es letztlich:

Tschö METEOR, maach et joot!



# A. Anhang

Im Anhang folgen noch einzelne Punkte, deren schriftliche Erfassung für eine Fussnote zu umfangreich ist, die aber zur Klärung des Vorgehens, der Datengrundlage oder einfach zur Definition der Begrifflichkeiten als nötig erachtet werden.

## A.1 Radiosondendaten

Die zur Beurteilung des thermodynamischen Zustandes der Luftmasse und zur Erweiterung der Winddaten benutzten Radiosondendaten stammen von den operationell durchgeführten und über die Webseite der Universität von Wyoming (USA) abrufbaren Aufstiege der Station Stuttgart-Schnarrenberg des Deutschen Wetterdienstes (WMO Stations-Kennziffer 10739). Sie befindet sich 315 Meter über dem Meeresspiegel bei einem horizontalen Abstand von etwa 63 km zum Radarstandort. Die Aufstiege an dieser Station werden zweimal am Tag im Einklang mit den internationalen Vorgaben der World Meteorological Organization (WMO) um 00:00 und 12:00 UTC vorgenommen. Das bedeutet für den 00 UTC Aufstieg, dass die Messung um 01:00 Uhr Mitteleuropäischer Zeit, bzw. 02:00 Uhr Mitteleuropäischer Sommerzeit und für den 1200 UTC Aufstieg um 13:00 Uhr Mitteleuropäischer Zeit, bzw. 14:00 Uhr Mitteleuropäischer Sommerzeit erfolgt. Während eines Aufstiegs werden nahezu kontinuierlich die Lufttemperatur, der Luftdruck und die Luftfeuchte gemessen und periodisch (etwa alle 0.5 Sekunden) an die Bodenstation gesendet. Daneben lässt sich mittels Radarpeilung oder durch Positionsbestimmung durch das Global Positioning System (GPS) auch die Windgeschwindigkeit und Windrichtung in den verschiedenen Höhen ableiten. Zur Weiterverarbeitung im meteorologischen Datennetz wird dieser relativ hoch-aufgelöste Datensatz jedoch reduziert, so dass die letztendlich gemeldeten, sogenannten TEMP Daten sich nur auf die Standard-Druckflächen und signifikante Druckflächen beziehen. Die Standard-Druckflächen umfassen dabei nach den WMO Vorgaben die festen Druckflächen von 1000, 925, 850, 700, 500, ... hPa und bilden das grobe Gerüst der TEMP Daten. Zusätzlich werden mit den signifikanten Druckflächen dann noch, neben den unmittelbaren Bodendaten, die

Daten angegeben, die eine signifikante Änderung von Temperatur, Feuchtigkeit und/oder Windrichtung, bzw. Windgeschwindigkeit aufweisen (markante Punkte).

Damit kommt es bei der Verwendung der TEMP-Daten zum Teil zu einer erheblichen Reduktion des ursprünglichen Datensatzes, die aber aus Gründen der Verfügbarkeit hingenommen werden muss.

## A.2 Thermodynamische Diagramme

Die durch die Radiosondenaufstiege gewonnenen Daten lassen sich in thermodynamische Diagramme einzeichnen und zu sogenannten Schichtungs- (Temperatur-) und Taupunktskurven verbinden. Mit diesen läßt sich ohne aufwendige Rechenarbeit der Zustand der Atmosphäre abschätzen bzw. lassen sich Zustandsänderungen von Luftpaketen bei Vertikalbewegungen untersuchen. Man kann beispielsweise die Stabilität der atmosphärischen Schichtung beurteilen und Aussagen über mögliche Wolkenunter- und Wolkenobergrenzen oder zahlreiche andere Maßzahlen und Größen machen, die für die Ausprägung der Gewitterzelle relevant sind.

Im Laufe der Jahre wurden verschiedene thermodynamische Diagramme entwickelt, wobei in dieser Arbeit das sogenannte skewT-logp Diagramm benutzt wird. Auf dessen Abszisse ist die Temperatur in °C linear aufgetragen, während die Ordinate aus dem Logarithmus des Luftdrucks mit einer Beschriftung in hPa besteht. Dabei sind zahlreiche Kurvenscharen in das Diagramm eingearbeitet, die zum einen als Gitter für die Eintragung eines bestimmten Datenpunktes dienen, zum anderen aber auch trocken-, pseudoadiabatische Zustandsänderungen kennzeichnen bzw. Diagrammpunkte mit gleichen bestimmten Zuständen verbinden.

Im Folgenden sollen, vor einer Beschreibung der Stabilitätsindizes, nur kurz zwei bestimmte und in der Arbeit genannte Maßzahlen oder Kennwerte der hochreichenden Feuchtekonvektion, die sich einfach aus den thermodynamischen Diagrammen ableiten lassen, angegeben werden. Für ausführlichere Beschreibung sei auf die einschlägige Literatur verwiesen (im Fall des des skewT-logp Diagramms vor allem auf Air Weather Service (1990b)).

### Niveau der freien Konvektion

Das Niveau der freien Konvektion (NFK - engl. *Level of Free Convection* (LFC); im Folgenden oder vorherigen weiter als LFC bezeichnet) ist die Höhe, bei der ein zunächst trockenadiabatisch, bei Sättigung feuchtadiabatisch gehobenes Luftpaket zum ersten Mal wärmer wird als die Umgebungsluft. Ab diesem Niveau hat das Luftpaket eine geringere Dichte als die Umgebungsluft und kann durch positive Auftriebskräfte (vgl. Gleichung 2.18) selbständig weiter aufsteigen.

### Gleichgewichtsniveau

Die Höhe, in der die Temperatur des vom LFC frei aufsteigenden Luftpakets die Umgebungstemperatur wieder erreicht und damit die Auftriebskräfte verschwinden, nennt man Niveau des neutralen Auftriebs (NNA) oder Gleichgewichtsniveau (engl. *equilibrium level* (EL); im Folgenden oder vorherigen weiter als EL bezeichnet). Das Gleichgewichtsniveau wird dabei häufig auch näherungsweise als Wolkenobergrenze interpretiert, wenn auch z.B. bei besonders kräftigen Aufwinden sich oberhalb des Gleichgewichtsniveaus ein sogenanntes *overshooting top* ausbilden kann.

## A.3 Stabilitätsindizes

Als generelle Voraussetzungen für eine hochreichende Konvektion und damit für die Gewitterbildung gelten (wie in Kapitel 2.2): (a.) eine ausreichend vertikal mächtige Sicht mit hoher Luftfeuchtigkeit in der unteren oder mittleren Troposphäre, (b.) eine latente Labilität und (c.) ein ausreichender Hebungsmechanismus. Um die ersten beiden Voraussetzungen bzw. deren Ausmaß zu quantifizieren, wurden seit den 1950er Jahren verschiedene thermodynamische und kinematische Parameter aufgestellt, die sogenannten Stabilitätsindizes. Der Hintergrund dieser Methode ist es, eine konsistente Methodik bereitzustellen, um das Potenzial starker Konvektion bzw. schwerer Gewitter in der vorherrschenden Luftmasse unter Benutzung von bestimmten operationell erfassten meteorologischen Messgrößen abzuschätzen.

Bei der Benutzung ist allerdings anzumerken, dass diese Indizes nur empirische Beziehungen darstellen. In der operationellen Wettervorhersage liefern sie eine rasche Abschätzung der atmosphärischen Gegebenheiten. Bei deren Benutzung sollte immer die Gesamtsituation betrachtet werden bzw. die Frage beantwortet werden, welche atmosphärischen Gegebenheiten der Index darstellt.

Aus der Fülle der Stabilitätsindizes sollen im Folgenden nur einzelne kurz erläutert werden, diejenigen, die in den Falluntersuchungen benutzt werden.

### CAPE

Der mittlerweile verbreitetste und wahrscheinlich nützlichste Parameter zur Evaluierung des Gewitterpotentials ist sicherlich die konvektive verfügbare Energie (CAPE = Convective Available Potential Energy), der von Weisman und Klemp (1982) definiert wurde. Die CAPE gibt die maximale Menge der potentiellen Energie an, die frei wird, wenn ein „virtuelles“ Luftpaket das Niveau

der freien Konvektion ( $LFC$ , bzw.  $z_{LFC}$ ) erreicht und durch die dann wirksamen Auftriebskräfte (siehe Glg. 2.18) bis zum Gleichgewichtsniveau ( $EL$ , bzw.  $z_{EL}$ ) aufsteigt:

$$\text{CAPE in [J/kg]} = g \int_{z_{LFC}}^{z_{EL}} \frac{T_{v,\text{Luftpaket}} - T_{v,\text{Umgebung}}}{T_{v,\text{Luftpaket}}} dz, \quad (\text{A.1})$$

wobei  $T_{v,\text{Luftpaket}}$  die jeweilige Temperatur des „virtuellen“ aufsteigenden Luftpakets und  $T_{v,\text{Umgebung}}$  die Umgebungstemperatur (Schichtungstemperatur) in K ist.

Im skewT-logp Diagramm, welches eine Variation des originalen Emagramms darstellt, das zuerst im Jahre 1884 von H. Hertz konstruiert wurde, ergibt sich die CAPE direkt aus der positiven Fläche zwischen der Hebungskurve des „virtuellen“ Luftpakets und der Temperaturkurve (Schichtungskurve). Durch die Verbindung zu den wirksamen Auftriebskräften wird in der Regel auch der Aufwind, dessen Stärke sich zu einem gewissen Grad auf die Gewitterstärke auswirkt, durch die CAPE beschrieben. Setzt man die CAPE gleich der kinetischen Energie, dann folgt für die maximale Vertikalgeschwindigkeit  $w_{max}$ :

$$w_{max} = \sqrt{2 \text{ CAPE}} \quad (\text{A.2})$$

Bei der Berechnung eines CAPE-Wertes muss prinzipiell noch bestimmt werden, welche Ausgangseigenschaften das gehobene „virtuelle“ Luftpaket besitzt. In dieser Arbeit wurden dazu dem Luftpaket die über die untersten 500 Meter gemittelte Temperatur und Luftfeuchte zugeordnet und damit die sogenannte MLCAPE (engl. **M**ixed **L**ayer CAPE) berechnet. Weitere Varianten sind die SBCAPE (engl. **S**urface **B**ased CAPE), bei der dem zu hebenden Luftpaket nur die einzelnen Bodenwerte zugeordnet werden und, die MUCAPE (engl. **M**ost **U**nstable CAPE), die „labilste“ CAPE aus dem labilsten Luftpaket der 300 hPa (dem Luftpaket mit der höchsten äquivalentpotentiellen Temperatur  $\Theta_e$ ).

Dazu muss noch erwähnt werden, dass ein hoher CAPE-Wert alleine noch nicht allzu viel Aussagekraft hat, es muss immer auch die gesamte Feuchtigkeit und vor allem die Windscherung zur Organisation und zur zusätzlichen Modifikation der Gewitterzelle betrachtet werden.

