

Wolkenschnüffler



Flugmeteorologie



Gewitter - Grundlagen, Phänomene und Gefahren -

Michael F. H. Krutina

Stand: August 2007

D:\Webseite\Deckblätter\Gewitter Grundlagen\Webseite.wpg

Inhaltsverzeichnis

Seitenzahl

1. Allgemeines	1
1.1 Gewitterauslösende Faktoren	1
1.2 Intensität von Gewittern	3
1.2.1 Energieumsätze	3
1.2.2 Schwere Gewitter	6
1.2.3 Beeinflussende Faktoren	8
2. Aufbau von Gewittern	9
2.1 Entwicklungsstadien einer einzelnen Gewitterzelle	10
2.1.1 Jugendstadium	12
2.1.2 Aufbaustadium	13
2.1.3 Reifestadium	14
2.1.4 Auflösungsstadium	16
2.2 Multi- und Superzelle	18
2.2.1 Multizelle	18
2.2.2 Superzelle	22
2.3 Mesoskalige konvektive Systeme (MCS)	28
2.3.1 Gewitter an Konvergenzlinien	29
2.3.1.1 Allgemeines	29
2.3.1.2 Squall lines	30
2.3.2 Mesoskalige konvektive Komplexe (MCC)	34
2.4 Tornados	36
2.5 Downburst	42
2.6 Hagelschlag	47
2.6.1 Allgemeines	47
2.6.2 Aufwindgeschwindigkeit und Hagelkorngröße	49
2.6.3 Häufigkeit von Hagelschlag in Süddeutschland	51
3. Gewitterelektrizität	53
3.1 Das luftelektrische Feld der Erde	53
3.2 Ladungsverteilung einer Gewitterwolke	54
3.3 Blitz und Donner	57
3.3.1 Blitze	57
3.3.2 Donner	62
3.4 Blitzortung	63
4. Luftfahrt und Gewitter	66
4.1 Allgemeines	66
4.2 Gewittergefahren	67
4.2.1 Turbulenz	67
4.2.2 Windscherungen	68
4.2.3 Vereisung	70
4.2.4 Hagelschlag	71
4.2.5 Blitzschlag	73
4.3 Gewitterrisiken	74
4.4 Pilot und Gewitter	75
Anlage; Anatomie einer Gewitterlage	76
Literatur	80

1. Allgemeines

1.1 Gewitterauslösende Faktoren

Meteorologisch wird von einem Gewitter erst dann gesprochen, wenn zumindest ein Donner hörbar ist. Gewitter sind troposphärische Phänomene, die aufgrund ihrer horizontalen Ausdehnung und zeitlichen Andauer der Gruppe "Meso" (s. Tab. 1) zugeordnet werden. Die sogenannte Meso-Klasse stellt den mittleren Teil des umfang- und variationsreichen Spektrums meteorologischer Bewegungsformen (s. Tab. 1) dar, die kleinskalige konvektive Vorgänge sowie Zirkulationen aber auch die großräumigeren tropischen Wirbelstürme umfasst. Die nachfolgende Größenordnungsskala liefert jedoch nur grobe Richtwerte. In der Literatur weichen die Zeit- und Längenangaben in Abhängigkeit vom Autor relativ stark voneinander ab.

Meteorologische Bewegungssysteme in der Synoptik (Tab. 1)

Quelle: [29]

Mittlere Größenordnung meteorologischer Phänomene			
Klasse	Größenordnung		Meteorologisches Phänomen
	Länge	Lebenszeit	
Macro-	α	1 Monat	Allgemeine Zirkulation, lange Wellen
	β	1 Woche	Synoptische Zyklonen
Meso-	α	1 Tag	Fronten, Hurricanes, Tropische Stürme, kurze Wellen (Tröge), MCS
	β	1 h	Mesozyklonen, Mesohochs, Superzellen, Squall lines, Cloud Clusters, Low-level-jets, Multizellen, Leewellen, Seewind
	γ	30 min	TS-Einzelzellen, Cb, CAT, Microbursts
Micro-	α	1 min	Tu, Tornados, Microbursts, Hydraulic jumps (überschiessende Strömung auf der Leeseite)
	β	1 s	Thermikblasen/-säulen, Nachlaufströmungen (z.B. Kármán-Wirbel), Wasserhosen
	γ	1 s	Turbulenz, Schallwellen

Die Tabelle liefert nur grobe Richtwerte für die Größenordnung von meteorologischen Bewegungssystemen. Abweichungen von den mittleren Längen- und Zeitangaben der einzelnen Wetterphänomene sind deshalb keine Ausnahme. Zusätzlich variiert die Klasseneinteilung in der Literatur mehr oder minder stark.

Beobachtungen und neueste Forschungen zeigten, dass sich Gewitter nur in Cumulonimbuswolken (Cb) entwickeln, die über einen großen Wasserdampf-, Flüssigwasser- und Eiskristallgehalt verfügen. Ihre Obergrenzen müssen deshalb in troposphärische Temperaturbereiche von unter -25 °C hineinwachsen, so dass die meisten Gewitter nur in vertikal mächtigen Cb stattfinden. Solche Cb formen sich, wenn

- die Schichtung hochreichend labil ist,
- kräftige Hebung bis in Höhen erfolgt, in denen die Temperatur der Wolkenobergrenze unter -25 °C liegt und
- genügend Wasserdampf vom Erdboden aufwärts transportiert wird.

Eine hochreichend labile Schichtung kann hervorgerufen werden durch bodennahe

- strahlungsbedingte Erwärmung,
- unterschiedliche Temperaturadvektion in unteren und oberen troposphärischen Schichten (Warmluftadvektion unten und Kaltluftadvektion oben),
- 'trockene Hebung', d.h. adiabatischer Streckungseffekt mit Labilisierung unterhalb des Hebungsmaximums und
- 'feuchte Hebung' oder potentielle Instabilität, d.h. Labilisierung aufgrund Freisetzung von latenter Wärmeenergie durch Kondensation des Wasserdampfes.

Gewitterauslösende Faktoren (Tab. 2)

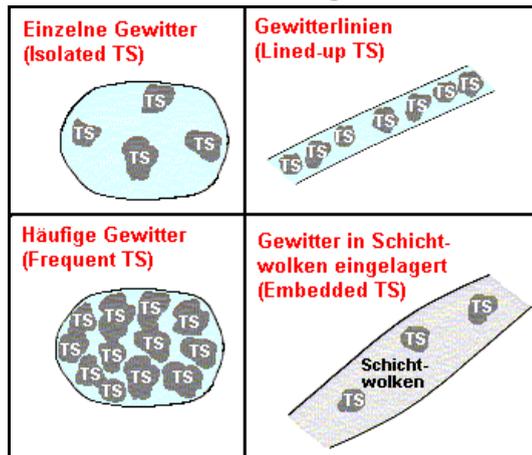
Faktor	Ursache	
Aufheizung der bodennahen Luftschicht	Konvektion im Tagesgang der Lufttemperatur	
Dynamische Vorgänge	Aufwärtsbewegung der Luft, ausgelöst	durch Reibungskonvergenz
		durch kleinräumige Zirkulationen
		auf der Trogvorderseite
		durch Konvergenzlinien – mesoskalige Böenlinie/-front – orographisch bedingte Konvergenzlinie – differentielle Erwärmung des Bodens – synoptische Front
		durch erzwungene Hebung an Gebirgen

Gewitter entstehen in Gebieten, in denen die Aufwärtsbewegung der Luft initiiert wird durch dynamische Hebungsprozesse wie z.B. an Konvergenzlinien, Fronten und auf der Trogvorderseite, durch thermisch direkte Zirkulationen wie Seewind, Berg- und Talwind bzw. durch die erzwungene Hebung im Bergland.

Sie können aber auch durch die differentielle Aufheizung des Erdbodens aufgrund unterschiedlicher Albedowerte, spezifischer Wärmekapazitäten und Wärmeleitfähigkeiten ausgelöst werden.

Studiert man Gewitterherde im Satellitenbild, so treten sie als einzelne Wärmege-
witter (isolated), linienhaft angeordnet (lined-up), als Cloud cluster (frequent) und in Schicht-
bewölkung eingelagert (embedded) auf.

Räumliche Anordnung von Gewittern (Abb. 1)



TS
Thunderstorm

Isolated TS

Gewittergebiet, das in der Auftritts-/Vorhersageregion eine maximale räumliche Ausdehnung von weniger als 50 % aufweist und in dem nur vereinzelt TS auftreten.

Frequent TS

Gewittergebiet, das in der Auftritts-/Vorhersageregion eine maximale räumliche Ausdehnung von über 75 % aufweist und in dem TS auftreten, die keine oder nur geringe Abstände voneinander zeigen.

1.2 Intensität von Gewittern

1.2.1 Energieumsätze

Atmosphärische Gewitterluft besitzt vier Hauptarten von Energie, nämlich fühlbare und latente Wärme sowie potentielle Energie, und wenn sie sich bewegt, auch kinetische Energie. Die ersten drei Energieformen mit der latenten Wärme als Hauptenergiequelle ergeben als Summe etwa einen Wert von $300 - 400 \text{ kJ kg}^{-1}$, die kinetische Energie dagegen ist gering und beträgt weniger als 0.5 kJ kg^{-1} .

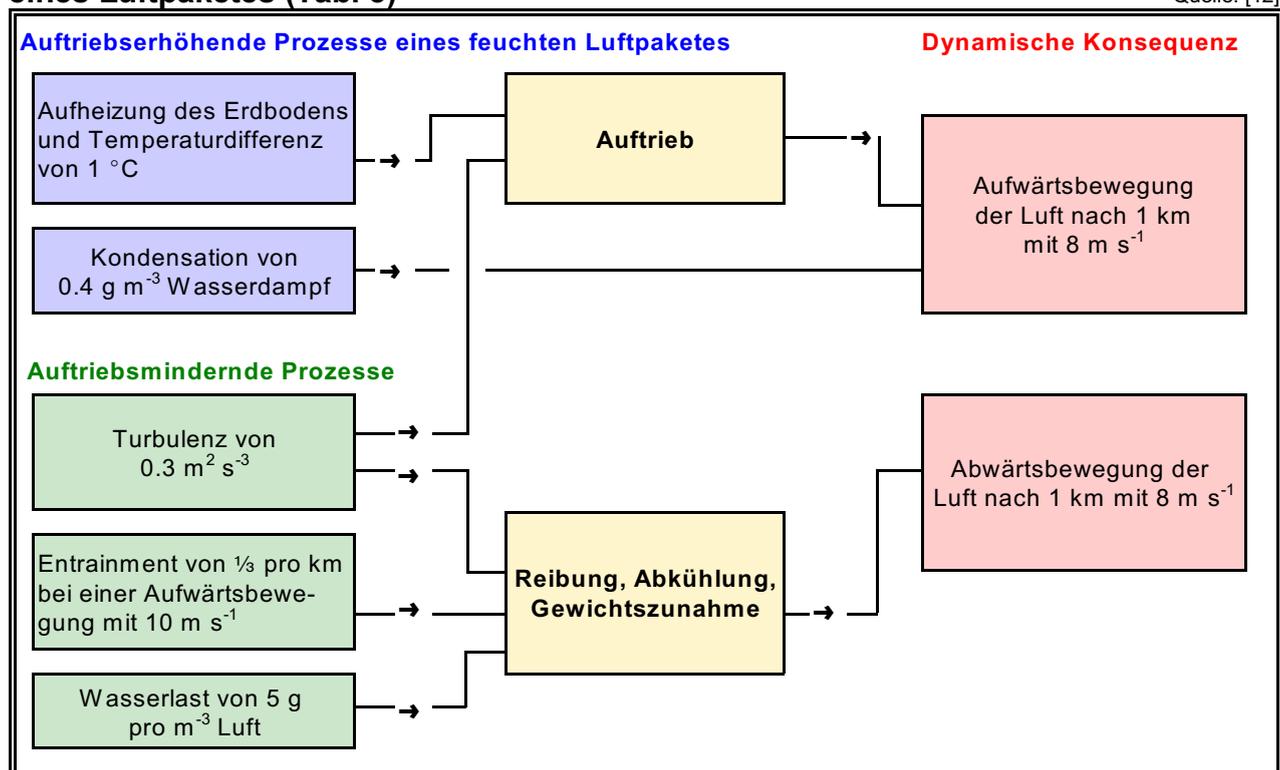
Berücksichtigt man den gesamten Energieumsatz von Gewittern, dann ist natürlich auch noch die durch Blitze augenfällige elektrische Energie zu beachten, welche jedoch die Makrodynamik nicht beeinflusst. Sie entsteht durch verschiedene mikrophysikalische Prozesse, die zu einer Ladungstrennung innerhalb der Gewitterwolke führen (s. 3.2). Der Ladungsfluss jedoch ist sehr klein und liegt nur in der Größenordnung von einigen Deka-Ampere-Sekunden.

Der Grund für die hohe Energie von einigen 1000 MJ pro Blitz ist nicht die Stromstärke, sondern die große Potentialdifferenz.

Gewitter entwickeln sich immer dann, wenn genügend potentielle Energie vorhanden ist, d.h. wenn die thermische Schichtung labil ist, und sie werden von der bei der Kondensation des Wasserdampfes freigesetzten latenten Wärmeenergie in Gang gehalten. Damit sich die aufgrund der labilen Schichtung vorhandene potentielle Energie in kinetische Energie, also in eine Aufwärtsbewegung, umwandelt, wird meist ein Auslöser benötigt. Dieser Vorgang kann einerseits dadurch erfolgen, dass die Luft anfangs zwangsweise gehoben wird (s. Tab. 2). Andererseits besteht aber auch die Möglichkeit, dass sich Gewitter durch das Aufsteigen kleinräumiger, hochtemperierter Thermikblasen sogar bei relativ schwachen, kompensierenden Absinkbewegungen ausbilden können (s. Tab. 2).