## CIN

Neben der CAPE als Energie, die durch eine instabile Schichtung frei werden kann, ist sicherlich auch die Energie von Bedeutung, die aufgewendet werden muss, um das Luftpaket von einem Ausgangsniveau  $z_0$  (etwa der Druckhöhe, bei der der Bodendruck um 50 hPa zurückgegangen ist) zum Niveau der freien Konvektion ( $LFC$ )  $z_{LFC}$  zu heben. Diese Energie wird durch die kon-

vektive Sperre oder Hemmung (engl. convective inhibition (CIN); im Folgenden oder vorherigen weiter als CIN bezeichnet) beschrieben:

$$\text{CIN in [J/kg]} = g \int_{z_0}^{z_{LFC}} \frac{T_{v,\text{Luftpaket}} - T_{v,\text{Umgebung}}}{T_{v,\text{Luftpaket}}} dz ,$$

Im skewT-logp Diagramm ergibt sich die CIN direkt aus der Fläche, die von der Hebungskurve des „virtuellen“ Luftpaketes und der Temperaturkurve (Schichtungskurve) bis zum LFC eingeschlossen wird. Hierbei gilt, dass je größer die CIN ist, desto stärker muss der Hebungsantrieb sein, damit ein Luftpaket das LFC erreicht und seine CAPE „entfalten“ kann.

In der „realen“ Welt verhält es sich so, dass zur Bildung starker Gewitter eine gewisse, aber nicht zu große CIN vorhanden sein sollte. Wenn die CIN zu stark ist, wird der Hebungsantrieb meist zu schwach sein, um die stabile Schichtung zu überwinden und das LFC zu erreichen. Allerdings wenn kaum CIN besteht, dann bildet sich schon recht rasch und recht verbreitet Konvektion aus, die sich durch den „Wettbewerb“ meist nur in flachen Cumulusfeldern äußert. Bei etwas mehr, aber nicht zu viel CIN kann sich erst - durch weitere Erwärmung - die Luft weiter mit Energie anreichern - bevor es zur Konvektion kommt - , und erst dann, wenn an einer Stelle schließlich die CIN überwunden wird, kann sich die ganze, zunächst „gedeckelte Energie“ in einen Ausbruch der heftigen Gewitterzelle konzentrieren. Mit anderen Worten: Das prä-konvektive Umfeld schwerer Gewitter ist meist mit einer mäßigen Inversion verbunden. Ein besonders bildlicher Name, der eine spezielle Form dieser vorherigen „Deckelung“ (eine Inversion unterhalb eines sehr instabilen Bereichs) beschreibt, ist die sogenannte Situation der „loaded gun“ - zu deutsch: geladene Pistole (Bluestein, 1993).

### Lifted Index (LI)

Der Lifted Index (LI) war, bevor sich die integrale Berechnung der CAPE mittels verbesserter Rechnerkapazitäten durchsetzte, einer der am weitesten verbreiteten Stabilitätsindizes.

Zu seiner Bestimmung wird ein Luftpaket vom Boden bis zum Hebungskondensationsniveau trockenadiabatisch und im weiteren Verlauf bis zum 500 hPa Niveau pseudoadiabatisch gehoben. Die Temperaturdifferenz zwischen der so erhaltenen Temperatur des Luftpaketes  $T_{\text{Boden} \rightarrow 500\text{hPa}}$  und der Umgebung in 500 hPa  $T_{500\text{hPa}}$  ist der Stabilitätsparameter Lifted Index:

$$\text{LI} = T_{500\text{hPa}} - T_{\text{Boden} \rightarrow 500\text{hPa}} \quad (\text{A.3})$$

Dabei bedeutet hier ein negativer Lifted Index, dass die Temperatur des Luftpaketes höher ist als

die der Umgebung und damit (nach Glg. 2.18) ein nach oben gerichteter Auftrieb herrscht, ein negativer Lifted Index also zumindest potenzielle Labilität ausdrückt. Auch hier gilt wie bei der CAPE, das man statt der Temperatur im Bodenniveau auch eine mittlere Temperatur über die untersten 500 Meter als Ausgangswert dem „virtuellen“ Luftpaket zuordnet.

### **Total Totals Index (TT)**

Der Total Totals Index (TT) stammt aus einer Zeit, als die Daten eines Radiosondenaufstiegs noch meist mit der Hand ausgewertet wurden und eine rasche Abschätzung der (potenziellen) Labilität benötigt wurde. Zu seiner Bestimmung wird direkt von Temperaturunterschieden verschiedener Niveaus ausgegangen. Er ermöglicht daher zunächst keine Annahmen über ein virtuelles Luftpaket. Der TT ist prinzipiell die Summe zweier anderer Stabilitätsindizes: dem Vertical Totals Index (VT) und dem Cross Totals Index (CT).

Dabei beschreibt der VT den vertikalen Temperaturgradienten (angenähert durch die Temperaturdifferenz) zwischen dem 850 hPa-Niveau  $T_{850\text{hPa}}$  und dem 500 hPa-Niveau  $T_{500\text{hPa}}$ :

$$VT = T_{850\text{hPa}} - T_{500\text{hPa}}$$

Der CT setzt die Luftfeuchte der unteren Atmosphärenschichten (abgeschätzt durch den Taupunkt im 850 hPa-Niveau  $Td_{850\text{hPa}}$ ) zur Temperatur in den mittleren Atmosphärenschichten (abgeschätzt durch die Temperatur im 500 hPa-Niveau  $T_{500\text{hPa}}$ ) in Bezug:

$$CT = Td_{850\text{hPa}} - T_{500\text{hPa}}$$

Damit wird der Total Total Index zu:

$$TT = VT + CT = (T_{850\text{hPa}} - T_{500\text{hPa}}) + (Td_{850\text{hPa}} - T_{500\text{hPa}}) \quad (\text{A.4})$$

Nach einigen statistischen Untersuchungen (Air Weather Service, 1990b) muss ab einem TT von 44 mit Gewittern gerechnet werden, wobei ab einem Wert von etwa 48 einzelne schwere Gewitter zu erwarten sind und ab einem Wert von 55 verbreitet schwere Gewitter. Allerdings gilt hierbei mehr denn je, dass ein solcher Index in der Vorhersage nur einen ersten Warnhinweis darstellt und zur genaueren Abschätzung der Labilität und des Gewitterpotenzials die gesamte dreidimensionale Verteilung der verschiedenen meteorologischen Parameter beachtet werden sollte.

### **Bulk Richardson Zahl (BRN)**

Im Gegensatz zu den zuvor beschriebenen Indices beinhaltet die Bulk Richardson Zahl (engl. *Bulk Richardson Number* - BRN; im Folgenden oder vorherigen weiter als BRN bezeichnet) auch einen Term zur Abschätzung der Windscherung, die die Organisation einer Gewitterzelle stark mitbestimmt. Im Speziellen ergibt sich die BRN aus dem dimensionslosen Verhältnis von Auftriebsenergie (repräsentiert durch die CAPE) und kinetischen Energien der Geschwindigkeits-scherung (repräsentiert durch die Differenz zwischen dem mittleren Windvektor der bodennahen Schicht  $v_0$  - meistens der mittlere Wind der untersten 500 m - und dem mittleren Windvektor in etwa 6 km Höhe  $v_6$  - meist als mittlerer Wind der Schicht zwischen 5.5 und 6.0 km Höhe):

$$\text{BRN} = \frac{\text{CAPE}}{0.5 (v_6 - v_0)^2}, \quad (\text{A.5})$$

wobei die Windgeschwindigkeiten in [m/s] und die CAPE in [J/kg] anzugeben sind.

Der Wert der BRN kann dabei evtl. eine erste Abschätzung der Organisationsform bzw. des zu erwartenden Gewittertyps liefern (Weisman und Klemp, 1982, 1984; Bertram, 2005). Wenn bei einer  $\text{BRN} > 50$  die CAPE groß ist, aber die Windscherung schwach, so sollen sich vor allem Einzelzellengewitter bilden. Bei einer etwas größeren Windscherung und damit im Bereich von BRN zwischen 35 und 50 sind eher Multizellengewitter zu erwarten. Wenn jedoch (bei einer generell hohen CAPE) auch die Windscherung stark ausgeprägt ist (bei einer  $\text{BRN} < 35$ ), dann können sich Superzellen entwickeln. In diesem Fall - so die Theorie - ist im Bereich eines kräftigen Aufwindes (hohe CAPE) mit der starken Windscherung einerseits eine langlebige Separation des Auf- und Abwindpaares möglich, andererseits kann durch die Windscherung generell in der Zelle eine (me-sozyklonale) Rotation entstehen, die die Superzelle letztendlich charakterisiert. Jedoch auch der Gebrauch der BRN ist nur als Hinweis zu sehen und nicht als festes Kriterium, das der gesamten Variabilität der Gewitterentwicklungen gerecht werden könnte.

## A.4 Terminologie der Gewitterzellen

### Terminologie der Gewitterzellen im realen, visuellen, radar- und software-spezifischen Umfeld

Wenn man an einem - meteorologisch - schönen Sommernachmittag am Himmel einen majestätischen Cumulonimbus erblickt, aus dem zeitweise einige (Wolke-Wolke oder Wolken- Erde) Blitze zucken, der dazu noch einen sichtbaren Regenvorhang aufweist, so kommuniziert man dieses materielle Gebilde den Mitmenschen gerne als Gewitter. Aber generell handelt es sich hierbei nur



Abbildung A.1: **links:** Foto der Gewitterwolke (Cumulonimbus capillatus incus) vom 20.08.2009 um 16:05 UTC bei Pforzheim. Kamera-Standort: Rheinstetten (Foto: Christian Ehmann) **rechts:** Überlagerung des Fotos mit einer MaxCAPPI Aufnahme der Gewitterzelle zur gleichen Zeit. Standort Radar: KIT Campus-Nord.

um das polydisperse heterogene System, das sich als Wolke manifestiert. Das eigentliche Gewitter umfasst einen wesentlich größeren Bereich, zu dem nicht zuletzt die umliegenden Luftbereiche gehören, in denen weitere das Gewitter bestimmende Prozesse stattfinden - wie beispielsweise das kompensierende Absinken um die Gewitterwolken und auch der evtl. beschleunigte Zuluftstrom, der nicht zuletzt im Hinblick auf eine eventuelle Gewitterbeeinflussung von Relevanz ist. Mit anderen Worten: Das, was real ein Gewitter ist, ist nicht das, was wir im Alltag gerne kommunizieren. Es gibt einen Unterschied zwischen dem Gewitterkomplex und dem, was der Mensch visuell erschließen kann. Die Augen sind in diesem Sinne unser Messsystem, mit dem wir aus dem Gewitterkomplex nur den Teil als für uns erkennbar extrahieren, der sich als sichtbare Wolke manifestiert.

Mit einem Niederschlagsradar hat man nun - neben unseren Augen - ein weiteres Instrument, mit dem man Teile oder Bereiche des Gewitterkomplexes - erfassen kann. Dabei sind hier andere Zusammenhänge wirksam, die dazu führen, dass das Bild, das wir einer Gewitterzelle radarmeteorologisch gleichsetzen - ähnlich den Schatten auf der Wand beim Höhlengleichnis von Platon - etwas zum Teil markant Anderes ist. Zwar haben wir einen deutlichen Informationsgewinn (durch die neuen „Augen“), jedoch auch hier müssen wir bedenken, dass es letztlich nur ein Ausschnitt des gesamten Komplexes ist, wir evtl. relevante Zusammenhänge (dadurch, dass wir bestimmte Bereiche oder Entwicklungsstadien einfach nicht erfassen können) nicht bemerken können und es trotz aller Sorgfalt in der wissenschaftlichen Arbeit deutliche Unsicherheiten gibt.