Schematische Darstellung von auftriebsfördernden und -mindernden Prozessen eines Luftpaketes (Tab. 3)

Quelle: [12]



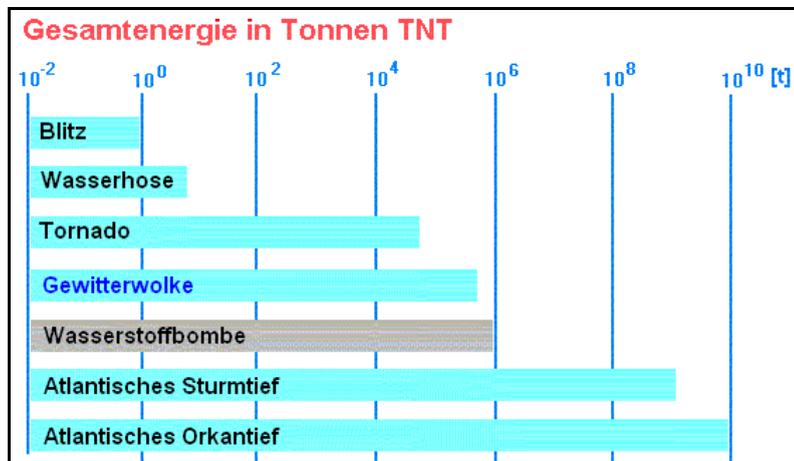
Die Grafik 3 zeigt, dass ein feuchtes Luftpaket, das am Erdboden eine $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ höhere Temperatur als seine Umgebungsluft aufweist, Auftrieb besitzt und aufsteigen könnte. In einer Höhe von 1 km hätte es dann etwa eine Vertikalgeschwindigkeit von 8 m s^{-1} . Träte während dieses Vorganges Kondensation ein, dann würde die Aufwärtsbewegung durch die dabei freigesetzte latente Wärmeenergie entscheidend intensiviert. Turbulenz, Entrainment und die Ansammlung von Niederschlagselementen in der Wolke, die Wasserlast dagegen schwächen die Aufwärtsbewegung, wobei Turbulenz zusätzlich noch infolge Durchmischung die anfängliche Auftriebskraft mindern kann.

In vielen Fällen bewirken kleinräumige Temperaturunterschiede am Erdboden, dass sich wärmere Luft als Thermiksäule vom Erdboden löst und als feuchtes Luftpaket in Form einer Thermikblase weiter aufsteigt. Wird dabei eine Vermischung mit der Umgebungsluft ausgeschlossen, führt eine Temperaturdifferenz von nur 1 °C zu einer Aufwärtsbewegung der Luft von etwa 8 m s⁻¹ in einer Höhe von 1000 m über Grund.

Bei diesem Steigwert besitzt die Luft nur wenig kinetische Energie (32 J kg⁻¹), aber wesentlich mehr potentielle Energie (9800 J kg⁻¹), und die anfänglich trockenadiabatische Abkühlung verursacht einen Verlust an fühlbarer Wärme von ca. 100 kJ kg⁻¹. Diese Vorgänge befinden sich etwa im Gleichgewicht miteinander, solange keine Kondensation eintritt.

Wenn aber die Kondensation begonnen hat, steht die Hauptquelle für gewitterspezifische Vorgänge in Form von latenter Wärmeenergie zur Verfügung. Kondensation und/oder Sublimation des Wasserdampfes setzen enorme Mengen an Energie frei. Bei einem mittleren Wassergehalt von 2 g m⁻³ (Mason 1971) beträgt die freiwerdende latente Wärmeenergie in Quellwolken mehr als 5 kJ kg⁻¹. Maximale Werte von 20 bis 30 g m⁻³, die bereits gemessen worden sind, entsprechen einer Energiemenge von über 50 kJ kg⁻¹.

Energie von Wettersystemen (Abb. 2)



TNT ® Sprengstoff Trinitrotoluol

Die Abb. 2 verdeutlicht die hohe Gesamtenergie eines Gewitters, die fast so groß ist wie die einer Wasserstoffbombe im Megatonnenbereich.

[nach MacDonald 1968]

Die Einbeziehung von kalter, relativ trockener Umgebungsluft in die aufsteigende Thermikblase (Entrainment) und die in ihr stattfindende Turbulenz reduzieren jedoch den Auftrieb.

Sind keine vertikalen Windscherungen vorhanden, die den Updraft eines Gewitters krümmen, dann fällt der Niederschlag in den Aufwindbereich und mindert oder unterdrückt so die Aufwärtsbewegung der Luft. Die damit ungenügende vertikale Wasserdampfzufuhr und der Verlust an Wolkensubstanz durch den Niederschlag führt zur Auflösung des Gewitters.

Auch verdunstender Niederschlag kühlt die Luft und verursacht Abwärtsbewegungen, die durch die Reibungsluftschleppe der fallenden Wolkenelemente noch verstärkt werden.

Die kinetische Energie des fallenden Niederschlages ist der Grund für die Hagel-schäden; als maximale punktförmige Werte der Hagelenergiedichte wurden 700 J m^{-3} gemessen.

Heftige Winde stellen ebenfalls einen Zerstörungsfaktor dar und treten im Downdraft auf. Solche manchmal kleinräumigen, kräftigen Kaltluftausflüsse eines Gewitters, die sich am Erdboden horizontal und divergent ausbreiten, werden als Downburst (s. 2.5) bezeichnet. Böen mit Windgeschwindigkeiten von über 50 m s^{-1} sind dabei gelegentlich zu beobachten.

1.2.2 Schwere Gewitter

Lang anhaltende und schwere Gewitter können sich nur ausbilden, wenn die thermische Schichtung hochreichend labil ist und erhebliche vertikale Windscherungen vorhanden sind. Zwei Hauptarten von Scherungen sind dabei von Bedeutung:

- Die Windscherung von zweidimensionaler Struktur im Bereich von linienhaft angeordneten Gewittern, die durch die sich am Erdboden ausbreitende Kaltluft an Kaltfronten und Squall lines entstehen, wo warme, feuchte Luft an der Vorgrenze der vordringenden Kaltluft gehoben wird;
- individuelle schwere Gewitter, d.h. Multi- oder Superzellen (s. 2.2) entwickeln sich im allgemeinen nur bei einer Windscherung von dreidimensionaler Struktur. Multizellen bilden sich bevorzugt bei einer mäßigen bis starken Windzunahme mit der Höhe aber nur geringer Winddrehung in der bodennahen Luftschicht, während bei Superzellen zusätzlich zur Geschwindigkeitszunahme eine Rechtsdrehung vorhanden sein muß, die im Mittel 75° beträgt.

Vertikale Windscherungen verhindern in den Anfängen der Entwicklung das endgültige Ausfallen der größeren Partikel aus dem Aufwindstrom und diese Teilchen beeinflussen ihn dann letztlich, wenn sie sich später nach ihrem Wachstum abwärts bewegen, auf zweierlei Art, nämlich durch

- den mechanischen Widerstand der fallenden Niederschlagstropfen und
- den Verlust an Wärmeenergie, wenn Tröpfchen unterhalb der Wolkenbasis in der ungesättigten Luft verdunsten.

Die Kinematik von schweren Gewittern ist aus diesen Gründen sehr komplex und nur kurzzeitig auftretende, lokale Schauer- und Gewitterwolken zeigen eine relativ einfache Struktur.

Einfache Schauer oder Gewitter enthalten zwar die zur Entstehung von Niederschlagsselementen erforderlichen höheren Aufwindgeschwindigkeiten, aber mit dem Ausfallen der Teilchen wird der Auftrieb unterbunden, so dass der Nachschub an Wasserdampf fehlt und die Wolke sich auflösen beginnt. Ihr Lebenszyklus beträgt deshalb nur etwa 20 bis 40 Minuten (s. 2.1). In schweren Gewittern dagegen müssen nicht nur heftigere Aufwindströme, sondern zusätzlich auch noch vertikale Windscherungen vorhanden sein. Die Wolkenpartikel vermögen dadurch zu großen Niederschlagsselementen mit ziemlich hohen Fallgeschwindigkeiten heranzureifen und Schwergewitter können durchaus, weil die Windscherungen den thermischen Antriebsmechanismus der Gewitterzelle aufrechterhalten, einige Stunden andauern. Sie weisen Aufwinde von bis zu 40 m s^{-1} in der Wolke und von annähernd 10 m s^{-1} unterhalb ihrer Basis auf, sind meist mit Hagel verbunden, treten jedoch nicht sehr häufig auf (s. Tab. 4).

Intensität von Gewittern (Tab. 4)

Quelle: [12]

Untersuchung von Foote und Mohr, 1979, Colorado/USA	Gewitterintensität (55 Fälle)			Kennzeichen von Schwergewittern nach National Weather Service (USA) sowie Tornado und Storm Research Organisation (UK)
	schwach	mäßig	stark	
Anzahl der Gewitter	8	31	16	– Hagel mit $d \geq 1.9 \text{ cm}$ u./o. – Windgeschw. $\geq 100 \text{ km h}^{-1}$ u./o. – Tornados
Aufwindstärke	$< 10 \text{ m s}^{-1}$	10 bis 20 m s^{-1}	$> 20 \text{ m s}^{-1}$	
Auftreten von Hagel	nein	ca. 50 % mit Hagel	alle mit Hagel	

Von allen Gewitterzellen mit einer Echostärke von mehr als 45 dBZ überdeckten nur 1 % ein Gebiet von mehr als 100 km^2 und dauerten länger als 80 Minuten; im Durchschnitt betrug das Gebiet 14 km^2 und die mittlere Dauer 21 Minuten (im DWD beginnt die Darstellung der Reflexion Z bei 7 dBZ ($\text{dBZ} = 10 \log Z$) und reicht bis 55 dBZ). Nur 1 % der Zellen zeigte eine Aufwölbung an der Wolkenobergrenze, die für Superzellen typisch ist (s. 2.2.2).

Die Grundvoraussetzungen der Entwicklung von starken Gewittern sind eine ausgeprägte statische Labilität mit warmer, feuchter Luft in tiefen und kalter Luft in höheren Schichten der Atmosphäre und eine ausreichende vertikale Windscherung. Synoptische Hinweise auf ihre Ausbildung geben deshalb die nachstehenden Faktoren:

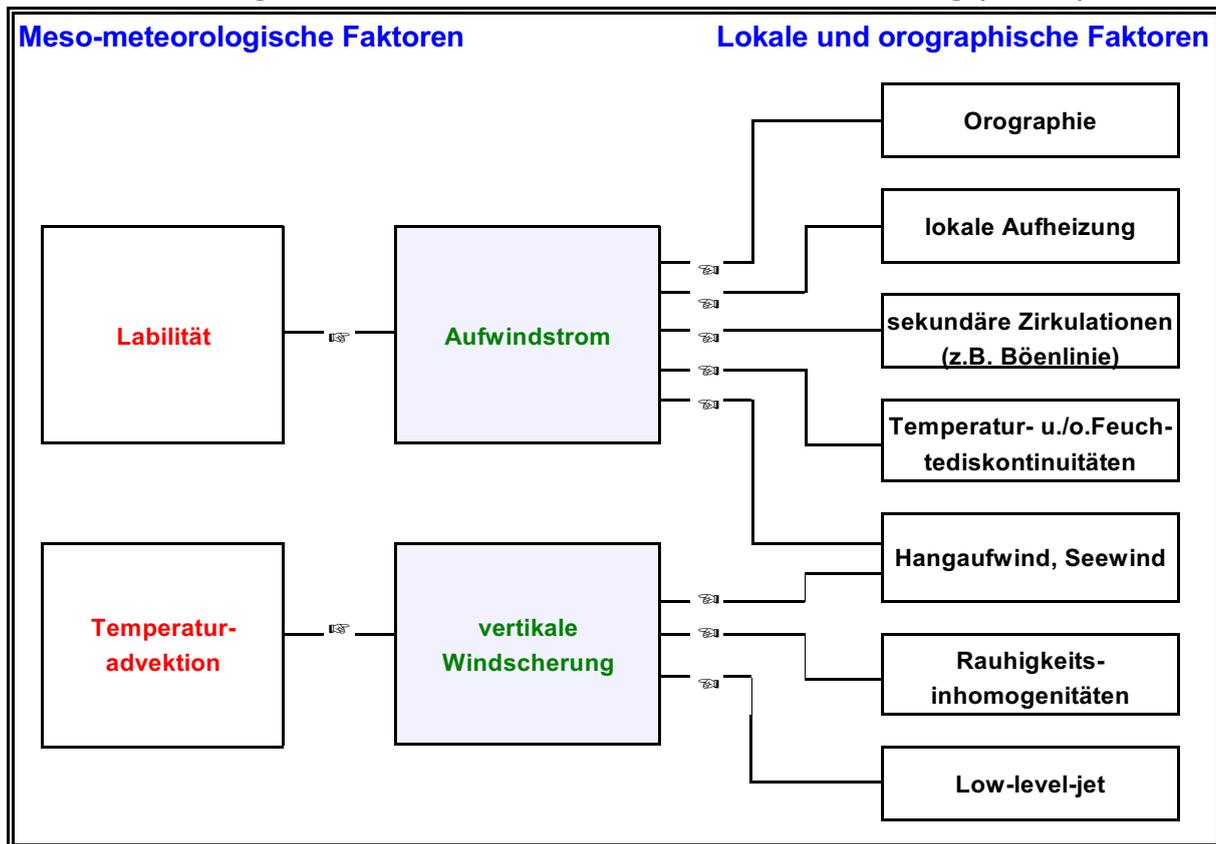
- sehr hohe Lufttemperaturen,
- hoher Wasserdampfgehalt in Bodennähe mit Taupunkten von $15 - 20 \text{ }^\circ\text{C}$,
- ausgeprägte potentielle Labilität mit deutlich negativem KO-Index,
- auffällig zyklonales Vorfeld vor der heranziehenden Kaltfront, Ausbildung von Konvergenzlinien im Gewittersack,
- markante Frontalzone in der unteren und mittleren Troposphäre, deutliche Windzunahme mit der Höhe.

1.2.3 Beeinflussende Faktoren

Die für Starkgewitter günstigen synoptischen Bedingungen - warme, feuchte Luft in unteren und kalte Luft in höheren Schichten sowie kräftigere vertikale Windscherungen - werden im Warmsektor einer Zyklone vor der Kaltfront angetroffen, wo Warmluftadvektion in tieferen Schichten aus Südwest mit der Advektion von kälterer Luft in höheren Schichten aus mehr westlicher Richtung verbunden ist.

Diese beiden Faktoren, die überwiegend die Intensität von Gewittern bestimmen - die statische Labilität (warme, feuchte Luft in unteren und kalte Luft in höheren Schichten) und die vertikalen Windscherungen - werden mehr oder minder von meso-meteorologischen und orographischen Faktoren beeinflusst.

Meso-meteorologische und lokale Faktoren der Gewitterbildung (Tab. 5)



Quelle: [12]

Die Tabelle 5 zeigt die meso-meteorologischen und lokalen oder orographischen Größen, welche die Intensität und Dauer von Gewittern bestimmen. Die meso-meteorologischen Größen Labilität und Temperaturadvektion dominieren die Stärke des Aufwindstromes und die der Windscherung. Die lokale Aufheizung z.B. kräftigt den Aufwindstrom zusätzlich, wenn das Gewitter über Land am Nachmittag auftritt. Die sehr vereinfachte Darstellung enthält jedoch nur die wichtigsten Verknüpfungen. Temperaturdiskontinuitäten z.B. können nicht nur den Aufwindstrom, sondern genau so gut auch die vertikale Windscherung beeinflussen.

Bei günstigen synoptischen Bedingungen entwickeln sich schwere Gewitter jedoch nicht immer bzw. keineswegs immer mit gleicher Intensität, da auch subsynoptische Faktoren eine wesentliche Rolle spielen (s. Tab. 5). In Küstenregionen treten z.B., durch mesoskalige Faktoren verursacht, Gewitter häufig am späten Nachmittag und Abend auf. Über dem Land beginnt nach Sonnenuntergang sich die thermische Schichtung durch die Abkühlung des Untergrundes zwar zu stabilisieren, über dem Meer jedoch hält der Wärmeaustausch aufgrund der großen Wärmekapazität an. Ein eventuell in dieser Region vorhandenes mesoskaliges Windsystem erhöht nicht nur die Windscherung, sondern kann auch die Ursache der Advektion von warmer, feuchter Luft vom Meer zum Land sein.

2. Aufbau von Gewittern

Gewitter können in Form einer einzigen Zelle, aber auch als Gruppe von Einzelzellen, der linien- oder haufenförmigen Multizelle, bzw. selten als riesiger Gewitterkomplex, der Superzelle, in Erscheinung treten. Die beiden Größen Labilität und vertikale Windscherung bestimmen dabei, welcher der drei Basistypen sich bildet und der Begriff 'Zelle' umfaßt den auf dem Radarbild erkennbaren Bereich erhöhter Reflexion.

Grundformen von Gewittern und Stärke der Wettererscheinungen (Tab. 6)

Grundform		Gewitter	
		Intensität	
Einzelzelle		nicht schwer und schwer	Grundform
Multizelle	linienförmig haufenartig (Cluster)		Superzelle (selten)
			schwer

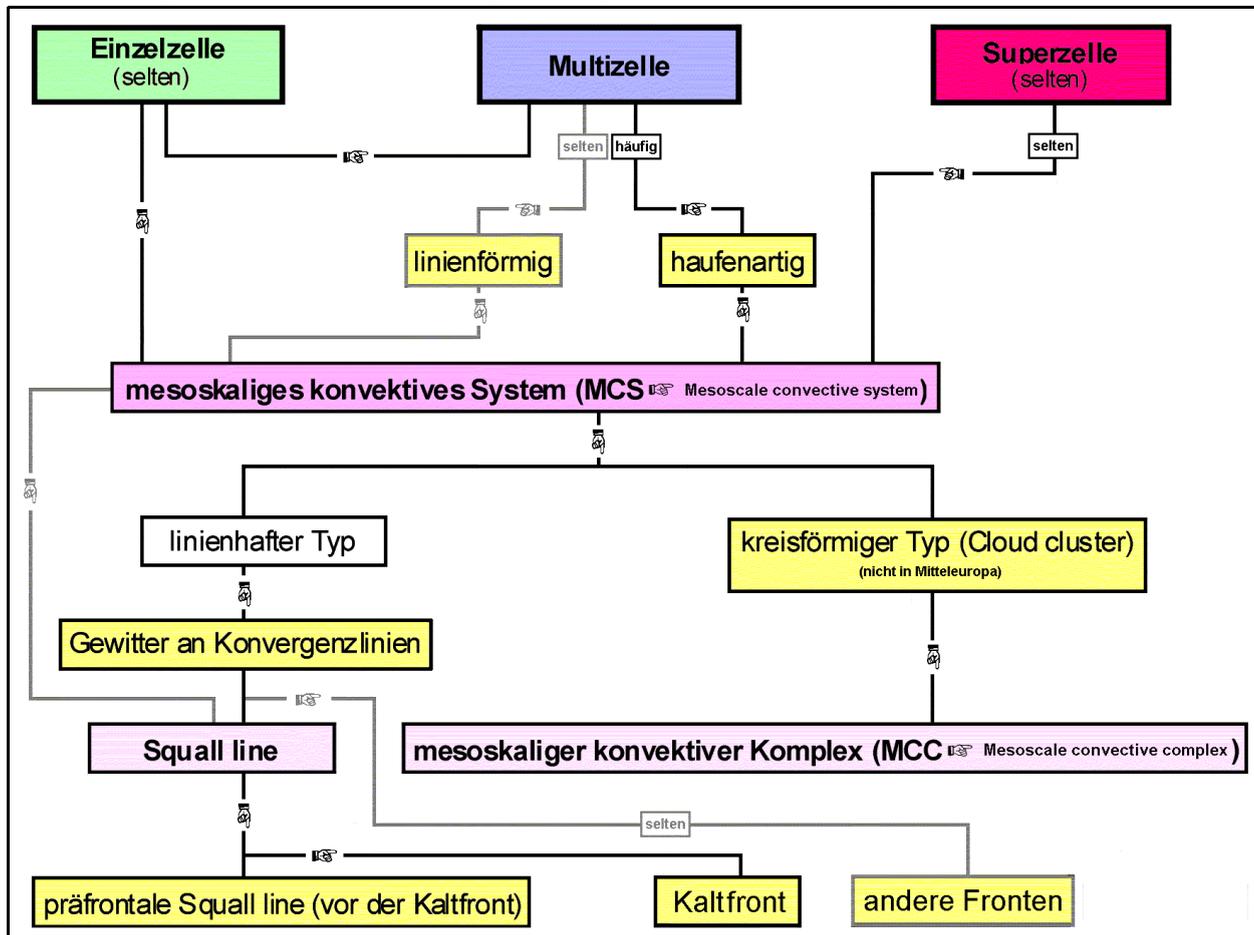
Gewitter lassen sich nicht immer den drei Kategorien Einzelzelle, Multizelle und Superzelle zuordnen. Übergangstypen und mehrfache Wechsel zwischen den Haupttypen sind während der Lebenszeit eines Gewitters wahrscheinlich.

Einzel-, Multi- und Superzellen kommen aber durchaus auch in größeren Gewitterkomplexen als selbsterhaltende konvektive Wettersysteme vor, die als MCS (Mesoscale convective systems) bezeichnet werden.

MCS werden linienartig als Konvergenzlinien bzw. besonders markant - mit einer gemeinsamen Böenlinie - als Squall line beobachtet, oder treten mit einer kreisförmigen Struktur als mesoskaliger konvektiver Komplex (MCC → Mesoscale convective complex) auf. Mischformen sind ebenfalls möglich, werden aber in der Literatur nicht gesondert ausgewiesen.

Mesoskalige Konvektion in den gemäßigten Breiten (Tab. 7)

Quelle: [9,18]



2.1 Entwicklungsstadien einer einzelnen Zelle

Gewitter, die nur aus einer einzigen Zelle bestehen, stellen sozusagen den Grundbaustein jedes Gewittersystems dar. Sie treten in mittleren Breiten - meist unregelmäßig in der Landschaft verteilt - manchmal als sogenannte 'Wärme- oder Luftmassengewitter' einzeln in Erscheinung. Sie sind dann ab und zu im Sommer nachmittags und abends über Land und im Spätherbst sowie Frühwinter auch nachts über dem warmen Meer im Bereich der Deutschen Bucht anzutreffen. Sie sind allerdings selten, weil Gewitter meist eine zumindest schwach ausgeprägte mehrzellige Struktur zeigen (s. Tab. 6, Abb. 7).

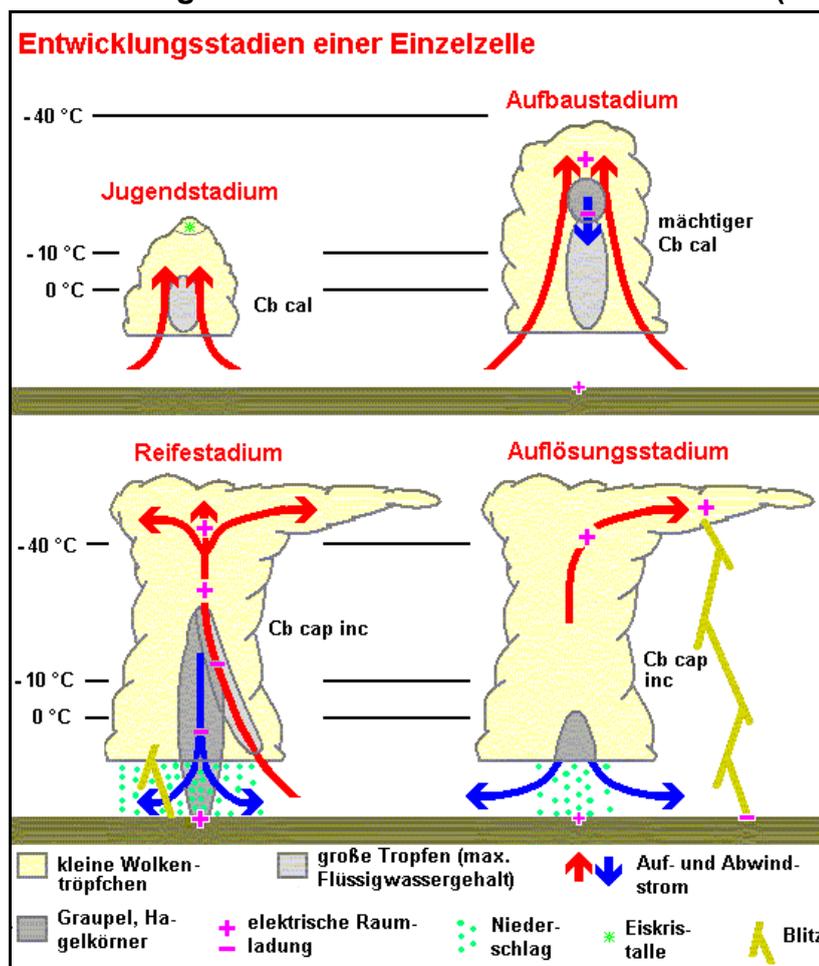
Abend- und nächtliche Gewitter sind außerdem häufig mit einer gleichzeitigen Labilisierung an der Wolkenobergrenze durch Ausstrahlung verbunden.

Ideale Voraussetzungen zur Ausbildung solcher Wärmegewitter ergeben sich bei feuchtwarmen Luftmassen, geringem Druckgradienten (schwacher Wind), schwacher vertikaler Windscherung und zyklonal gekrümmten Isobaren (Reibungskonvergenz).

Solche Einzelzellen sind in der Lage, Downbursts (s. 2.5), Hagel, Starkregen und gelegentlich schwache Tornados (s. 2.4) zu erzeugen.

Der Werdegang einer einzigen Gewitterzelle lässt sich in die vier Phasen des Jugend-, Aufbau-, Reife- und Auflösungsstadiums gliedern und ihre charakteristischen Merkmale sind meist für die warme Jahreszeit gültig. Der gesamte Lebenszyklus dauert im allgemeinen etwa 30 bis 60 Minuten und das typische Zeitintervall zwischen zwei aufeinander folgenden Entwicklungsstufen beträgt ca. 5 bis 10 Minuten (s. Abb. 3).

Entwicklungsstadien einer einzelnen Gewitterzelle (Abb. 3)



Quelle: [24]

Das typische Zeitintervall zwischen zwei aufeinander folgenden Momentanaufnahmen der Entwicklung einer Gewitterzelle beträgt etwa 5 - 10 Minuten.

Das Jugendstadium stellt die Initialphase eines Gewitters dar, die der interessierte Beobachter als vertikal noch nicht allzu großen Cumulonimbus calvus (Cb cal) wahrnehmen kann, der sich mehr oder minder von einem mächtigen Cumulus congestus (Cu con) unterscheidet.

Das Aufbaustadium ist dadurch gekennzeichnet, dass kräftige konvektive Aufwindströme (Updrafts) überwiegen, deren Stärke von den Randzonen zur Mitte sowie von der Basis zum Gipfel zunimmt und im Mittel bei 10 m s^{-1} liegt. Die Obergrenze der Zelle liegt nun etwa bei 8 - 10 km und die Basis weist einen Durchmesser von ca. 8 - 15 km auf. Der mächtige, voll entwickelte Aufwind schlot kann Wolken- und spätere Niederschlagsselemente bis in Tropopausehöhen von um die 10 km transportieren.

Der im Reifestadium einsetzende heftige Niederschlag hat die Auflösung des Gewitters eingeleitet. Die sich unterhalb

terhalb der Gewitterzelle nach allen Seiten ausbreitende Kaltluft hat nun den Aufwindstrom in den mittleren und unteren Bereichen und damit Nachschub an feuchtwarmer Luft unterbunden, so dass die Wasserdampfzufuhr fehlt und die Rückbildung des Unwetters rasch fortschreitet.

Der komplette Zyklus der Niederschlagsbildung und des -ausfalls findet in einer einzigen Zelle statt. Wolkenpartikel werden hier nicht - so wie es auch in Multizellen der Fall ist - in benachbarte Zellen transportiert.

Einzelzellen verlagern sich meist mit der sogenannten 'Schwerpunktströmung', die annähernd den Windverhältnissen gleicht, die in $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{2}$ Höhe zwischen Gewitterbasis und -obergrenze herrschen, also etwa der Luftbewegung zwischen 700 und 500 hPa entspricht.