Diese Unsicherheiten werden dann auch durch die weitere Verarbeitung der Radardaten nicht wesentlich geringer. Um mit den Daten objektiv arbeiten und belastbare Aussagen treffen zu können,

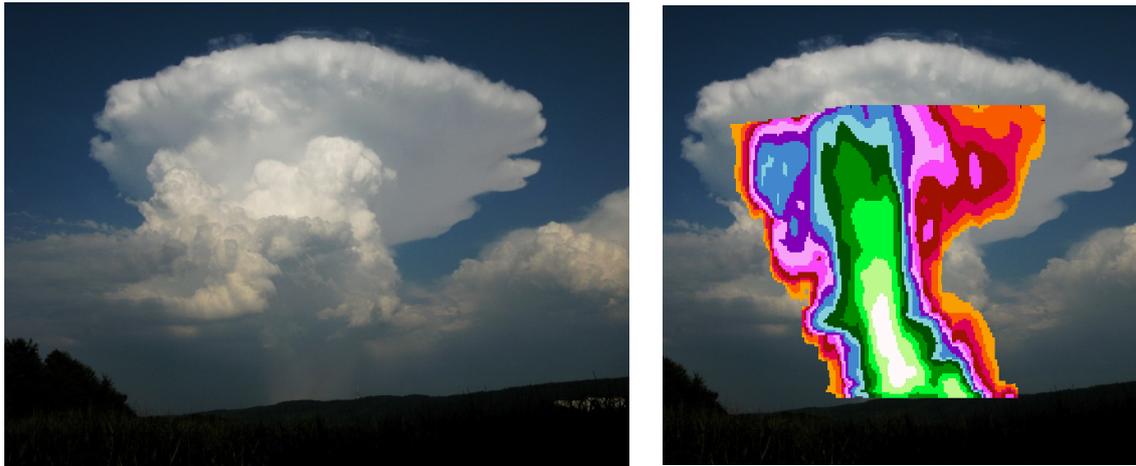


Abbildung A.2: **links:** Foto der Gewitterwolke (Cumulonimbus capillatus incus) vom 20.08.2009 gegen 16:00 UTC bei Pforzheim. Kamera-Standort: Ettlingen (Foto: Bernhard Mühr) **rechts:** Überlagerung des Fotos mit einer MaxCAPPI Aufnahme der Gewitterzelle zur ähnlichen Zeit. Standort Radar: KIT Campus-Nord.

ist zur objektiven Extraktion einer Gesamtheit, die das Gewitter repräsentieren soll, ein bestimmter Algorithmus nötig. In dieser Arbeit wird dies mit TRACE3D bewerkstelligt, der (modifiziert auf einen absoluten Schwellenwert) einen sogenannten Reflektivitätskern bereitstellt. Allein der namentliche Unterschied soll dabei schon aufzeigen, dass es letztlich nicht das Gewitter ist, was wir im strengen Sinne erfassen, sondern erst einmal ein Konstrukt. Es kommt daher zu weiteren Unsicherheiten, wenn wir dieses als den Repräsentant des Gewitters betrachten. Im Gegensatz zu den Radardaten sind durch einen festen Schwellenwert sicherlich auch weitere Teile des realen Gewitters herausgefallen, die Spuren im Reflektivitätsfeld hinterlassen haben.

Als Vergleich zu den Unterschieden zwischen dem menschlichen und „radarischen“ Bildern sollen die beiden Collagen (Abbildungen A.1 und A.2) dienen, die jeweils aus einer Überlagerung eines Radarbildes und einer Fotografie der in dieser Arbeit untersuchten pulsierenden Gewitterzelle vom 20.08.2009 um 16:00 UTC (18:00 MESZ) entstanden ist. Der Unterschied zwischen dem Blickwinkel des Fotos und des Radaraufnisses beträgt für die ersten Collage (Kamera Standort Rheinstetten) etwa  $30^\circ$  und für die zweite (Kamerastandort Ettlingen) etwa  $35^\circ$ . Die Entfernung Radar-Gewitterzelle beträgt etwa 24 km, die Entfernung der Fotoapparate zur Gewitterwolke in der ersten Collage etwa 30 km, in der zweiten etwa 24 km. Der Zeitpunkt aller drei Aufnahmen ist zwar insbesondere nach den Bilddaten der ersten Collage der gleiche, doch muss noch einmal darauf hingewiesen werden, dass die Fotografien eine (im Rahmen der Größe der Lichtgeschwindigkeit) gleichzeitige Erfassung der Wolke darstellen, während beim Radarbild zwischen den untersten Teilen des Bildes und den oberen Teilen des Bildes ein zeitlicher Versatz im Minutenbereich besteht (siehe auch Abschnitt 2.1.3). Dazu umfasst ein letztlich untersuchter RC in

den Radarbildern nur einen Bereich ab einem bestimmten Schwellwert (in diesem Fall ab 40 dBZ, was in der Farbskala (siehe Abschnitt A.5) als hellblau dargestellt wird).

## A.5 Hinweise zu den abgebildeten Radarbildern

Zur Übersichtlichkeit und Kompaktheit der Darstellungen ist in den dargestellten Radarbildern jeweils auf eine Legende der verschiedenen Reflektivitätsbereiche verzichtet worden. Diese soll nun hier im Anhang angegeben werden. In Abbildung A.3 - links findet sich die Legende für die Bilder vor dem Jahr 2008 , in Abbildung A.3 - rechts für die Bilder ab 2008.

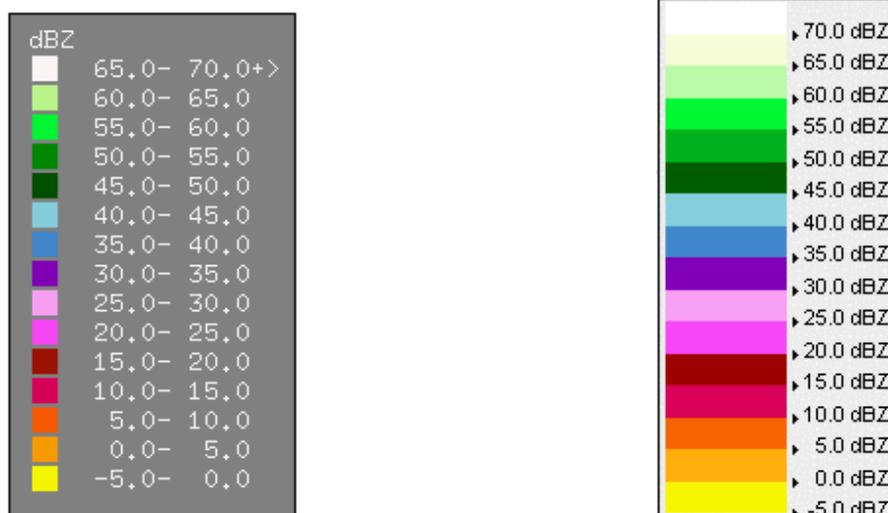


Abbildung A.3: **Links:** Legende der Reflektivitätsbereiche für Radarbilder vor dem Jahr 2008 - **Rechts:** Legende der Reflektivitätsbereiche für Radarbilder ab dem Jahr 2008

Dazu bedeutet die (vertikale) Skalierung am seitlichen Grafikrand (Ordinate) aller dargestellten Auf- oder Seitenrisse die Höhe über Grund in Kilometer. Die (horizontale) Skalierung am unteren Grafikrand (Abszisse) ist bei einem Seitenriss der horizontale Abstand zum Radar in Nord-Süd Richtung in Kilometer (mit einer positiv gezählten Nordrichtung und negativ gezählten Südrichtung). Bei einem Aufriss ist die (horizontale) Skalierung am unteren Grafikrand (Abszisse) der horizontale Abstand zum Radar in West-Ost Richtung in Kilometer (mit einer positiv gezählten Ostrichtung und negativ gezählten Westrichtung).

Bei einer Aufsicht ist die Skalierung am unteren Grafikrand (Abszisse) der horizontale Abstand zum Radar in West-Ost Richtung in Kilometer (mit einer positiv gezählten Ostrichtung und negativ gezählten Westrichtung). Die Skalierung am seitlichen Grafikrand (Ordinate) ist bei Aufsicht der horizontale Abstand zum Radar in Nord-Süd Richtung in Kilometer (mit einer positiv gezählten Nordrichtung und negativ gezählten Südrichtung).

## A.6 MaxCAPPIs der Zellen

Im Folgenden sind noch die Sequenzen der Aufsichten, Seiten- und Aufrisse der verschiedenen Zellen in der MaxCAPPI Darstellung wiedergegeben:

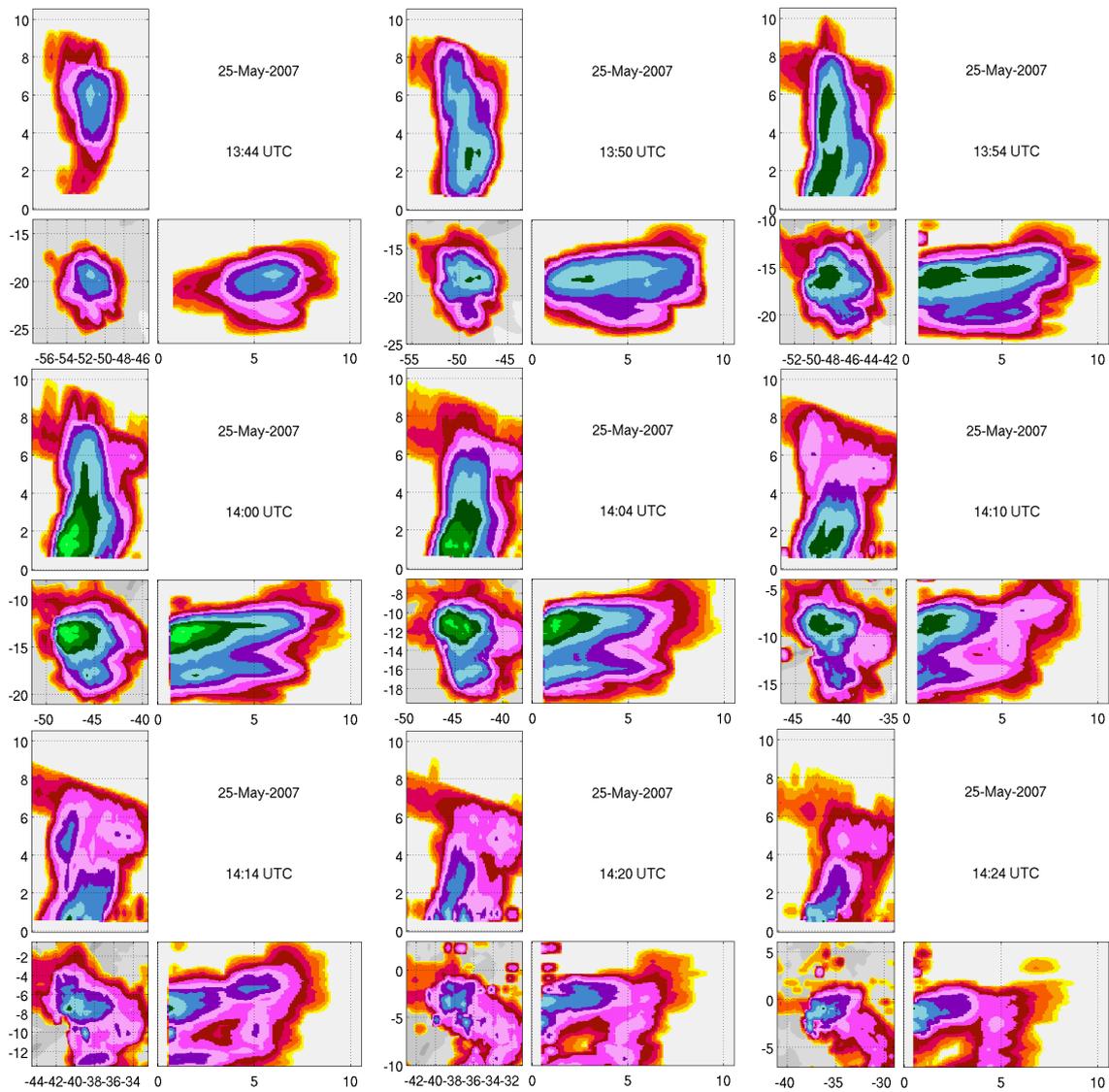


Abbildung A.4: MaxCAPPIs der ersten Zelle - 13:44 bis 14:24 UTC

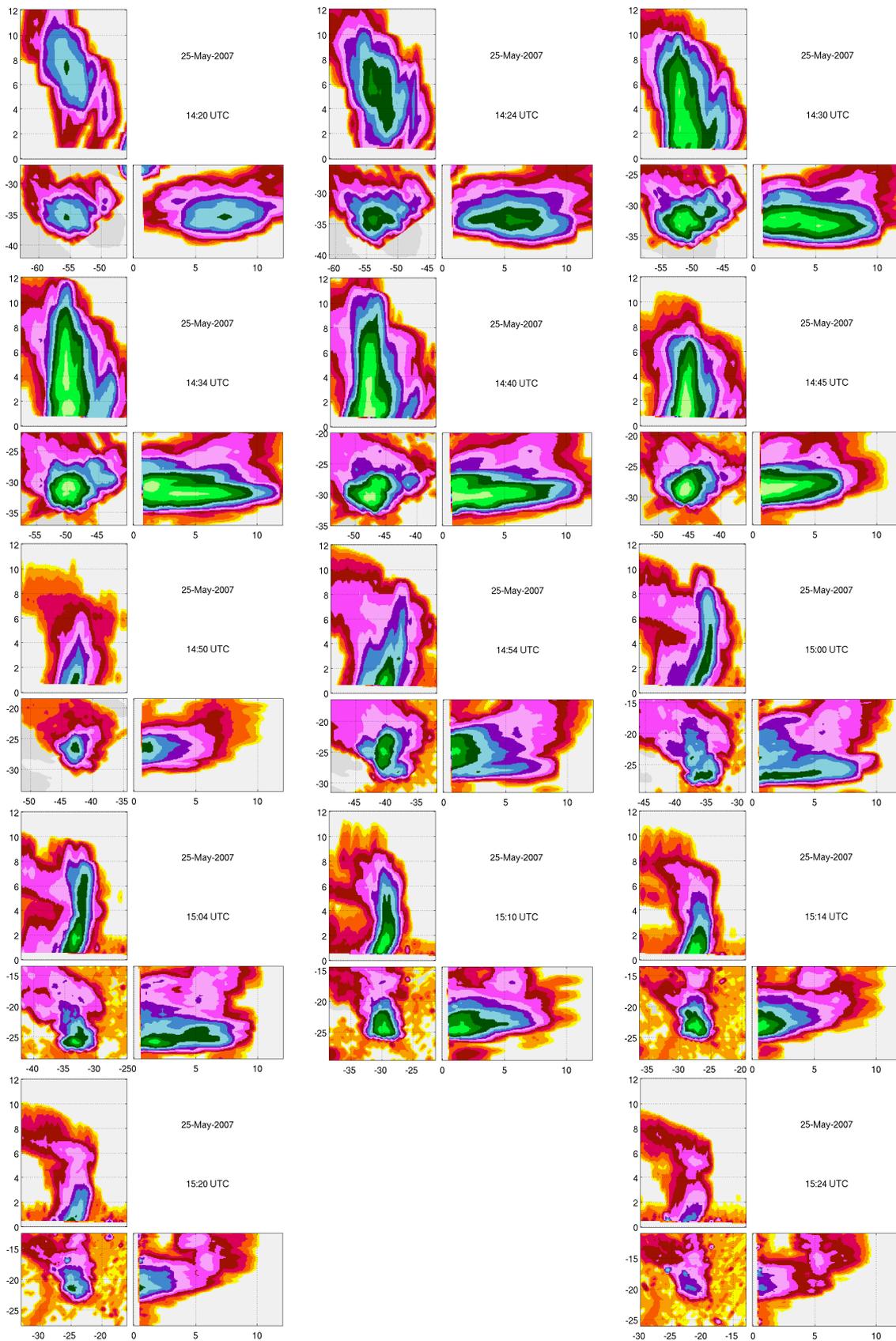


Abbildung A.5: MaxCAPPi der zweiten untersuchten Zelle - 14:20 bis 15:24 UTC



Abbildung A.6: MaxCAPPIs der dritten untersuchten Zelle - 15:14 bis 16:04 UTC

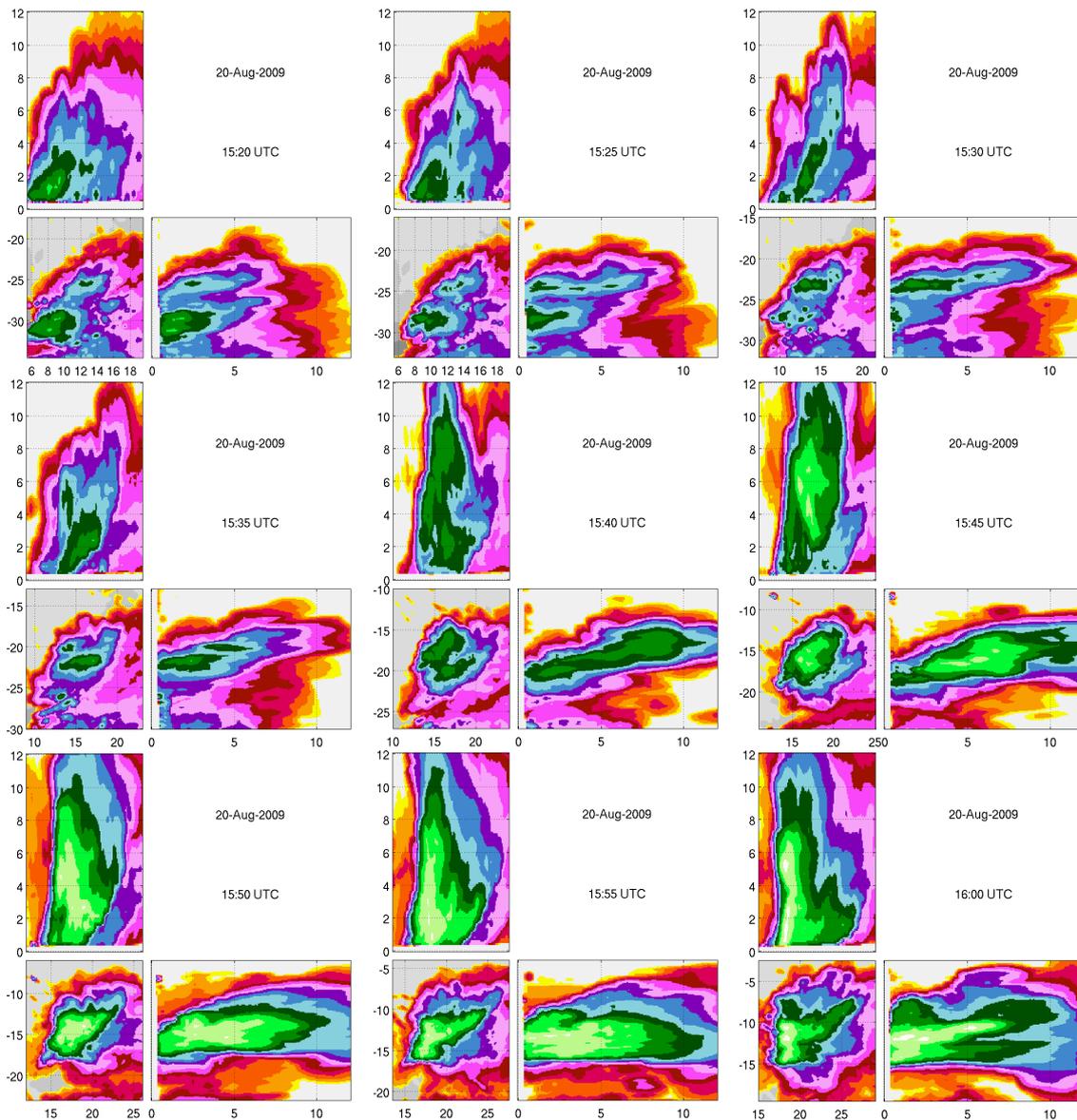


Abbildung A.7: MaxCAPPi der untersuchten Zelle vom 20.08.2009 - 15:20 bis 16:00 UTC

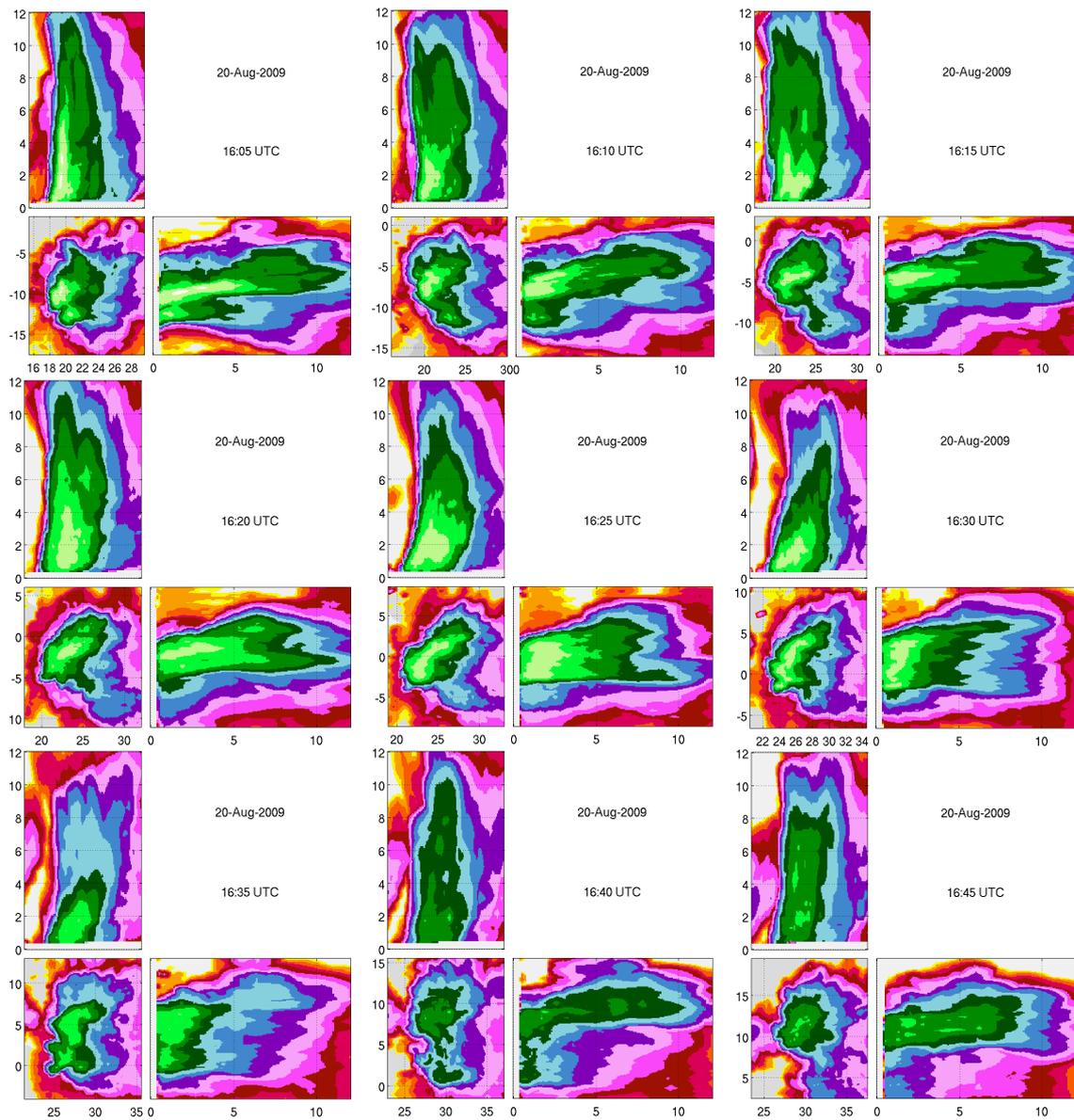


Abbildung A.8: MaxCAPPIs der untersuchten Zelle vom 20.08.2009 - 16:05 bis 16:45 UTC