2.1.1 Jugendstadium

Das Jugendstadium stellt die Initialphase eines Gewitters dar, die der interessierte Beobachter als vertikal noch nicht allzu großen Cumulonimbus calvus (Cb cal) wahrnehmen kann, der sich mehr oder minder von einem mächtigen Cumulus congestus (Cu con) unterscheidet. In den obersten Aufquellungen der Wolke gefrieren immer mehr unterkühlte Wolkentröpfchen bei Temperaturen von unter -10 °C zu Eiskernen und wachsen dann anschließend durch den Bergeron-Findeisen-Prozess (Sublimation in Mischwolken) zu 1 - 5 mm großen Eiskristallen heran. Der Aufwindstrom (Updraft) ist in diesem Stadium nur schwach entwickelt und ein Abwindstrom (Downdraft) existiert noch nicht.

Weil die Wolken noch keine Graupelkörner enthält, hat die Elektrifizierung der Wolken durch den Eis-Eis-Aufladungsprozess noch nicht begonnen (s. auch 3.2).

Die Zelle im Jugendstadium besteht anfangs überwiegend nur aus Wolkenelementen, Wassertröpfchen nicht unterkühlt und unterkühlt in den unteren, Eiskristallen in den obersten Regionen, so dass sie im allgemeinen auf dem Radarbild noch nicht sichtbar wird.

Wesentliche Merkmale des Jugendstadiums (Tab. 8)

Einzelzellen-Gewitter, Jugendstadium (Cb cal)		
Dynamik	Mikrophysik	Elektrizität
schwacher Aufwindstrom (Updraft)	maximale Wasserdampfübersättigung im Updraft	keine Graupelkörner, deshalb noch keine Aufladung
	maximaler Flüssigwassergehalt im Updraft	
kein Abwindstrom (Downdraft)	unterkühltes Flüssigwasser oberhalb von 0 °C	
	Gefrieren der unterkühlten Tröpfchen oberhalb von -10 °C zu Eiskernen	
	Wachstum der Eiskerne oberhalb von -10 °C durch Sublimation zu Eiskristallen	

2.1.2 Aufbaustadium

Das Aufbaustadium ist dadurch gekennzeichnet, dass kräftige konvektive Aufwindströme (Updrafts) vorherrschen, deren Stärke von den Randzonen zur Mitte sowie von der Basis zum Gipfel zunimmt und deren mittlere Größenordnung bei 10 m s^{-1} liegt. Luft wird aber nicht nur durch Konvektion innerhalb der Zelle aufwärts befördert, sondern auch an den Wolkenrändern mit in die Wolke einbezogen. Diese seitliche Zufuhr trockener Luft, das Entrainment, beeinflusst das Wachstum der Zelle entscheidend, weil Wolkentröpfchen in ihren Randbereichen verdunsten, so dass Wärmeenergie entzogen wird. Die durch Entrainment zugeführte Luftmenge kann beträchtlich sein. Bei einem Druckunterschied von 500 hPa zwischen Wolkenbasis und -obergrenze strömt z.B. genau so viel Luft an den Seiten wie durch die Basisfläche ein.

Die erste Zelle, die in einer wolkenfreien Umgebungsluft entsteht, braucht deshalb bis zur Reife die längste Zeit. Jeder weitere Zelle, die sich an ihrem unmittelbaren Rand ausbildet, wird dann wasserdampfgesättigte Luft zugeführt, so dass sie wesentlich schneller wächst und höhere Obergrenzen zeigt.

In dieser Entwicklungsphase bilden sich durch den Prozess der Vergraupelung größere Eisteilchen, die in den mittleren Wolkenbereichen den Downdraft initiieren.

Wesentliche Merkmale des Aufbaustadiums (Tab. 9)

Einzelzellen-Gewitter, Aufbaustadium (Cb cal)		
Dynamik	Mikrophysik	Elektrizität
starker Aufwindstrom (Updraft)	maximaler Flüssigwassergehalt im Updraft (unterkühltes Wasser oberhalb von 0 °C)	Beginn der Elektrifizierung in mittleren Höhen
	kleine Eiskristalle steigen, große Eiskristalle sinken	negative Aufladung von Graupelkörnern
Beginn der Entstehung eines Abwindstromes (Downdraft) in mittleren Höhen	große Eiskristalle kollidieren mit unterkühlten Wassertröpfchen → Vergraupelungsprozess	positive Aufladung von Eiskristallen
		Gewitter induziert positive Ladungen an der Erdoberfläche

Zusätzlich dazu wird der Haupt-Mechanismus der Elektrifizierung in der Gewitterwolke ausgelöst, der zu ihrer üblichen vertikalen elektrischen Ladungsverteilung in Form eines Dipols (normale Gewitterpolarität; s. auch Tab. 10 und 3.2) führt. Dieser sogenannte Eis-Eis-Aufladungsprozess bewirkt, dass sich bei Kollisionen von Graupelkörnern mit größeren Eiskristallen in einem Umfeld mit unterkühlten Wolkentröpfchen die Teilchen unterschiedlich aufladen.

Graupelkörner werden negativ und Eiskristalle positiv aufgeladen. Aufgrund ihrer andersartigen Größe und Fallgeschwindigkeiten werden sie anschließend in unterschiedliche Gewitterregionen befördert. Die negativ geladenen Graupelkörner verbleiben meist schwebend in den mittleren Bereichen der Gewitterwolke oder fallen aus, und die positiv geladenen Eiskristalle werden aufwärts transportiert.

Betrachtet man die Gesamtzahl aller elektrischen Entladungen eines Gewitters, bezeichnet sie als totale Blitzaktivität und ordnet den einzelnen Gewitterstadien eine der Intensitätsstufen schwach, mäßig oder stark zu, so ist die totale Blitzaktivität im Aufbaustadium anfangs als null oder schwach und am Ende als mäßig zu klassifizieren.

Die Blitzhäufigkeit nimmt mit der Intensivierung der konvektiven Vorgänge zu, aber es treten keine Erd- (Cloud -to-ground), sondern nur Wolkenblitze (Intracloud) auf (s. 3.3.1).

Diese Entwicklungsphase dauert etwa 5 -10 Minuten, die Obergrenze der Zelle liegt schließlich bei ca. 6000 m und die Basis weist einen Durchmesser von 2 - 8 km auf.

2.1.3 Reifestadium

Die Obergrenze der Zelle liegt nun etwa bei 8 - 10 km und die Basis weist einen Durchmesser von ca. 8 - 15 km auf. Diese Entwicklungsphase ist durch einen mächtigen, voll entwickelten Aufwindschlot gekennzeichnet, der Wolken- und spätere Niederschlagselemente bis in Tropopausenhöhen von um die 10 km transportieren kann. Dieser Updraft ist in europäischen Gewitterzellen zwischen 10000 und 23000 ft am kräftigsten ausgeprägt und sein Maximum beträgt häufig $15 - 25 \text{ m s}^{-1}$, es sind aber auch schon Werte von über 30 m s^{-1} aufgetreten.

Der nun bereits kräftig vereiste obere Wolkenteil hat sich in Strömungsrichtung seitlich an der stabilen Schicht ausgebreitet und die Gewitterwolke lässt sich nun von einem erfahrenen Beobachter als Cumulonimbus capillatus incus (Cb cap inc) klassifizieren.

Der in diesem Stadium einsetzende heftige Niederschlag fördert noch durch seine kinetische Energie den Downdraft, so dass nun ein starker Abwindstrom (Downdraft) präsent ist, der zusätzlich noch durch den Schmelz- und Eisverdunstungsprozess von Graupelkörnern verstärkt wird und sich an der Erdoberfläche horizontal ausbreitet.

Diese aus der Wolkenbasis herabstürzende Kaltluft wird, wenn es sich um ein kleinräumiges Ereignis handelt, als Downburst bezeichnet (s. 2.5).

Sie breitet sich beim Auftreffen auf die Erdoberfläche horizontal in alle Richtungen als Böenfront aus (s. Abb. 4) und ist um so heftiger ausgeprägt, je größer sich der Temperaturunterschied zwischen ausfallender Kaltluft und Umgebungsluft erweist.

Der in diesem Stadium anhaltende intensive Vergraupelungsprozess kann zur Bildung von zentimetergroßen Hagelkörnern in der Wolke führen, so dass auch Hagelschlag auftreten kann. Hagel fällt jedoch im allgemeinen nur wenige Minuten, die Körner sind nicht allzu groß (Durchmesser meist < 2 cm) und die horizontale Ausdehnung des Hagelgebiets ist gering.

Die Wolke hat nun ihre maximale vertikalen Ausdehnung erreicht und das Unwetter zeigt nun die übliche normale Ladungsverteilung in Form eines Dipols, d.h. im oberen Wolkenbereich (bei ca. -30 °C) hat sich ein positives und im unteren (bei ca. -15 °C) ein negatives Ladungszentrum gebildet.

Die Erzeugung und der Transport von Ladungen hat ein Maximum erreicht, so dass auch die totale Blitzaktivität, überwiegend in Form von Wolkenblitzen, hoch ist und die ersten Erdblitzte auftreten.

Als Schwellenwerte für das Auftreten von Erdblitzten (Quelle: [24]) wurde eine Minimum-Radarreflexion im Temperaturbereich von -10 °C von 35 bis 45 dBZ (im DWD beginnt die Darstellung der Reflexion Z bei 7 dBZ (dBZ = 10 log Z) und reicht bis 55 dBZ) und eine Mindesttemperatur an der Wolkenobergrenze von -25 bis -30 °C festgestellt.

Wesentliche Merkmale des Reifestadiums (Tab. 10)

Einzelzellen-Gewitter, Reifestadium (Cb cap)		
Dynamik	Mikrophysik	Elektrizität
starker Aufwindstrom (Updraft)	maximaler Flüssigwassergehalt im Updraft (unterkühltes Wasser oberhalb von 0 °C)	Erzeugung und Transport von elektrischen Ladungen in die Ladungszentren ☞ normale Gewitterpolarität
	große Eiskristalle kollidieren mit unterkühlten Wassertröpfchen ☞ Vergraupelungsprozess	normale Gewitterpolarität ☞ positives Ladungszentrum im oberen (bei ca. -30 °C), negatives Ladungszentrum im unteren Bereich (bei ca. -15 °C) der Gewitterwolke
starker Abwindstrom (Downdraft) mit horizontaler Ausbreitung an der Erdoberfläche	Schmelz-/Eisverdunstungsprozess von Graupelkörnern verstärkt Downdraft	Verstärkung der positiven Aufladung der Erdoberfläche ☞ negativer Erdblitz (neutralisiert negative Ladungen innerhalb der Wolke)

2.1.4 Auflösungsstadium

Der im Reifestadium einsetzende heftige Niederschlag hat die Auflösung des Gewitters eingeleitet. Die sich unterhalb der Gewitterzelle nach allen Seiten ausbreitende Kaltluft hat nun den Aufwindstrom in den mittleren und unteren Bereichen und damit Nachschub an feuchtwarmer Luft unterbunden, so dass die Wasserdampfzufuhr fehlt und die Rückbildung des Unwetters rasch fortschreitet.

Die noch vorhandenen größeren Niederschlagsselemente fallen aus - das Gewitter regnet sich aus - und die Zelle stirbt ab. Noch vorhandene Schichtwolken, die sich durch Ausbreitung an stabileren Schichten gebildet haben, können als Cumulus (Cu), Strato- (Sc), Altocumulus (Ac), Cirrus (Ci) spissatus cumulonimbogenitus (cbgen) durchaus noch länger erhalten bleiben.

Himmelsbild nach Auflösung eines Gewitters (Abb. 4)



Wesentliche Merkmale des Auflösungsstadiums (Tab. 11)

Einzelzellen-Gewitter, Auflösungsstadium (Cb cap)		
Dynamik	Mikrophysik	Elektrizität
schwacher Aufwindstrom (Updraft)	Zufuhr von Wasserdampf durch schwachen Updraft zu gering \Rightarrow Wasserdampfübersättigung kann nicht mehr aufrechterhalten werden	keine Erzeugung von elektrischen Ladungen, aber ihr Transport hält an
	kein unterkühltes Flüssigwasser, kein Vergraupungsprozess	Transport von positiven Ladungen im oberen Wolkenteil in Strömungsrichtung \Rightarrow Dipol wird gekippt
schwacher Abwindstrom (Downdraft)	Ausfall der restlichen Graupelkörner	Verstärkung der negativen Aufladung der Erdoberfläche \Rightarrow positiver Erdblick (neutralisiert positive Ladungen innerhalb der Wolke)

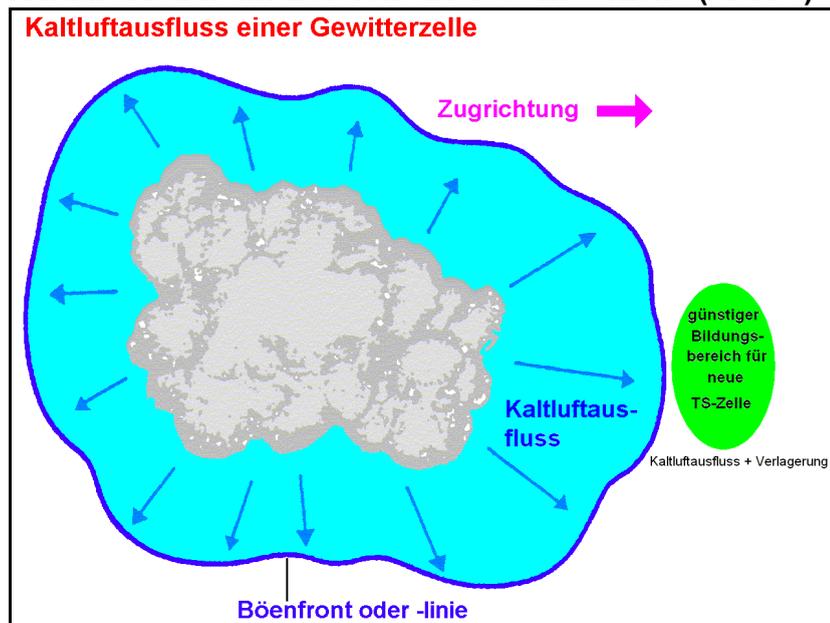
Im oberen Bereich der Wolke ist noch ein schwacher Aufwindstrom vorhanden, der die positiven Ladungen stromabwärts transportiert - neue Ladungen werden nicht mehr erzeugt - und damit den Gewitterdipol kippt.

Das Auftreten von Wolkenblitzen wird deshalb geringer, Erdblitze kommen nun am häufigsten vor - z.B. positive Erdblitze zwischen Amboss und Erdoberfläche - und die totale Blitzaktivität, die anfangs noch als mäßig anzusehen war, nimmt weiter ab.

Die Böenfront der ausfließenden gewittereigenen Kaltluft des nur noch schwach in Bodennähe ausgeprägten ist in der Lage, in der Umgebung der absterbenden Zelle eine horizontale Bodenkonvergenz im Windfeld zu verursachen.

Dadurch kann ein erneuter wolkenbildender Hebungsprozess ausgelöst und die Entstehung einer neuen Gewitterzelle initiiert werden (s. Abb. 6).

Kaltluftausfluß im Bereich einer Gewitterzelle (Abb. 5)



Quelle: [2]

Auf der Vorderseite der Böenfront kann die erzwungene Hebung der wärmeren Umgebungsluft durch den Impuls des Kaltluftausflusses, der noch verstärkt wird durch die Verlagerung der Gewitterzelle, so kräftig sein, dass sich dort eine neue Zelle entwickelt (s. Abb. 6).

Entstehung einer neuen Gewitterzelle (Abb. 6)



Quelle: [10]

2.2 Multi- und Superzelle

Sind vertikale Windscherungen vorhanden, so können sich Multi- oder Superzellen-Gewitter entwickeln. Diese Gewitter sind selbsterhaltend, da im Updraft Wasserdampf zu Wolkenröpfchen kondensiert, im Downdraft dagegen Wolken- und Niederschlagströpfchen verdunsten, so dass die thermisch direkte Zirkulation - der Antrieb dieses Gewittertyps - durch diese Temperaturunterschiede auch über einen längeren Zeitraum aufrecht erhalten werden kann. Auch Übergangsformen zwischen Unwettern vom Typ der Multi- und Superzelle lassen sich beobachten. Sie werden als 'Weak evolutionary storms' oder als 'Hybrid storms' in der amerikanischen Literatur bezeichnet.

Die aufgrund der vertikalen Windscherung gebogene Form des Updrafts ist die Ursache für die Entstehung von großen Hagelkörnern (s. Abb. 6, 7, 9). Eispartikel, die aus der vorderen, oberen Region des Aufwindstromes ausfallen, werden in unteren Schichten wieder vom Aufwind erfaßt und erneut aufwärts befördert, so dass sie abermals wachsen können.

Multizellen können heftige Wettererscheinungen in Form von Downbursts, Hagelschlag, Überschwemmungen und schwachen Tornados produzieren, aber die verheerendsten Unwetter mit stärksten Tornados werden von Superzellen verursacht.

2.2.1 Multizelle

Multizellen treten meist haufenförmig als Multizellen-Cluster oder selten linienartig als Multizellen-Linie oder Squall Line in Erscheinung. Das Multizellen-Cluster, der häufigste Typ der vier Gewittergrundformen (s. Tab. 7), bildet sich bevorzugt bei geringer Richtungsänderung sowie mäßiger bis starker Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe und besteht aus einer Gruppe von Einzelzellen - meist 2 bis 4 - in unterschiedlichen Entwicklungsstadien.

Der Durchmesser so eines Multizellen-Clusters weist einige Dekakilometer (horizontale Ausdehnung ca. 15 - 30 km) auf, neue Zellen entstehen alle 5 - 10 Minuten und bis zu 30 Zellen können sich nacheinander formen.

Die typische Lebensdauer einer einzigen Zelle dieses Gewitterkomplexes beträgt 10 bis 60 Minuten.

In diesem Zeitraum entstehen vorderseitig des ziehenden Unwetters, am Rand des sich horizontal ausbreitenden Kaltluftsees, der sich durch die aus den älteren Zellen herabstürzenden Kaltluft gebildet hat und die wärmere Umgebungsluft anhebt, neue Quellwolken, während die hintere, sich im Auflösungsstadium befindliche Zelle, abstirbt.

Etwa 9 Minuten, nachdem sich die junge Zelle erstmalig auf dem Radarbild zeigte, hat sie ihr Reifestadium erreicht und ca. 6 Minuten später fällt bereits Niederschlag aus. Am vorderen rechten Rand des Gewitterkomplexes taucht nun bereits eine weitere frische Zelle auf, die sich rasch entwickelt, nach ca. 21 Minuten ihr Reflexionsmaximum in der unteren Wolkenregion aufweist und wenige Minuten später das Zentrum des Gewittersystems darstellt. Diese Neubildung bestimmt auch seine Zugrichtung, so dass es sich nicht wie die Einzelzelle mit der Schwerpunktsströmung (s. 2.1), sondern davon leicht nach rechts verschoben, verlagert.

An der vorderen rechten Flanke der Multizelle ist auch, im Grenzbereich zwischen dem warmen Up- und kalten Downdraft, eine kräftige Böenlinie oder Böenfront zu finden.

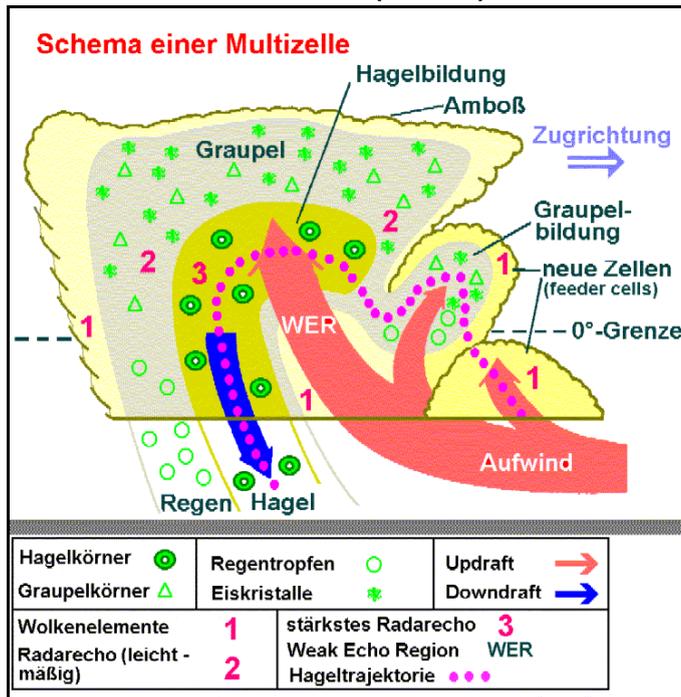
Ein umfangreicher und starker, aber verzweigter Updraft bildet die Basis des Unwetters, dessen einzelne Wolkentürme (s. Abb. 7) aber erst in größeren Höhen deutlich in Erscheinung treten.

Die multizellulare Struktur des Unwetters ermöglicht einen Austausch von Partikeln zwischen den unterschiedlichen Zellen.

Graupelkörner fallen aus höheren Bereichen in die sich neu gebildeten Zellen auf der Vorderseite des Unwetters (Feeder cells) hinein, gelangen über die sekundären Updrafts der 'Feeder cells' wieder in das Sturmzentrum und werden im Hauptaufwindstrom erneut nach oben transportiert. Hier wirken sie als Hagelembryos und können bei einem hohen Flüssigwassergehalt zu großen Hagelkörnern heranwachsen, die das Aufwindfeld horizontal passieren und auf seiner Rückseite im Haupt-Downdraft ausfallen und den Erdboden erreichen (s. Abb. 7, Hageltrajektorie). Diesem Vorgang entspricht auch die typische Struktur einer Multizelle im Radarbild. Ein nach vorn überhängender, starker Reflexionsbereich, der die zu Hagelkörnern heranwachsenden Teilchen enthält, befindet sich oberhalb einer Wolkenzone mit schwacher Reflexion (WER  Weak echo region), aber hohem Flüssigwassergehalt in Form von überwiegend Wolkentröpfchen (Wolkentröpfchen liefern ein schlechtes Radarecho).

Bei der hohen Aufwärtsgeschwindigkeit der Luft im WER von einigen 10 m s^{-1} und der relativ homogenen Tröpfchenverteilung ist die für die Niederschlagsbildung zur Verfügung stehende Zeit einfach zu kurz, so dass hier keine größeren Elemente zu finden sind.

Schema einer Multizelle (Abb. 7)



Quelle: [5]

- 1 : Wolentröpfchen und Eiskristalle, die auf dem Radarbild im allgemeinen nicht sichtbar werden
- 2 : Radarreflexion durch Niederschlags-tropfen, Reif-, Frostgraupeln und Schneeflocken
- 3 : stärkster Reflexionsbereich des Radars
- Neue Zellen : junge Zellen, in denen Graupelkörner wachsen, die aus höheren Regionen des Unwetters in sie hineingefallen sind
- Zellen : Feeder cells
- : Hageltrajektorie ☞ Wolkenelement, das zu einem Hagelkorn heranwächst
- WER : Weak echo region ☞ schwacher Reflexionsbereich des Radars; oberhalb des WER befindet sich das Hagelbildungszentrum

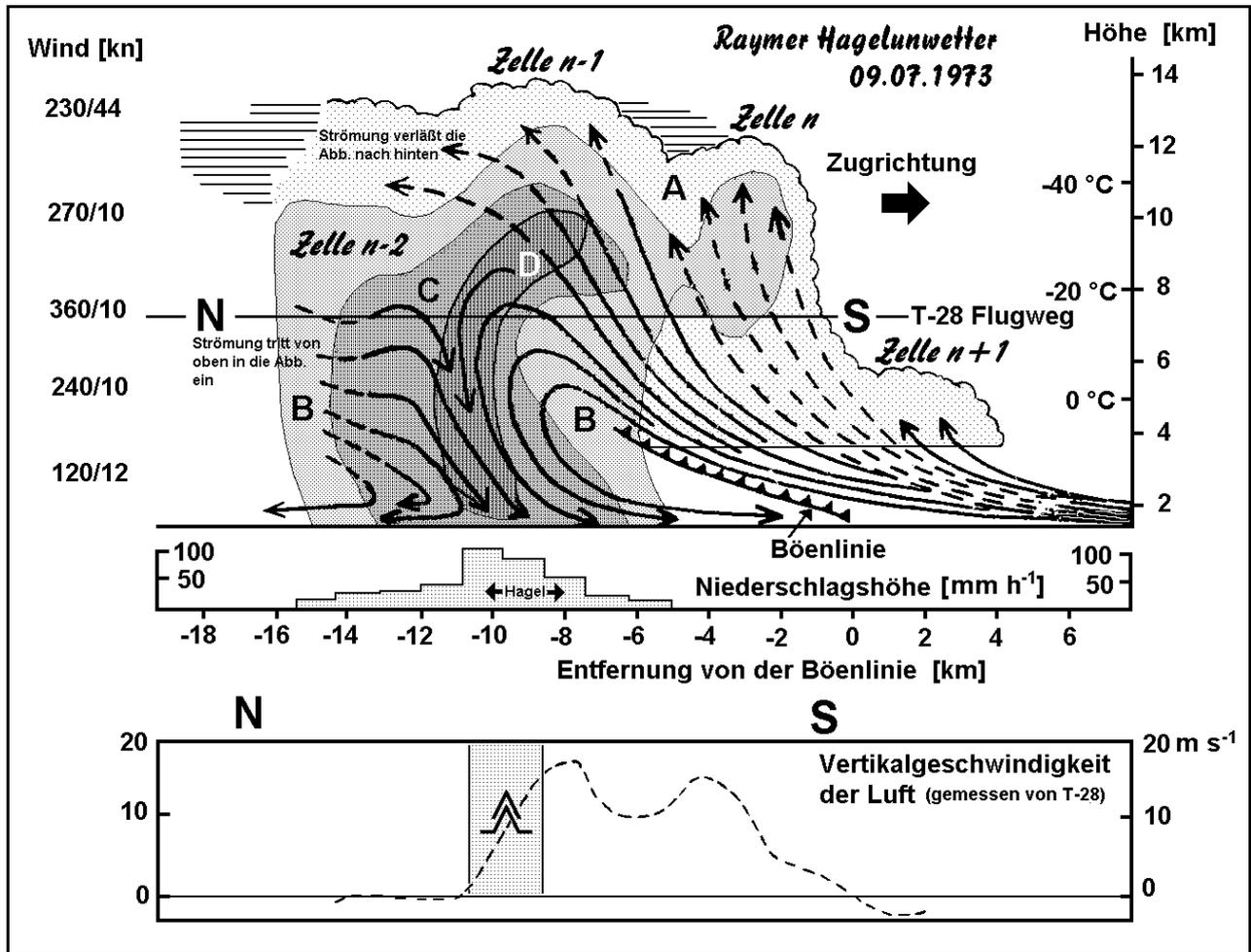
Ist das Unwetter weniger kräftig ausgeprägt oder sind die mitwirkenden Feeder cells räumlich stark ausgedehnt, besteht die Möglichkeit, dass die Graupelkörner ausfallen, bevor sie wieder in den Kreislauf integriert werden. In diesem Fall existiert kein WER und der Hagelschlag ist von geringerer Intensität und der Korndurchmesser kleiner. Die Hagelspur einer Multizelle hat etwa eine Länge von 10 bis 100 km.

Das sich 1984 in München ereignende Unwetter, das in etwas mehr als 6 Stunden aus der Zentralschweiz bis in das südliche Bayern zog, gehörte anfangs zum Typ der Multizelle und entwickelte sich über die Supercelle zum MCC (s. 2.3.2) weiter.

Die Abbildung 8, die den Vertikalschnitt durch ein im Jahre 1973 in Colorado/USA aufgetretenes Hagelunwetter zeigt, lässt sich auf zweierlei Art interpretieren, nämlich als

- Gesamtansicht einer Multizelle, die aus vier einzelnen Gewitterzellen (n+1, n, n-1 und n-2) besteht und als
- Grafik, die vier Entwicklungsstadien einer Gewitterzelle wiedergibt (n+1 ☞ Gewitterwolke zu Beginn des Aufbaustadiums, die sich unmittelbar vor ihrer Eingliederung in die Multizelle befindet; Zelle n, die ein erstes Radarecho liefert (Ende des Aufbaustadiums); n-1 ☞ Reifestadium; n-2 ☞ Auflösungsstadium).