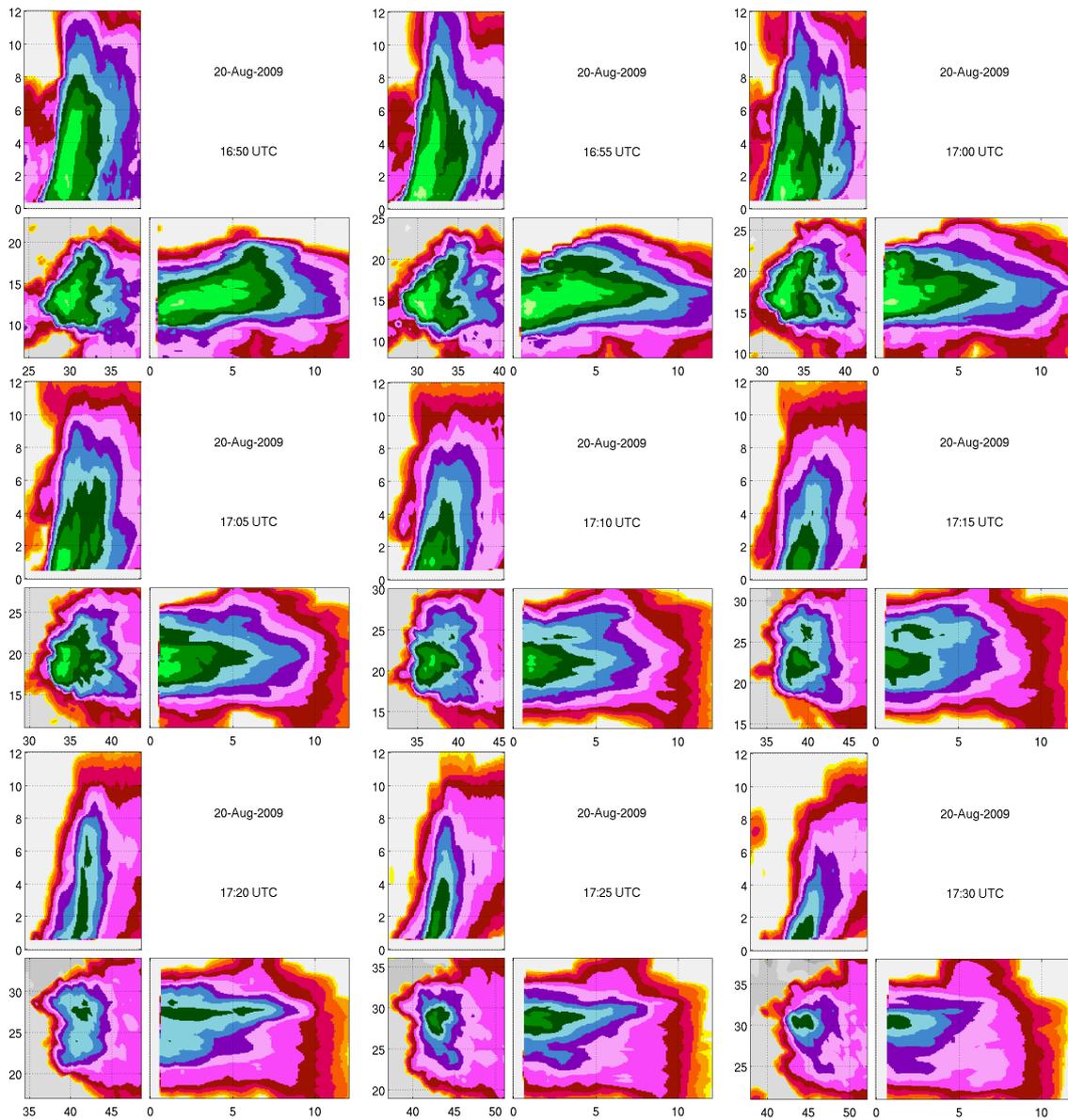


Abbildung A.9: MaxCAPPi der untersuchten Zelle vom 20.08.2009 - 16:50 bis 17:30 UTC

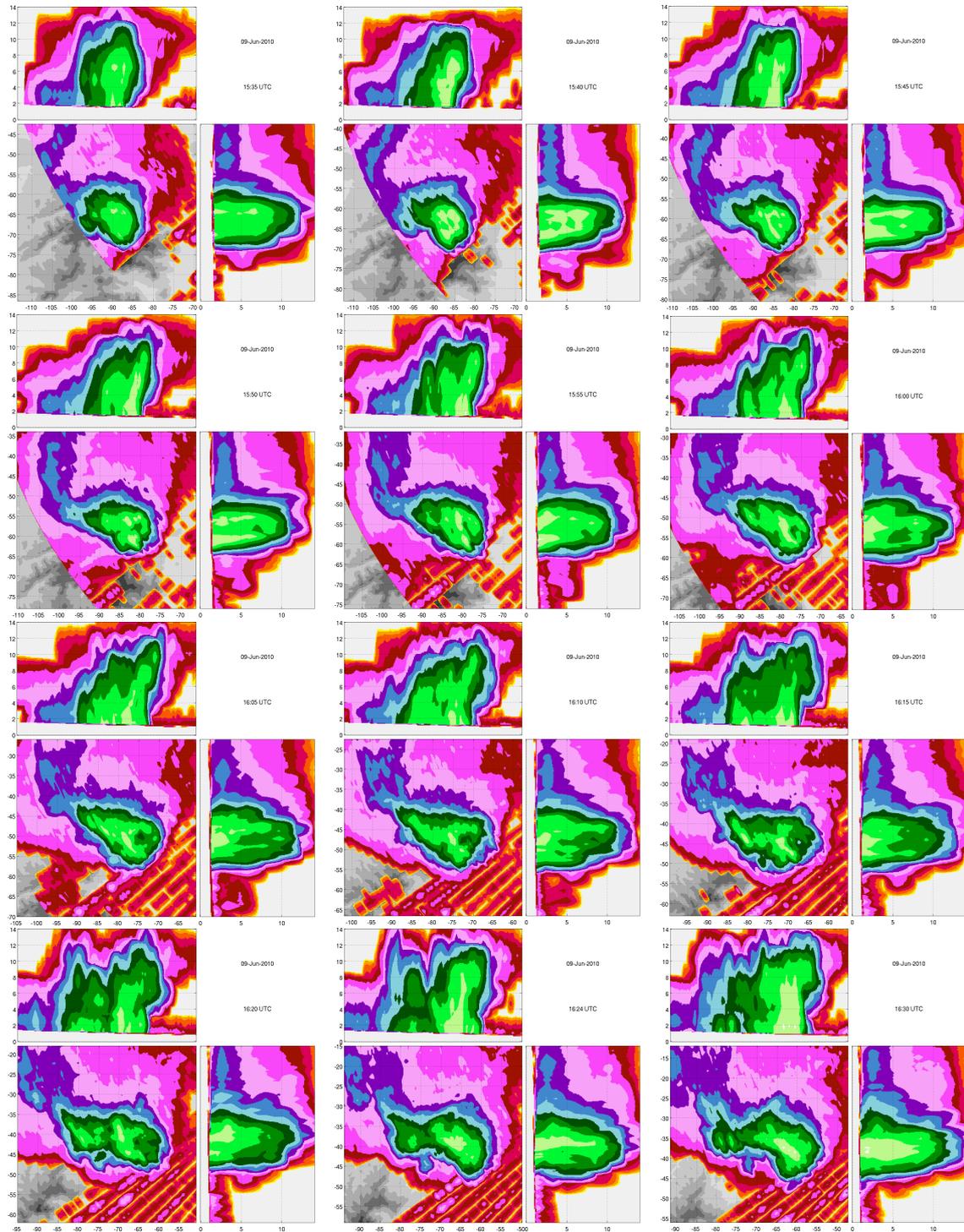


Abbildung A.10: MaxCAPPIs der untersuchten Zelle vom 09.06.2010 - 15:35 bis 16:30 UTC

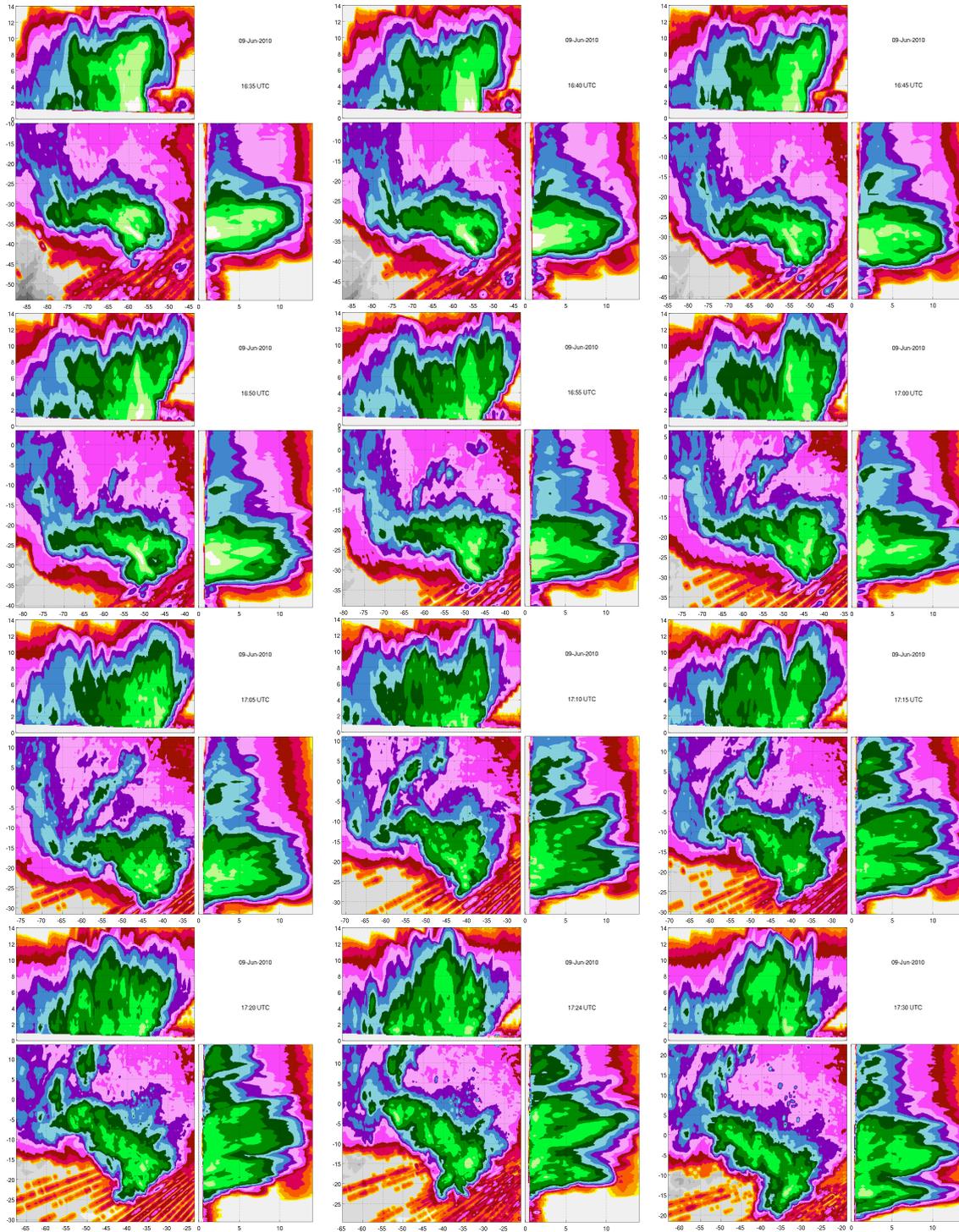


Abbildung A.11: MaxCAPPi der untersuchten Zelle vom 09.06.2010 - 16:35 bis 17:30 UTC