Cross Section einer Multizelle (Abb. 8)



- | | | | |
|----------------------------|---|--|---|
| Ausgezogene Linien | L | uftströmung relativ zur sich bewegenden Multizelle | Quelle: [10] |
| Gestrichelte Linien | S | trömung außerhalb der Bildebene | |
| n-2, n-1, n, n+1 | | i | ndividuelle Gewitterzellen in unterschiedlichen Entwicklungsstadien |
| Linie N - S | | W | eg des Flugzeuges, welches das Profil der Vertikalgeschwindigkeit aufgezeichnet hat |
| Punktierung A | | U | mfang der Bewölkung |
| Punktierung B, C | | 2 | Bereiche intensiver Radarreflexion |
| Bereich D | | : | Trajektorie eines vom Wolkenröpfchen zum Hagelkorn wachsenden Teilchens, beginnend an der Wolkenbasis |

Die Strömungsverhältnisse wurden als Relativbewegungen zur jeder individuellen Gewitterzelle gezeichnet, die als Einzelzellen innerhalb der Multizelle ziehen; daraus resultiert der scheinbare Widerspruch der Hageltrajektorien (Bereich D), welche die Stromlinien schneiden.

Multizellen können schwere Wettererscheinungen in Form von Downbursts, mittel-großem Hagel, Überschwemmungen und schwachen Tornados verursachen und bedeuten für die Öffentlichkeit eine mäßige und für die Luftfahrt eine mäßige bis hohe Gefahr.

Gewitter, die als linienförmige Multizellen auftreten (s. Tab. 7), werden als Squall Line bezeichnet (s. 2.3.1.2)

2.2.2 Superzelle

Der Begriff 'Superzelle' wurde zum ersten Male im Jahre 1962 von Browning geprägt, der damit den quasi-stationären Zustand des 'Wokingham-Unwetters' im Juli 1959 in Süd-Ost-England beschrieb, das Hagelkörner mit einem maximalen Durchmesser von 2.5 cm - fast 4 Stunden lang in einer 200 km langen Spur - produzierte.

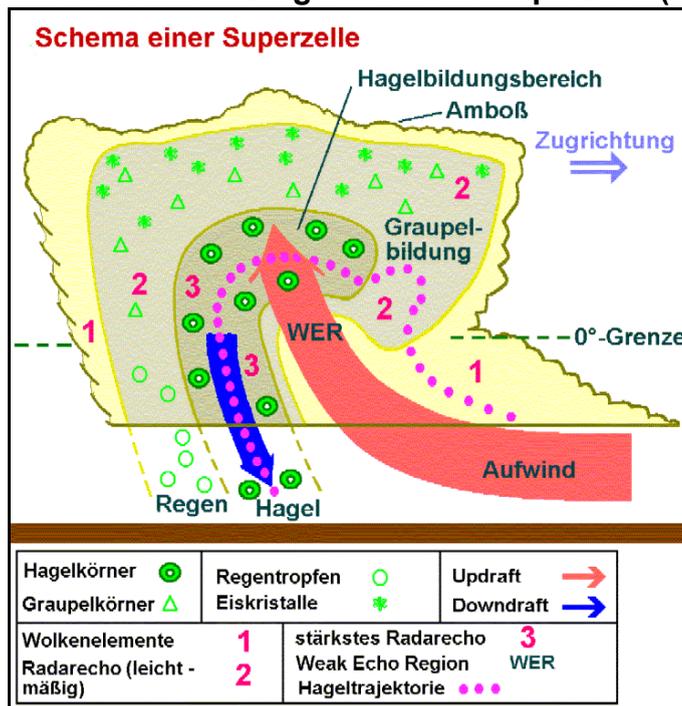
Superzellen sind die räumlich und zeitlich größten und gefährlichsten Gewittergebilde. Sie haben einen Durchmesser von 20 - 50 km an ihrer Basis und von über 200 km im Bereich der Tropopause, die sie aufwölben und sogar kurzzeitig zu durchstoßen können. Sie stellen mesoskalige konvektive Wettererscheinungen dar, deren Lebensdauer sowie Intensität oft auf einer quasi-stationären Zirkulation (Meso-Zyklone) innerhalb einer einzigen, umfangreichen Zelle beruht und nicht, wie bei Multizellen, eine Folge der ständigen Neu-, Umbildung und Auflösung von Gewitterzellen ist. Charakteristisch für diese klassische Superzelle ist der starke, unverzweigte, im Wolkeninneren oft rotierende Updraft, die Meso-Zyklone (Abb. 10), in dessen rechten Randbereich die Graupelkörner entstehen, die später zu großen Hagelbrocken heranwachsen können. Superzellen können sich innerhalb von 2 - 3 Stunden meist nur entwickeln, wenn die Aufwärtsbewegung der Luft bei einer hochreichend labilen Schichtung durch einen zusätzlichen Hebungsprozess verstärkt wird und die vertikale Windscherung sich als groß genug erweist. Erforderlich dafür ist eine kräftige Geschwindigkeitszunahme von 3 - 12 km und eine markante Rechtsdrehung des Windes bis 3 km Höhe (Warmluftadvektion). Auch eine Multizelle kann durchaus ihr Ursprung sein, aber dieser Fall tritt im allgemeinen nur selten auf. Superzellen zeigen grundsätzlich ein besonders charakteristisches Erscheinungsbild:

- Sie verfügen über einen riesigen und sehr kräftigen, durch die vertikale Windscherung nach hinten gekippten Aufwindstrom (Updraft), der auf der Vorderflanke des Unwetters in die Zelle eindringt und ihren Kern in der Höhe wieder verlässt.
- Unter dem geneigten Updraft bildet sich hauptsächlich durch Verdunstung und Entrainment ein Abwindstrom (Downdraft) und zwischen Down- und Updraft entsteht in Bodennähe eine markante Böenlinie (s. Abb. 10).

Der Motor der klassischen Superzelle ist die Meso-Zyklone (s. Abb. 10). Sie bewirkt einerseits, dass warme, feuchte Luft in Bodennähe in das Gewitter einströmt und im Updraftbereich mit hoher Geschwindigkeit aufsteigt. Andererseits befördert sie mittleren Höhen Niederschlagspartikel von der Unwetter-Vorderseite zur -Rückseite, so dass hier Wassertropfen verdunsten und Kaltluftkörper entstehen, die abzusinken beginnen. Dieser Prozess intensiviert sich noch durch größere Niederschlags-elemente, die beim Fallen infolge Reibung die Luft in ihrem Umfeld mit nach unten reißen und einen Abwindstrom bilden, den Rückseiten-Downdraft (Rearflank downdraft RFD) (s. Abb. 10).

Aber auch auf der Vorderflanke des Unwetters wird Luft aus dem Ambossniveau dynamisch zum Absinken gebracht, so dass ein Vorderseiten-Downdraft (FFD, Forward-flank downdraft) entsteht (s. Abb. 10).

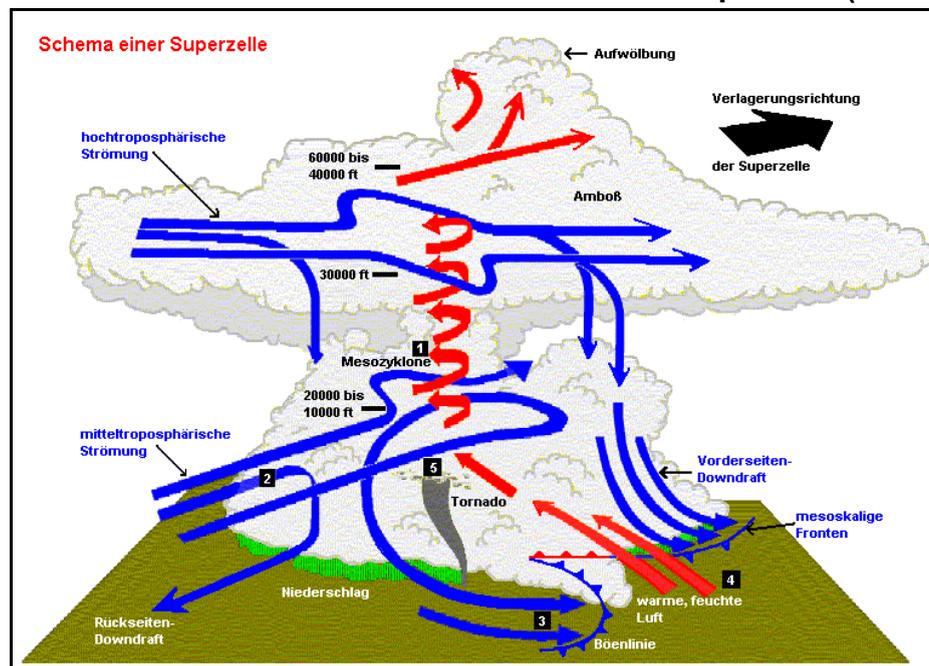
Schematisches Diagramm einer Superzelle (Abb. 9)



Quelle: [5]

- 1 : Wolkenelemente, im allgemeinen nicht sichtbar auf dem Radarbild
- 2 : Radarreflexion durch Niederschlags-tropfen, Reif-/Frostgraupeln, Schneeflocken
- 3 : stärkster RADAR-Reflexionsbereich
- WER : Weak echo region, schwacher Reflexionsbereich; oberhalb des WER befindet sich das Hagelbildungszentrum
- : Hageltrajektorie, Weg eines Wolkenelementes, das zu einem Hagelkorn heranwächst

Schematischer Querschnitt einer klassische Superzelle (Abb. 10)



Quelle: [15]

- 1 : Meso-Zyklone, Motor der Superzelle
- 2 : Trockene, kühle, mitteltroposphärische Luft wird durch die Mesozyklone in die Superzelle einbezogen
- 3 : Kaltluftausfluss mit Böenfront oder -linie
- 4 : In die Superzelle einströmende warme, feuchte Luft
- 5 : Tornado; Bildung oft dort, wo kühle Downdraftluft spiralförmig in die Meso-Zyklone einbezogen wird

Klassische Superzelle Rotierender Updraft in den mittleren Bereichen der Superzelle mesoskaliges Tiefdruckgebiet, Motor des Unwetters (s. Abb. 10)

Der latente Wärmegewinn ist die Hauptenergiequelle des Unwetters und die Temperaturunterschiede treiben es letztendlich an und können - sogar über einen Zeitraum von mehreren Stunden - aufrecht erhalten werden.

Ein Teil der Luft des RFD wird in tieferen Regionen der Superzelle durch den Drehimpuls der Meso-Zyklone abgelenkt, dringt wieder vorderseitig und führt zur Ausbildung einer mesoskaligen Kaltfront (s. Abb. 10), die Böenfront oder -linie. Diese wird häufig von starkem Druckanstieg und einem markanten Temperaturrückgang begleitet und verursacht gleichzeitig eine Hebung und ein verstärktes Einströmen der warmen, feuchten Luft auf der Vorderseite der Superzelle. Auch der FFD erzeugt eine Böenlinie.

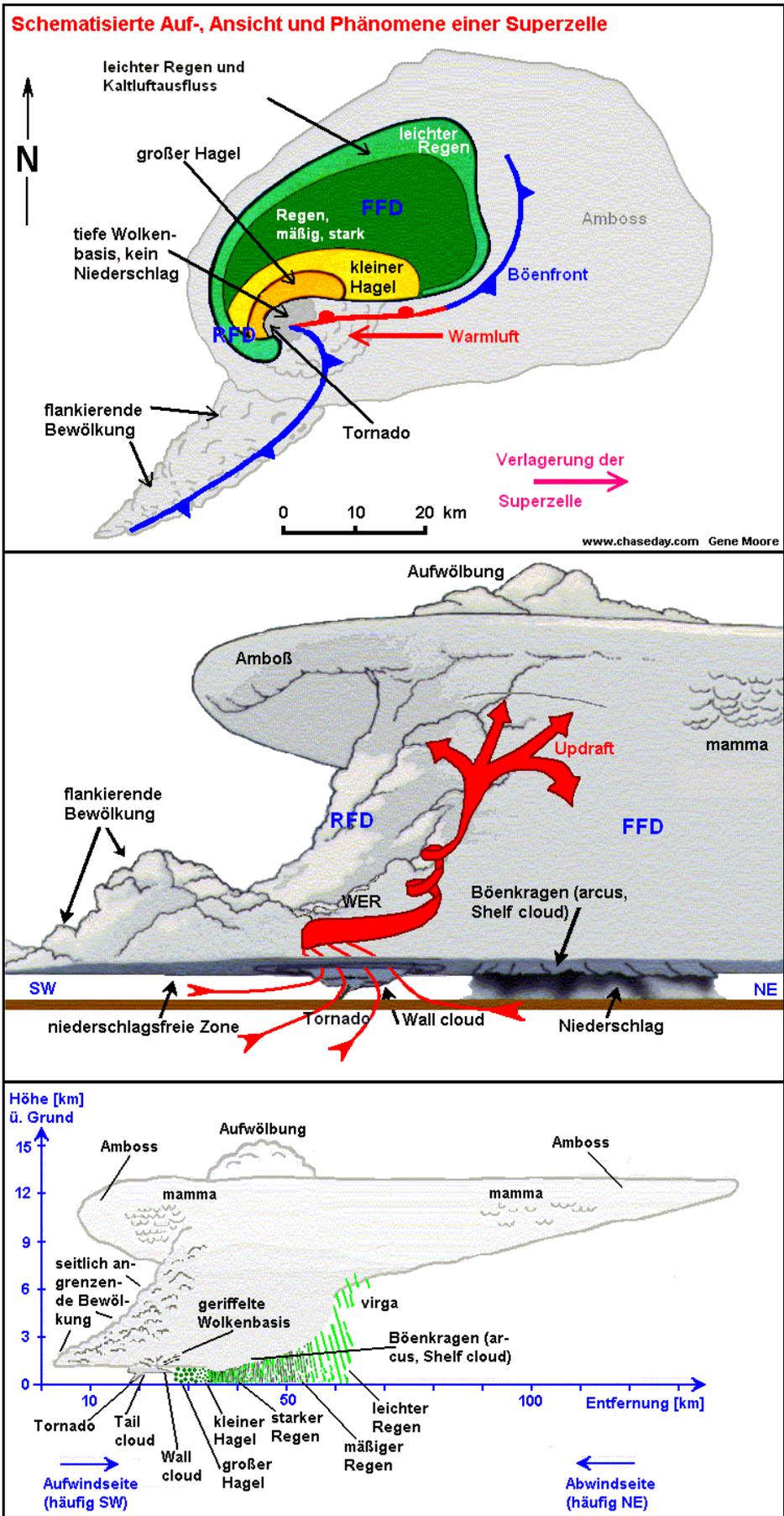
Dort, wo die eindringende, kältere mitteltroposphärische Luft teilweise von der Meso-Zyklone eingefangen wird und in Rotation gerät, bilden sich bevorzugt Tornados. Hier können sich die stärksten Tornados formen, die überhaupt beobachtet werden und deren Zerstörungskraft mit Windgeschwindigkeiten von über 400 km h^{-1} unglaublich ist.

Superzellen, die ungekrönten Könige der Gewitter, weisen mittlere Aufwindgeschwindigkeiten bis zu 40 m s^{-1} auf, in den USA wurden bereits 85 m s^{-1} gemessen und sind in der Lage, Entfernungen von bis zu 400 km oder mehr zurückzulegen, einen Tornado nach dem anderen sowie Starkregen und -hagel zu produzieren. Unwetter, die sich mit einer Geschwindigkeit von über 60 km h^{-1} verlagerten, wurden bereits beobachtet und die Spur der Verwüstung durch Hagelschlag kann sogar einige 100 km lang sein. Ihre Lebenszeit beträgt meist wenige Stunden, sie sind aber durchaus in Lage, bis zu 6 und in extremen Fällen auch bis zu 12 Stunden anzudauern.

Betrachtet man das Radarbild einer Superzelle, so übertrifft das Gebiet mit einer Echostärke von 40 dBZ - im DWD beginnt die Darstellung der Reflexion Z bei 7 dBZ ($\text{dBZ} = 10 \log Z$) und reicht bis 55 dBZ - in der Breite 40 km und in Einzelfällen kann die maximale Echostärke so eines Schwergewitters über 60 dBZ betragen.

Superzellen können verheerende Wettererscheinungen in Form von bedrohlichen Downbursts, großen Hagelkörnern, starken Überschwemmungen und extremen Tornados verursachen und bedeuten für die Öffentlichkeit und Luftfahrt eine hohe Gefahr.

Superzelle (Abb. 11 a))



Besondere Erscheinungen, die in Verbindung mit Gewittern auftreten

Böenkragen (arcus, Shelf cloud)

Der Böenkragen oder arcus (Sonderform) zeigt sich als dichte horizontale Wolkenwalze mit mehr oder weniger zerfetzten Rändern, die am unteren Teil der Vorderseite eines Cumulonimbus zu finden ist und bei größerer Ausdehnung das Aussehen eines dunklen, drohenden Bogens hat.

In der amerikanischen Fachliteratur existiert noch die 'Roll cloud', der Böenkragen einer Squall line. Diese tiefe walzenförmige, langsam um ihre horizontale Achse rotierende seltene Wolke, die vollständig von der CB-Basis getrennt ist, tritt entlang der Böenfront und meist auf der Vorderseite einer Squall line auf.

Flankierende Bewölkung , Flanking line (Superzelle)

Eine seitlich an ein Gewitter angrenzende Linie von Cumuluswolken, deren mächtigste Cu sich in unmittelbarer Nähe des aktiven Teils einer Superzelle befinden. Sie treten meist auf der SW-Seite des Unwetters auf, mindern das Entrainment und können die Superzelle mit Flüssigwasser versorgen.

Fractus (Schlechtwetterstratus, Scud clouds)

Tiefe Wolkenfetzen, die häufig in Verbindung mit und hinter Böenfronten von Gewittern sowie unterhalb ihrer Basis vorkommen.

Großer und kleiner Hagel

Eisteilchen mit einem Durchmesser d von $d \geq 0.5$ cm. Teilchen mit einer Größe von $0.5 \leq d < 2$ cm werden als kleiner Hagel und Partikel mit $d \geq 2$ cm als großer Hagel bezeichnet.

Hook echo

Ein anghakenförmiges Radarecho, das dadurch entsteht, dass Niederschlagspartikel im Randbereich eines in mittleren Höhen rotierenden Updrafts (klassische Superzelle mit Meso-Zyklone) schwebend erhalten bzw. aufwärts transportiert werden. Das reflexionsarme Gebiet innerhalb des Hook echos (WER, Weak echo region) stellt den Kern des Updrafts und den säulenförmigen Einflussbereich (3 - 16 km im Durchmesser) der Superzelle dar. Ein Hook Echo ist ein Hinweis dafür, dass eine Superzelle Tornados bilden kann oder bereits produziert hat.

Mamma

Hängende, beutelartige Quellformen an der Wolkenunterseite, die dadurch entstehen, dass kleinere, sich gerade in der Wolke gebildete Kaltluftkörper durchzusacken beginnen.

Tail cloud (Superzelle)

Manchmal entsteht am Ende einer Wall cloud ein schweifartiger Wolkenfortsatz, der als 'Tail cloud' bezeichnet wird und eine zur Wall Cloud hinggerichtete Bewegung mit einem heftigen Updraft an ihrer Verbindungsstelle mit der Wall cloud aufweist.

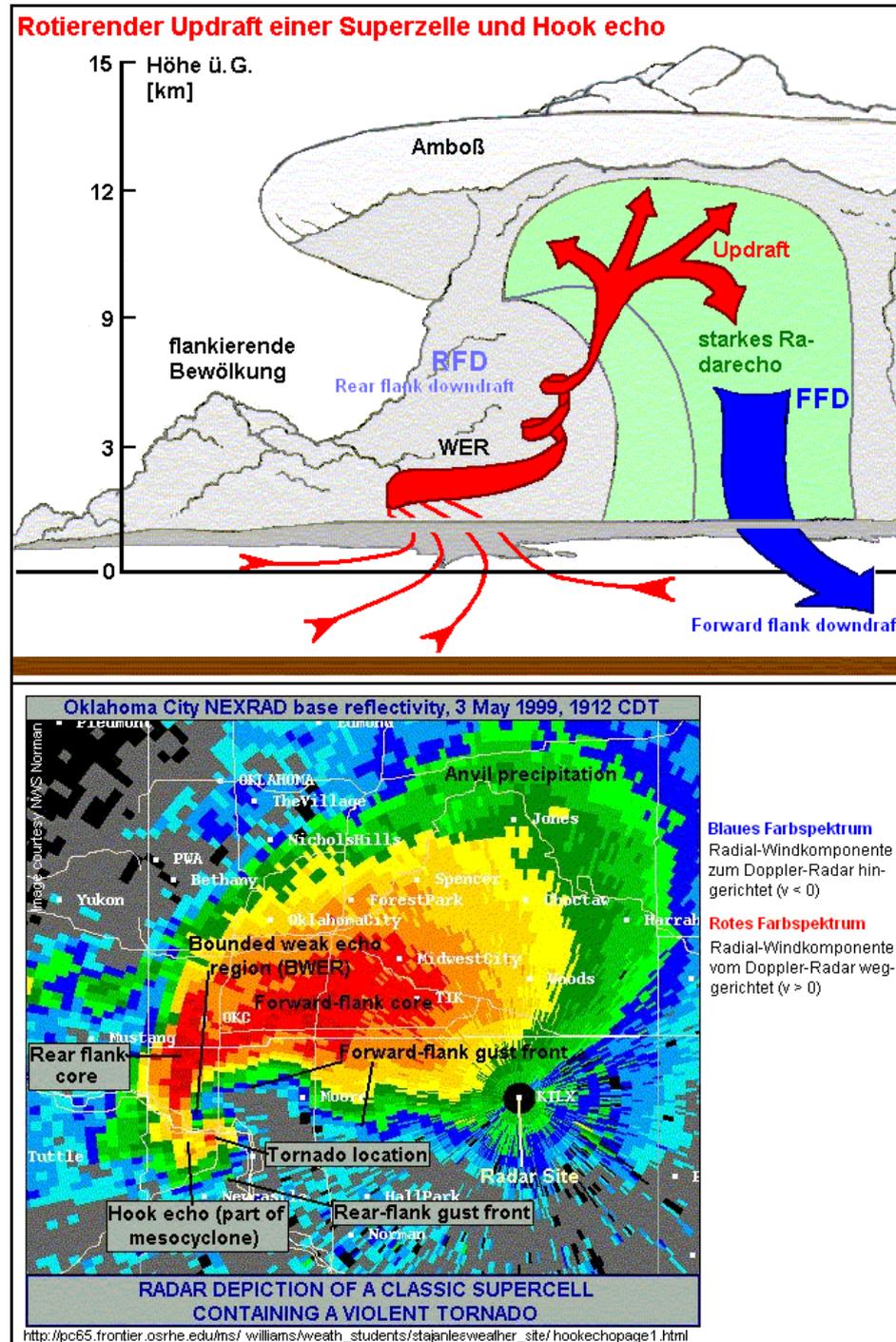
Wall cloud (Superzelle)

Eine Wolke mit einem Durchmesser von etwa 1.5 - 6.5 km, deren Untergrenze niedriger als die des Schergewitters (Super-, Multizelle) ist und die in der regenfreien Zone unter dem starken Aufwindstrom kurz nach Niederschlagsbeginn entstehen kann. Anteile der durch Verdunstung von Regen abgekühlten und dadurch absinkenden, sehr feuchten Luft geraten in den Updraft und strudeln aufwärts, bis der Wasserdampf nach kurzer Hebung kondensiert. Aus der Ferne betrachtet zeigen viele Wall Clouds sowohl eine kräftige Aufwärts- als auch Rotationsbewegung, die der von Tornados gleicht, aber von geringerer Stärke ist. Wall clouds entwickeln sich meist im Zeitraum von wenigen Minuten bis zu einer Stunde, bevor die Großtrombe in Erscheinung tritt und sie sind überwiegend im SW-Teil des Unwetters zu finden.

WER (Super-, Multizelle) (Weak echo region)

Relativ schwaches Reflexionsgebiet in tieferen Schichten im Einstrombereich einer Multi- und Superzelle, das durch ein stärkeres überhängendes Radarecho gedeckelt wird. Die WER ist ein Anzeichen für einen starken Updraft im Einstrombereich der Gewitterzelle, deren Niederschlag in der Höhe schwebend erhalten wird. Wenn sich bei einer Superzelle dieses schwache Reflexionsgebiet tieferer Schichten aufwärts in die stärkere Echoregion hinein ausdehnt und von ihr umschlossen wird, spricht man vom BWER (Bounded weak echo region) oder 'Vault'.

Superzelle (Abb. 11 b))



Der Updraft gerät im zweiten Stadium der Superzellen-Entwicklung in etwa 5-8 km über Grund am stärksten in zyklonale Rotation und bildet eine Meso-Zyklone mit einem Radius von etwa 5 - 10 km. Solch ein Unwetter wird auch als klassische Superzelle bezeichnet.

Anvil precipitation

Kleine Hagelkörner, die aus dem Amboß herausgeschossen werden, auf ihrem langen Fallweg meist schmelzen und den Erdboden vor dem Unwetter in Form großer, vereinzelter Regentropfen erreichen können.

Bounded weak echo region (BWER), auch 'Vault'

Relativ schwaches, tiefes Radarecho eines Gewitters, das in höhere Schichten hinaufreicht und dort von einem stärkeren Echogebiet umgeben ist. Dieses Gewitter-Kennzeichen ist mit einem starken Updraft verbunden und tritt meist immer in seinem Zuflussbereich auf.

Forward-flank core

Kern des Vorderseiten-Downdrafts (s. Abb. 10)

Forward-flank gust front

Vorderseitige Böenlinie (s. Abb. 10)

Rear-flank core

Kern des Rückseiten-Downdrafts

Rear-flank gust front

Rückseitige Böenlinie

Hook echo

Ein angelhakenförmiges Radarecho, das ein Hinweis dafür ist, dass eine Superzelle Tornados bilden kann oder bereits produziert hat.

Klassische Superzelle

Superzelle mit rotierendem Updraft in den mittleren Bereichen der Superzelle (mesoskaliges Tief)

Die untere Grafik der Abbildung 11 b) zeigt ein Doppler-Radarbild einer klassischen Superzelle, die einen heftigen Tornado produzierte. Mit Doppler-Radaren lässt sich nicht nur die Echostärke, sondern auch die Radial- oder Dopplergeschwindigkeit bestimmen. Das rote Farbspektrum zeigt die zum Doppler-Radar (schwarzer Kreis) hin-gerichtete Radial-Windkomponente und das blaue Farbspektrum die vom Radar weggerichtete Windkomponente.

2.3 Mesoskalige konvektive Systeme (MCS)

Einzel-, Multi- und selten auch Superzellen können sich zu einem linienartigen, kreisförmigen oder auch einen anderen Umriss zeigenden Gewitterkomplex vereinigen, der als mesoskaliges konvektives System (Mesoscale convective system (MCS) bezeichnet wird.

Mesoskaliges konvektives System : **Mesoscale convective system (MCS)**
Zusammenhängendes, Wettersystem mit Gewittern und einer Länge von einigen hundert Kilometern und Andauer von mehreren Stunden, das eine Eigendynamik entwickelt, weil es sich vom primären, zu seiner Entstehung führenden Antriebsmechanismen abkoppelt und das Stromfeld, in dem es sich bildete, mehr oder minder stark verändert.

MCS können einerseits linienhaft als gewöhnliche Fronten oder als Konvergenzlinien auftreten, die, wenn sie eine definierte Struktur aufweisen, als Squall lines bezeichnet werden. Andererseits lassen sich auch - meist in den USA - nahezu kreisartige MCS beobachten, die sogenannten mesoskaligen konvektiven Komplexe (Mesoscale convective complex (MCC)). Übergangsformen - weder linear noch ringförmig - existieren ebenfalls, jedoch gibt es dafür in der Literatur keinen gesonderten Ausdruck.