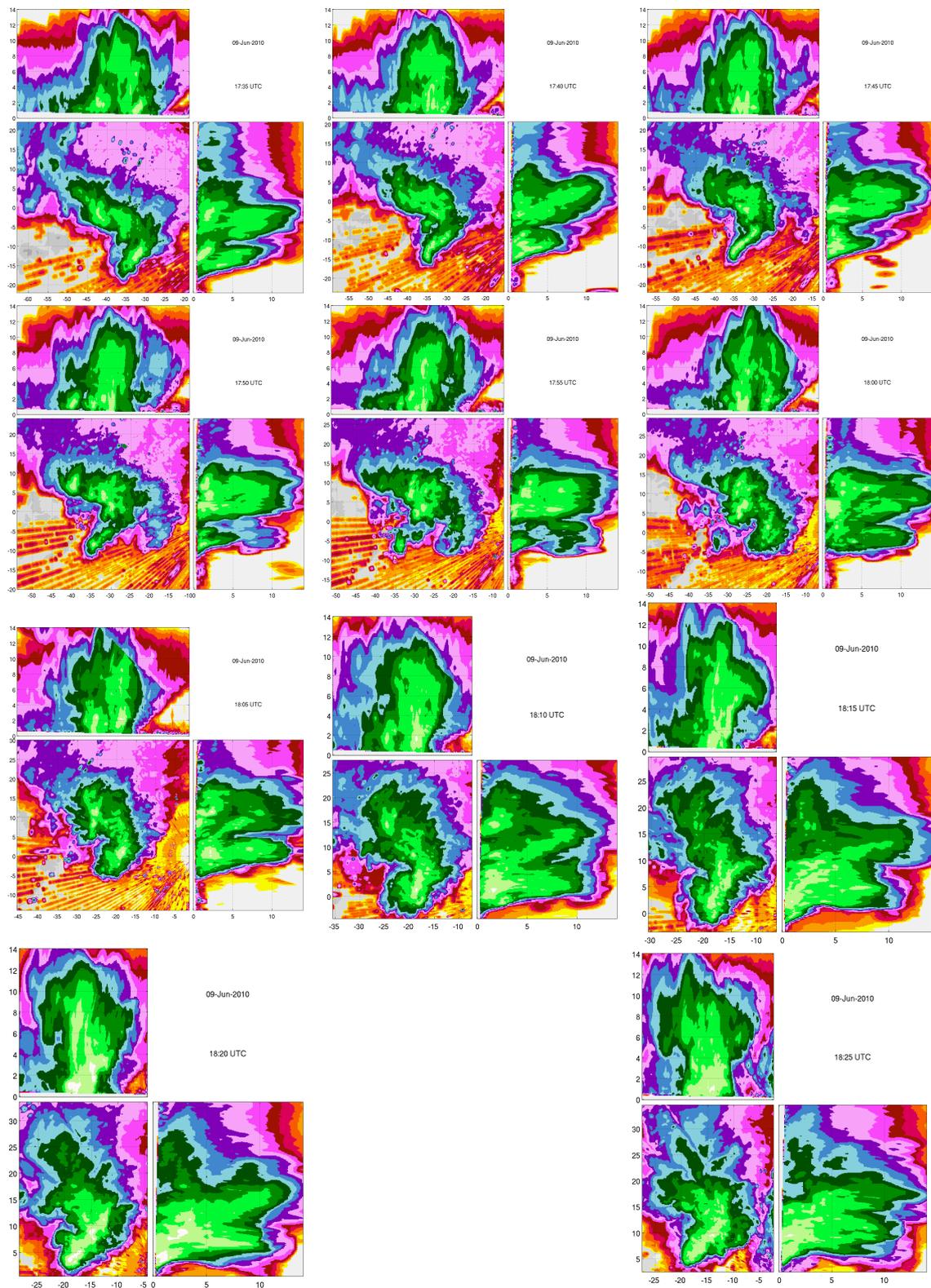


Abbildung A.12: MaxCAPPIs der untersuchten Zelle vom 09.06.2010 - 17:35 bis 18:25 UTC



# Literaturverzeichnis

Air Weather Service, 1990a: Convective Scale Dynamics, AWS/TR-90/001, by Capt. Hedges, J.R., Scott Air Force Base, Ill., 35 pp.

Air Weather Service, 1990b: The Use of the Skew T, Log P Diagram in Analysis and Forecasting, AWS/TR-79/006, U.S. Air Force, Revised 1979, 144 pp.

Amburn, S. und P. Wolf, 1997: VIL Density as a Hail Indicator. *Wea. Forecasting*, **12**, 473–478.

Anderson, C. E., 1960: A study of the pulsating growth of cumulus clouds. Dissertation, Massachusetts Institute of Technology.

Arasa, N. D., 2010: Development of an object oriented thunderstorm nowcasting system for Barcelona Airport. Masterthesis, Universitat Politècnica de Catalunya.

Atlas, D., R. Srivastava, und R. Sekhon, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **11**, 1–35.

Battan, L., 1973: *Radar observations of the atmosphere*. The University of Chicago Press, Chicago, 324 pp.

Battan, L. J., 1964: Some observations of vertical velocities and precipitation sizes in a thunderstorm. *J. Appl. Meteor.*, **3**, 415–420.

Battan, L. J. und J. B. Theiss, 1965: Observations of vertical motions and particle sizes in a thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 78–87.

Bean, B. R. und E. J. Dutton, 1968: *Radio Meteorology*. Dover Publications, New York, 453 pp.

Bech, J., B. Codina, J. Lorente, und D. Bebbington, 2002: Monthly and daily variations of radar propagation conditions: How "normal" is normal propagation? *Proc. 2<sup>nd</sup> European Conf. of Radar Meteorology*, 18.-22. November 2002, Delft, NL, 35–39.

- Beheng, K. D., 1998: Grundlagen der Wolkenmikrophysik und der Dynamik von Wolken und Fronten. *Annalen der Meteorologie (38) - Herbstschule Radarmeteorologie*, DWD, Oberpfaffenhofen, 7–24.
- Bertram, I., 2005: Bestimmung der Wasser- und Eismasse hochreichender konvektiver Wolken anhand von Radardaten, Modellergebnissen und konzeptionellen Beobachtungen. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe.
- Blahak, U., 2004: Analyse des Extinktionseffektes bei Niederschlagsmessungen mit einem C-Band Radar anhand von Simulation und Messung. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe.
- Bluestein, H., 1993: *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Vol. II, Observation and Theory of Weather Systems*. Oxford University Press, New York, 594 pp.
- Bluestein, H. B. und M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation- severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42 (16)**, 1711–1732.
- Bronstein, I. N. und K. A. Semendjajew, 1991: *Taschenbuch der Mathematik*, 25. Auflage, BG Teubner Verlagsgesellschaft, Stuttgart Leipzig und Verlag Nauka, Moskau.
- Browning, K., 1983: The role of radar in weather forecasting. *Phys. Technol.*, **14**, 140–145.
- Browning, K. A., 1962: Cellular structure of convective storms. *Meteor. Mag.*, **91**, 341–350.
- Browning, K. A., 1963: The growth of large hail within a steady updraught. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **89**, 490–506.
- Browning, K. A., 1964: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 634–639.
- Browning, K. A., 1965: Some inferences about the updraft within a severe local storm. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 669–677.
- Browning, K. A. und D. Atlas, 1965: Initiation of precipitation in vigorous convective clouds. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 678–683.
- Browning, K. A. und R. J. Donaldson Jr., 1963: Airflow and structure of a tornadic storm. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 533–545.

- Browning, K. A. und G. B. Foote, 1976: Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 499–533.
- Browning, K. A., T. W. Harrold, A. J. Whyman, und J. G. D. Beimers, 1968: Horizontal and vertical air motion and precipitation growth, within a shower. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **94**, 498–509.
- Browning, K. A. und F. H. Ludlam, 1962: Airflow in convective storms. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **88**, 117–135.
- Browning, K. A., et al., 1976: A structure of an evolving hailstorm, Part V: Synthesis and implication for hail growth and hail suppression. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 603–610.
- Bunkers, M., B. Klimowski, J. Zeitler, R. Thompson, und M. Weisman, 2000: Predicting supercell motion using a new hodograph technique. *Wea. Forecasting*, **15**, 61–79.
- Bunkers, M. J., 2010: Vertical wind shear associated with left-moving supercells. *Wea. Forecasting*, **17**, 845–855.
- Byers, H. und R. Braham Jr, 1948: Thunderstorm structure and circulation. *J. Atmos. Sci.*, **5**, 71–86.
- Cerniglia, C. S. und W. R. Snyder, 2002: Development of warning criteria for severe pulse thunderstorms in the northeastern United States using the WSR-88D. *Eastern Region Technical Attachment*, **3**, 14.
- Chalon, J. P., J. C. Frankhauser, und E. P. J., 1976: A structure of an evolving hailstorm, Part I: General characteristics and cellular structure. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 564–575.
- Changnon, S. A., 1962: Areal frequencies of hail and thunderstorm days in Illinois. *Mon. Wea. Rev.*, **90**, 519–524.
- Changnon, S. A., 1967: Areal-temporal variations of hail intensity in Illinois. *J. Appl. Meteor.*, **6**, 536–541.
- Chisholm, A. J. und J. H. Renick, 1972: The kinematics of multicell and supercell Alberta hailstorms. *Alberta Hail Studies*, Research Council of Alberta Hail Studies, Rep. 72-2, Edmonton, 24–31.
- Chromov, S. P., N. Koncek, und G. Swoboda, 1942: *Einführung in die synoptische Wetteranalyse*, 2. Auflage. J. Springer, Wien, 325 pp.

- Dahl, J. M. L., 2006: Supercells - their dynamics and prediction. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin.
- Davies-Jones, R., 2002: Linear and nonlinear propagation of supercell storms. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 3178–3205.
- Dixon, M. und G. Wiener, 1993: TITAN: Thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting - a radar-based methodology. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **10**, 532–542.
- Donaldson Jr, R. J., 1961: Radar reflectivity profiles in thunderstorms. *J. Atmos. Sci.*, **18**, 292–305.
- Doswell, C., 1987: The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea. Forecasting*, **2**, 3–16.
- Doswell, C. und E. Rasmussen, 1994: The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations. *Wea. Forecasting*, **9**, 625–629.
- Doswell III, C., 1991: A review for forecasters on the application of hodographs to forecasting severe thunderstorms. *Nat. Wea. Digest*, **16** (1), 2–16.
- Doviak, R. J. und D. S. Zrnic, 1993: *Doppler Radar and Weather Observations*. Academic Press, San Diego, 562 pp.
- DWD, 2007: Deutscher Wetterdienst - Witterungsreport Express - Mai 2007.
- DWD, 2010a: Deutscher Wetterdienst - Witterungsreport Express - Juni 2010.
- DWD, 2010b: Deutscher Wetterdienst - Witterungsreport Express - Mai 2010.
- Etling, D., 1996: *Theoretische Meteorologie- Eine Einführung*. Vieweg Verlagsgesellschaft, Braunschweig/Wiebaden, 318 pp.
- Fabry, F., C. Frush, I. Zawadzki, und A. Kilambi, 1997: On the extraction of near-surface index of refraction using radar phase measurements from ground targets. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **14**, 978–987.
- Fawbush, E. J., R. C. Miller, und L. G. Starrett, 1951: An empirical method of forecasting tornado development. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **32**, 1–9.
- Ford, P. und T. Murphee, 2003: Atmospheric refraction: How electromagnetic waves bend in the atmosphere and why it matters, uS Naval Postgraduate School, San Diego, 11 pp.

- Geotis, S. G., 1971: Thunderstorm water contents and rain fluxes deduced from radar. *J. Appl. Meteor.*, **10**, 1233–1237.
- Germann, U., 1999: Radom attenuation - a serious limiting factor for quantitative radar measurements? *Meteor. Z.*, **8**, 85–90.
- Grenier, J. C., P. Admirat, und S. Zau, 1983: Hailstone growth trajectories in the dynamic evolution of a moderate hailstorm. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1008–1021.
- Hagen, M., H. Gysi, und P. Lang, 1998: Ableitung von Windfeldern aus Radarmessungen. *Annalen der Meteorologie (38) - Herbstschule Radarmeteorologie*, DWD, Oberpfaffenhofen, 87–100.
- Handwerker, J., 2002: Cell tracking with TRACE3D - a new algorithm. *Atmos. Res.*, **61**, 15–34.
- Handwerker, J., J. Reßing, und K. D. Beheng, 2000: Tracking convective cells in the Upper Rhine Valley. *Phys. Chem. Earth (B)*, **25 (10-12)**, 1317–1322.
- Hannesen, R., 1998: Analyse konvektiver Niederschlagssysteme mit einem C-Band Dopplerradar in orographisch gegliedertem Gelände. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe.
- Hartree, D. R., J. Michel, und P. Nicolson, 1946: Practical methods for the solution of the equations of tropospheric refraction. *Meteorological factors in radio wave propagation*, *The Physical Society*, London, 127–168.
- Henry, S., 1993: Analysis of thunderstorm lifetime as a function of size and intensity. *Preprints, 26<sup>th</sup> Conf. on Radar Meteorology*, 24.-28. Mai 1993, Norman, OK, Amer. Meteor. Soc., 138–140.
- Hermant, A., 2002: *Gewitter - Faszination eines Phänomens*. Delius Klasing, Bielefeld, 254 pp.
- Hitschfeld, W., 1986: The invention of radar meteorology. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **67 (1)**, 33–37.
- Hohl, R., H. Schiesser, und D. Aller, 2002: Hailfall: the relationship between radar-derived hail kinetic energy and hail damage to buildings. *Atmos. Res.*, **63 (3-4)**, 177–207.
- Holleman, I., 2001a: Estimation of the maximum velocity of convective wind gusts. *Internal KNMI report*, 1–26.
- Holleman, I., 2001b: *Hail detection using single-polarization radar*. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI), 72 pp.

- Höller, H., 1998: Hochreichende Konvektion. *Annalen der Meteorologie (38) - Herbstschule Radarmeteorologie*, DWD, Oberpfaffenhofen, 87–100.
- Höller, H. und P. F. Meischner, 1993: Untersuchung von mikro- und makrophysikalischen Strukturen und Prozessen in Hagelwolken im Hinblick auf deren Beeinflussbarkeit. Forschungsbericht 93-25, Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt, 68 pp.
- Houze, R., 1993: *Cloud dynamics*, Vol. 53. Internat. Geoph. Ser., Academic Press, San Diego, 573 pp.
- ITU, 1999: The radio refractive index: Its formula and refractivity data, Recommendation ITU-R P.453-7, 10 pp.
- Jaeneke, M., 1998: Operationelles Nowcasting von Gewittern. *Annalen der Meteorologie (38) - Herbstschule Radarmeteorologie*, DWD, Oberpfaffenhofen, 149–167.
- Johns, R. und C. Doswell, 1992: Severe local storms forecasting. *Wea. Forecasting*, **7**, 588–7612.
- Johnson, J. T., P. MacKeen, A. Witt, E. D. Mitchell, S. G. J., M. D. Eilts, und K. W. Thomas, 1998: The storm cell identification and tracking algorithm: An enhanced WSR-88D algorithm. *Wea. Forecasting*, **13**, 263–276.
- Joss, J., et al., 1998: *Operational Use of Radar for Precipitation Measurements in Switzerland*. Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, 121 pp.
- Kessler, E., 1986: *Thunderstorm Morphology and Dynamics*. University of Oklahoma Press, Norman, 411 pp.
- Khodayar Pardo, S., 2009: High-resolution analysis of the initiation of deep convection forced by boundary-layer processes. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität (TH) Karlsruhe.
- Knöpfel, R., 2004: Früherkennung und Kurzfristvorhersage von Superzellen. Diplomarbeit, Institut für Atmosphäre und Klima, ETH Zürich.
- Konantz, B., 2002: Analyse der Zugbahnen sommerlicher konvektiver Zellen im Oberrheingebiet mit dem Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe.
- Kraus, H. und U. Ebel, 2003: *Risiko Wetter - Die Entstehung von Stürmen und anderen atmosphärischen Gefahren*. Springer, Berlin Heidelberg, 250 pp.

- Krauss, T., 1999: *Hail Suppression*. 7th WMO Scientific Conference on Weather Modification, Chiang Mai, Thailand, 17.-22. Februar 1999.
- Krauss, T. W. und J. D. Marwitz, 1984: Precipitation processes within an Alberta supercell hail-storm. *J. Atmos. Sci.*, **41** (6), 1025–1034.
- Kunz, M., C. Hauck, und C. Kottmeier, 2003: Meteorologische Naturgefahren, Skript zur Vorlesung, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe.
- Kurz, M., 1986: *Die Entwicklung der Wetterlage des Münchener Hagelunwetters vom 12. Juli 1984*. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 170, Offenbach am Main.
- Kurz, M., 1998: *Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Nr. 8: Synoptische Meteorologie*. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main, 197 pp.
- LaDue, J. G. und D. S. LaDue, 2008: Convective storm classification: Is it in need of change? *Extended Abstract, 24<sup>th</sup> Conf. on Severe Local Storms*, 27.-31. Oktober 2008, Savannah, GA, Amer. Meteor. Soc.
- Lang, P., 1997: Zellentwicklungen und konvektive Niederschlagsprozesse aus der Sicht eines Radars. *Promet*, **26**, 43–52.
- Lemon, L. R., 1976: Wake vortex structure and aerodynamic origin in severe thunderstorms. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 678–685.
- Lemon, L. R., 1998: The radar „three-body scatter spike“: An operational large-hail signature. *Wea. Forecasting*, **13** (2), 327–340.
- Li, L., W. Schmid, und J. Joss, 1995: Nowcasting of motion and growth of precipitation with radar over a complex orography. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1286–1300.
- Liljequist, G. H. und K. Cehak, 1984: *Allgemeine Meteorologie, 3. Auflage*. Vieweg Verlag, Braunschweig, 396 pp.
- Liu, J. und H. Orville, 1969: Numerical modeling of precipitation and cloud shadow effects on mountain induced cumuli. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 1283–1289.
- MacKee, P. L., H. E. Brooks, und K. L. Elmore, 1999: Radar reflectivity-derived thunderstorm parameters applied to storm longevity forecasting. *Wea. Forecasting*, **14**, 289–298.
- Marshall, J. und W. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165–166.

- Marwitz, J. D., 1972a: The structure and motion of severe hailstorms. Part I: Supercell storms. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 166–179.
- Marwitz, J. D., 1972b: The structure and motion of severe hailstorms. Part II: Multi-cell storms. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 180–188.
- Marwitz, J. D., 1972c: The structure and motion of severe hailstorms. Part III: Severely sheared storms. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 189–201.
- Maynard, R., 1945: Radar and weather. *J. Meteor.*, **2**, 214–226.
- Meischner, P., 2004: *Weather Radar - Principles and Advanced Applications*. Springer, Berlin, 337 pp.
- Mezeix, J. F., 1990: Further exploratory evaluations of Grossversuch IV using hailpad data: Analysis of hail patterns and stratification by storm type for seeding effect. *J. Appl. Meteor.*, **29**, 401–417.
- Miller, R. C., 1967: *Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Military Weather Warning Center*. AWS Tech. Report 200, Headquarters Air Weather Service, Scott, AFB, 94 pp.
- Miranda, J., 2008: A formal evaluation of storm type versus storm motion. Dissertation, University of Missouri.
- Neuper, M., 2009: Anomale Strahlausbreitung - Prinzip und Fallbeispiele. Seminararbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe.
- Neuper, M., 2011: Regionale Windsysteme der Erde, URL <http://www.mondorf-wetter.de/regiowind/windb04.htm>, (abgerufen am 25.11.2011).
- Nielsen-Gammon, J. W. und W. L. Read, 1995: Detection and interpretation of left-moving severe thunderstorms using the WSR-88D: A case study. *Wea. Forecasting*, **10**, 127–140.
- NWS, 2011: National Weather Service der NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration - Advanced Warning Operations Course, URL <http://www.wdtb.noaa.gov/courses/awoc/awoc.html>, (abgerufen am 15.04.2011).
- Peterson Jr., R. E., 1984: A triple-Doppler radar analysis of a discretely propagating multicell convective storm. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2973–2990.

- Probert-Jones, J., 1962: The radar equation in meteorology. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **88**, 485–495.
- Puskeiler, M., 2009: Analyse der Hagelgefährdung durch Kombination von Radardaten und Schadendaten für Südwestdeutschland. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe.
- Reßing, J., 2000: Vorhersage der Zugbahnen konvektiver Zellen mit Hilfe des radardatengestützten Algorithmus TRACE3D. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe.
- Rinehart, R., 1991: *Radar for Meteorologists*. Univ. North Dakota, Grand Forks, 58206-6124, US, 334 pp.
- Rinne, H., 1997: *Taschenbuch der Statistik, 2. Auflage*. Verlag Harri Deutsch, Thun, 650 pp.
- Rosenfeld, D., 1987: Objective method for analysis and tracking of convective cells as seen by radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, 422–434.
- Rotunno, R. und J. B. Klemp, 1982: The influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion. *Mon. Wea. Rev.*, **110** (2), 136–151.
- Rotunno, R., J. B. Klemp, und M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **45** (3), 463–485.
- Sacher, D., 1997: Ableitung von Windprofilen aus Messungen mittels Radiosonden und mit einem Doppler-Radar - ein Vergleich. Seminararbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe.
- Sauvageot, H. R., 1992: *Radar Meteorology*. Artech House, Boston, 384 pp.
- Schamp, H., 1964: *Die Winde der Erde und ihre Namen: Regelmässige, periodische und lokale Winde als Klimatelemente: Ein Katalog*. aus der Reihe: Erdkundliches Wissen, Heft Nr. 8; Verlag F. Steiner, Wiesbaden, 127 pp.
- Scherhag, R., 1948: *Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose*. Springer, Berlin Göttingen Heidelberg, 424 pp.
- Schiesser, H. H., 1985: Grossversuch IV: „Extended area“ effects on rainfall. *J. Climate Appl. Meteor.*, **24**, 236–251.

- Schönwiese, C. D., 2000: *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*, 3. Auflage. Gebrüder Borntraeger, Berlin Stuttgart, 289 pp.
- Smith, P. L., 2004: The hail problem. Vortragstext an der l'Escola Tècnica Superior d'Enginyeria Agrària, Lleida, Spanien.
- Stalker, J. R. und K. R. Knupp, 2002: A method to identify convective cells within multicell thunderstorms from multiple Doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, **130** (1), 188–195.
- Straub, W., 2002: Verfahren zur Korrektur vertikaler Variationen der Reflektivität bei Niederschlagsmessungen mit einem C-Band Radar. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe.
- Trauth, M., R. Gebbers, und N. Marwan, 2010: *MATLAB® recipes for Earth Sciences*. Springer Verlag, Heidelberg, 336 pp.
- Triplet, J. und G. Roche, 1986: *Météorologie Générale*. Météo France, Trappes, 317 pp.
- Turton, J. D., D. A. Bennets, und S. F. G. Farmer, 1988: An introduction to radio ducting. *Meteor. Mag.*, **62**, 245–254.
- Tuschy, H., 2009: Examination of severe thunderstorm outbreaks in Central Europe. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck.
- UCAR, 2003a: University Corporation for Atmospheric Research - A Convective Storm Matrix: Buoyancy/Shear Dependencies, URL <http://www.meted.ucar.edu/convectn/csmatrix/>, (abgerufen am 12.10.2007).
- UCAR, 2003b: University Corporation for Atmospheric Research - A MCS Matrix, URL <http://www.meted.ucar.edu/convectn/csmatrix/>, (abgerufen am 16.10.2007).
- UCAR, 2003c: University Corporation for Atmospheric Research - Principles of Convection II: Using Hodographs, URL <http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/hodograf/>, (abgerufen am 13.08.2006).
- UCAR, 2004: University Corporation for Atmospheric Research - Severe Convection II: Mesoscale Convective Systems, URL <http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/severe2/>, (abgerufen am 10.09.2007).

- UCAR, 2010: University Corporation for Atmospheric Research - Radar Signatures for Severe Convective Weather, URL <http://www.meted.ucar.edu/radar/severe/signatures/index.htm>, (abgerufen am 12.01.2011).
- Vasquez, T., 2002: *Weather forecasting handbook*. Weather graphics technologies, Garland TX, 198 pp.
- Waldteufel, P. und H. Corbin, 1979: On the analysis of single-Doppler radar data. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 532–542.
- Waldvogel, A., 1974: The  $N_0$  - jump of raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1076–1078.
- Waldvogel, A., B. Federer, und P. Grimm, 1979: Criteria for the detection of hail cells. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1521–1525.
- Waldvogel, A., B. Federer, und W. Schmid, 1978: The kinetic energy of hailfalls. Part II: Radar and hailpads. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1680–1693.
- Weber, M., M. Stone, und J. Cullen, 1993: Anomalous propagation associated with thunderstorm outflows. *Preprints, 26<sup>th</sup> Conf. on Radar Meteorology*, 24.-28. Mai 1993, Norman, OK, Amer. Meteor. Soc., 238–240.
- Weisman, M. L. und J. Klemp, 1984: The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2479–2498.
- Weisman, M. L. und J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical windshear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 707–718.
- Weisman, M. L. und J. B. Klemp, 1986: Characteristics of isolated convective storms. *Mesoscale meteorology and forecasting*, P. S. Ray, Ed., Amer. Meteor. Soc., 331–358.
- Wexler, R., 1953: Radar echoes from a growing thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **10**, 285–290.
- Whiteman, C. D., 2000: *Mountain meteorology, fundamentals and applications*. Oxford University Press, New York, 355 pp.
- Whiton, R., P. Smith, S. Bigler, K. Wilk, und A. Harbuck, 1998: History of Operational Use of Weather Radar by U.S. Weather Services. Part I: The Pre-NEXRAD Era. *Wea. Forecasting*, **13**, 219–243.
- Wilson, J., N. Crook, C. Mueller, J. Sun, und M. Dixon, 1998: Nowcasting thunderstorms: A status report. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79** (10), 2079–2099.

Witt, A., M. D. Eilts, G. J. Stumpf, J. T. Johnson, E. D. W. Mitchell, und K. W. Thomas, 1998: An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D. *Wea. Forecasting*, **13** (2), 286–303.

Witt, A. und S. P. Nelson, 1991: The use of single-Doppler radar for estimating maximum hailstone size. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 425–431.

# Danksagung

Nun, soweit meine Diplomarbeit, wobei ich noch ein paar persönliche Anmerkungen habe.

Es ist hauptsächlich noch die Dankbarkeit, die ich nun in vielfacher Weise loswerden möchte.

In so einem Moment, in dem man nach langer (interessanter, aber auch teils dunkler) Zeit eine abgabewürdige (fertig will ich nicht sagen, da ich gerade drin bin im Thema und noch soviel Ideen habe (Man kann noch soviel machen kann, wie z.B. der *split* vom 27.07.2005 oder die legendäre Murgtalzelle,... Neuper, lass es einfach, komm zu Potte) Diplomarbeit hat, da wird man doch schon sentimental. Ich könnte jetzt unendlich vielen Leuten danken. Aber danken wir etwa mal nur der Hälfte derer:

Ich danke Herrn Prof. Dr. Christoph Kottmeier u.a. für die freundliche Übernahme des Korreferats.

Ich danke den Mitgliedern (hier schon mal Miriam Kuttig, Dorit Epperlein und Yuefei Zeng), meiner Arbeitsgruppe für die produktive Atmosphäre und einen gewissen Rückhalt. Dazu auch den ehemaligen Mitgliedern Jens Grenzhäuser, Simon Jandt, Jennifer Bückle, Katerina Skripnikova, Heike Noppel, Winfried Straub, Ulrich Blahak. Die mir alle auf meinem Weg der Erkenntnis geholfen haben, wobei wenn ich mal einen herausgreifen möchte ich Ulrich Blahak nehme, der für mich eine meteorologische Ikone ist (aber das nur nebenbei).

Ich danke Andreas Wiegele für die Hornisgrinde und tiefsinnige Nachfragen über meteorologische Themen. Ich danke Christian Ehmann und Bernhard Mühr für die Fotos und generell allen der Ebene 5.

–

Kurz fachfremd eingeschoben möchte ich zwischendurch noch Bruce Springsteen für gute Musik, Zinedine Zidane für Genialität mit dem Ball und Lucien Favre für eine Saison zumindest ohne Abstiegsängste danken.

–

Gabi Klink danke ich für die Hilfe bei allen möglichen Computerproblemen, wobei ich wirklich

nichts gemacht habe, was zum Absturz des Computers, zum täglichen Ausdruck eines Druckjob in Ebene 3,... geführt hat.

Ich danke Jochen Ebert für die in die praktische und „fruchtbare“ Einführung in die operationelle, synoptische Meteorologie und den interessanten Job. Ich danke Dr. Hermann Gysi ebenso für den Job und die geduldige Einweisung in die Behebung technischer Radarprobleme, bzw. überhaupt für den „Schubs“ in die Radarmeteorologie. Dabei habe ich Dir (so glaube ich) mehr zu verdanken, als ich denke.

Ich danke dem IMK-TRO und dem KIT für die Möglichkeit beim X-Band Radarworkshop in Delft teilzunehmen. Das war sehr interessant und hat mich im Willen bestärkt weiter Radarmeteorologie zu betreiben. Dabei danke ich auch schon einmal meinen zukünftigen „Chefs“ Dr. Uwe Ehret und Prof. Dr. Erwin Zehe, die mir diese Möglichkeit im Rahmen einer Doktorarbeit geben.

Ich danke ganz besonders Dir Jan (Dr. Jan Handwerker) für Deine geniale Software TRACE3D (obwohl man(ich) Probleme hat(habe) TRACE3D groß zu schreiben und immer ein Paragraphen-Zeichen schreibt - also TRACE§D), die Hilfe, das Wissen, dass ich bei Problemen einfach zu Dir kommen kann, den Radarworkshop,...und einfach für den Zuspruch, die Grillabende,..., und einfach Deine Art.

Im persönlichen will ich noch meinen Freunden, meinen guten Freunden danken. Danke Alex, Basti, Michael, Seppel, Alik, Rüdiger und Susanne, Jenne, Peter, Karo, Eva, Sven, Maschine.

Nun, Herr Beheng, vielen Dank. Ohne Sie würde es diese Arbeit von mir nicht geben. Sicherlich ist damit zunächst gemeint, dass sie mir das Thema gegeben haben, das einfach wundervoll ist und die ganze Bandbreite meines uneingeschränkten meteorologischen Interesses beinhaltet. Hier konnte/kann ich mich so richtig mit aller Leidenschaft ausleben. Daneben ist aber auch die Aussage, dass es ohne Sie diese Arbeit von mir nicht geben würde auch in einer anderen (tieferen) Hinsicht gemeint. Ich war eigentlich schon weg vom Fenster, aber Sie haben mir die Möglichkeiten, die Hand gegeben; mich zurück ins (meteorologische) Leben geholt. Danke auch für das Lesen, bzw. die umfassende Durchsicht des Manuskripts. Dabei will ich noch anmerken, dass METEOR 360 AC in der Geschichte vielleicht ja auch ein Stellvertreter sein kann.

Nun, als letztes gilt mein Dank meiner Familie: Meiner angeheirateter Familie, also Uli, Marianne und Tina und meiner Schwester mit ebenso angeheiratetem Mann (Markus) und den tollsten Neffen Lukas und Mika.

Dann zum Schluss bleiben noch vier Personen übrig. Danke Mama und Jörg. Gut, ohne euch gäbe es triviale Weise diese Arbeit (sowie mich) auch nicht. Aber das ist auch tiefer gemeint. Keine Ahnung, wie ich es ausdrücken soll. Es ist einfach Dank und Liebe, die ich für euch empfinde. Liebe, da gibt es noch mehr von, die ich verberge und fühle. Finn Zizou, mein Sohn. Danke für Dein Wesen und die Freude. Klar, Kinder geben einem ja soviel wieder, aber es stimmt einfach, gerade auch im Hinblick auf diese Diplomarbeit.

Danke Judith. Jag älskar dig.

# Erklärung

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

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

Karlsruhe, den 10. Februar 2012

Malte Neuper