Typisch für das Erscheinungsbild eines MCS ist die ausgedehnte Ambossbewölkung, die sich durchaus über mehrere hundert Kilometer erstrecken kann.

Die Unwettererscheinungen, die im Bereich eines MCS am 20.08.1992 im Saarland auftraten, schildert der Beobachter der Flugwetterwarte Saarbrücken in einem Fernschreiben.

Fernschreiben der Flugwetterwarte Saarbrücken vom 21.08.1992 (Abb. 12)

ZCZC xx03 201600 edrs zuf info de flugwewa sr durchgang der gewitterfront in saarbruecken/ersheim am 20.08.92 um 14.40 utc temperaturrueckgang von 25.1 grad c auf 14.2 grad c sichtrueckgang von 30 km auf 200 meter windspitze: 90 kt aus west 10-min-mittel: 29 kt ww: 99 hagelkorndurchmesser: 24 mm niederschlag von 14.32 bis 14.55 utc 32.6 mm minuten des grauens und voller stress (aber vielleicht einmalig im leben eines beobachters...) flugwetterwarte saarbruecker/ensheim / rosch++++=	<table border="1"> <tr> <td>EINGEGANGEN DEUTSCHER WETTERDIENST WETTERDIENSTSTELLE</td> </tr> <tr> <td>21 AUG. 1992</td> </tr> <tr> <td>L <i>Am</i> 21/8</td> </tr> </table>	EINGEGANGEN DEUTSCHER WETTERDIENST WETTERDIENSTSTELLE	21 AUG. 1992	L <i>Am</i> 21/8
EINGEGANGEN DEUTSCHER WETTERDIENST WETTERDIENSTSTELLE				
21 AUG. 1992				
L <i>Am</i> 21/8				

2.3.1 Gewitter an Konvergenzlinien

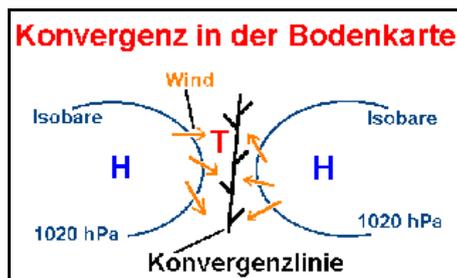
2.3.1.1 Allgemeines

Konvergenzlinien zeigen in mittleren Breiten zwei unterschiedliche Erscheinungsbilder. Sie treten bei labiler Schichtung als normale Gewitterlinien oder selten als mesoskalige konvektive Komplexe (MCS) auf. Betrachtet man ihre horizontale Verlagerung, lassen sich Konvergenzlinien unterscheiden, die manchmal nahezu ortsfest (stationäre Konvergenzlinie) verbleiben, sich mehr oder weniger rasch fortbewegen (nicht stationäre Konvergenzlinie) und sogar welche, die miteinander kollidieren. Konvergenzlinien können die Ursache sein von

- Böenlinien bereits stattfindender Gewitter,
- orographischen Einflüssen,
- differentieller Sonnenstrahlung, weil z.B. ein bestrahltes und benachbartes schattiges Bodenareal eine thermische Zirkulation initiiert und
- synoptischen Bodenfronten, da eine Front immer eine Konvergenzlinie beinhaltet.

Sie treten als Richtungs- und/oder Geschwindigkeitskonvergenzen auf und das Gebiet des maximalen Zusammenflusses (Konfluenz) am Erdboden wird bei ausreichender Ausprägung im Windfeld der Bodenkarte durch eine Konvergenzlinie (nicht bei einer Front) markiert.

Luftmassenkonfluenz in einer Tiefdruckrinne (Abb. 13)

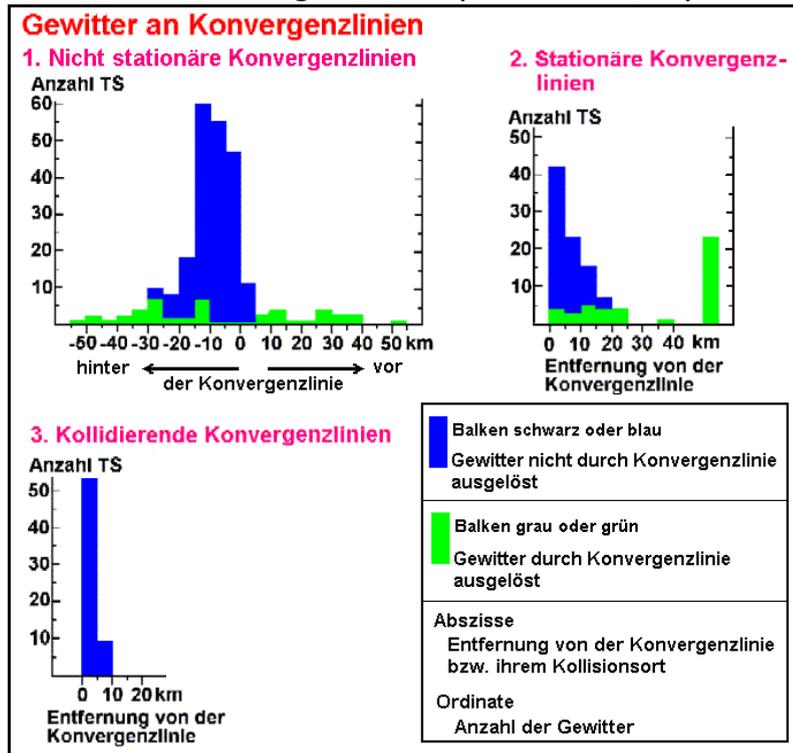


Eine bodennahe Konvergenz löst aus Kontinuitätsgründen eine Hebung der Luft aus. Bei einer ausreichend latenten oder potentiell labilen Schichtung besteht dann die Möglichkeit, dass sich mächtige Quellwolken neu bilden bzw. bereits vorhandene Konvektionsbewölkung intensiviert wird.

Die Amerikaner Wilson und Schreiber untersuchten die Auslösung von Gewittern in Colorado/USA mit Doppler-Radar und fanden heraus, dass der überwiegende Anteil der sich im Messbereich des Radars entwickelnden Gewitter auf ziehende, stationäre und kollidierende Konvergenzlinien zurückzuführen war. Die Gewitter entstanden dabei bevorzugt zwischen 0 und 20 km hinter einer ziehenden, im Bereich von bis zu 15 km um eine stationäre sowie im Umfeld von 5 km einer Kollisionsstelle von zwei Konvergenzlinien (s. Abb. 14, 15, 16).

Weiterhin stellten sie fest, dass Konvergenzlinien eine Länge von 10 bis zu mehreren 100 km, eine Breite von 0.5 und 5 km zeigten. Als Entstehungsort von Gewittern definierten sie die Gegend, in der die Radarreflexion Z, die Intensität des Radarechos in dBZ ($\text{dBZ} = 10 \log Z$) erstmals eine Stärke von 30 dBZ erreichte und zeigten, dass 79 % der beobachteten Gewitter mit einer maximalen Echostärke von über 30 dBZ und 92 % der intensiven Gewitter mit mindestens 60 dBZ sich in der unmittelbaren Umgebung einer Konvergenzlinie bildeten.

Gewitter an Konvergenzlinien (Abb. 14, 15, 16)

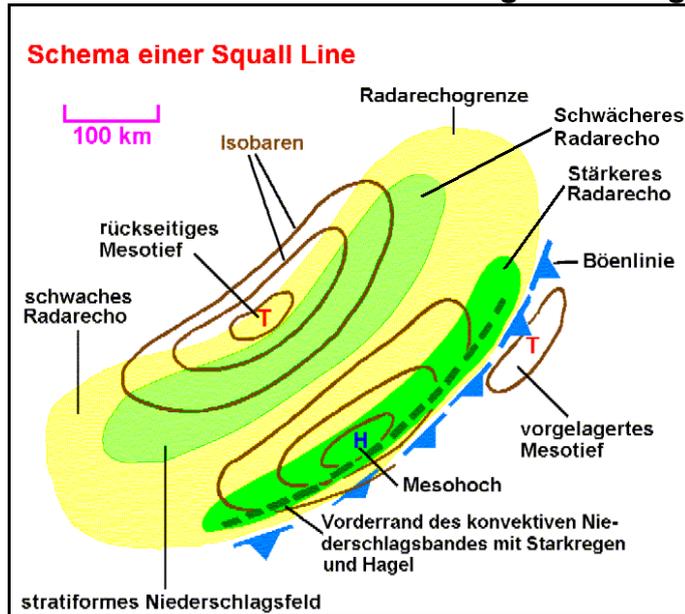


Quelle [10]

2.3.1.2 Squall lines

Squall lines, die auch als Multizellen-Linien (Multicell line storms) bezeichnet werden, stellen kräftige linienhafte mesoskalige konvektive Systeme dar, die sich aus Einzelzellen, Multizellen und manchmal auch Superzellen zusammensetzen und in tropischen und mittleren Breiten auftreten. Die Böenlinien der individuellen Gewittertypen einer Squall line vereinigen sich und bilden eine gemeinsame, wesentlich größere (synoptische Skala, s. Tab. 1) Böenfront (Squall line), die eine ausgeprägte Eigendynamik sowie häufig auch ein spezielles Druck- und Niederschlagsfeld entwickeln, rasch in die vorderseitige Warmluftregion vorstoßen und das Erscheinungsbild einer Kaltfront annehmen kann.

Bodendruckfeld und Niederschlagsverteilung einer Squall line (Abb. 17)



Quelle: [9]

Die Kaltfrontsymbole markieren die Böenlinie (Squall line) und die gestrichelte Linie stellt den vorderen Rand des konvektiven Niederschlages dar, der im allgemeinen mit Starkniederschlag und Hagel verbunden ist.

Dahinter befindet sich ein breites Band konvektiven Niederschlages, das durch einen relativ schwachen Radarechobereich von der nachfolgenden Region des stratiformen Niederschlagsfeldes getrennt wird.

Vor der Squall line hat sich das vorgelagerte mesoskalige Bodentief aufgrund der durch Konvektion induzierten Absinkerwärmung in der mittleren und oberen Troposphäre entwickelt.

Hinter dem vorderen Rand des konvektiven Niederschlages liegt das Boden-Mesohoch, das eine Folge des bodennahen Kaltluftausflusses ist.

Am hinteren Ende des stratiformen Bandes hat sich am Boden das rückseitige mesoskalige Bodentief aufgrund der Absinkerwärmung im Rear inflow jet ausgebildet, ein Luftstrom, der aus dem mittleren und hohen troposphärischen Niveau rückwärtig in die Squall line einfließt.

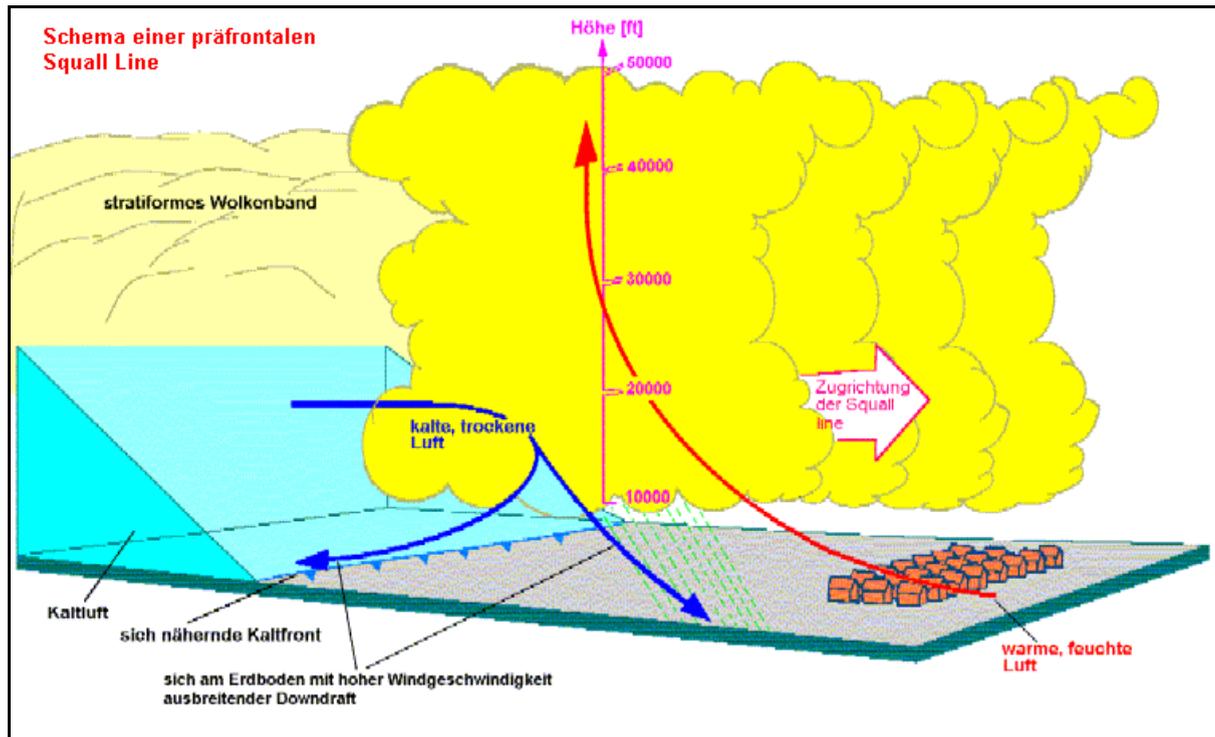
Die typische Squall line, die präfrontale Squall line, ist geprägt durch ein vorderseitiges Boden-Mesotief, das auf die durch die Konvektion ausgelöste Absinkerwärmung in der mittleren und oberen Troposphäre zurückzuführen ist. Dahinter befindet sich die durch Kaltfrontsymbole markierte Böenfront und der Vorderrand des konvektiven Niederschlages (gestrichelte Linie). Hier treten gewöhnlich Starkniederschläge und Hagel auf.

Hinter dem konvektiven Niederschlagsband liegt häufig, durch einen Bereich relativ schwachen Radarechos getrennt, ein stratiformes Niederschlagsfeld (s. Abb. 17). Zwischen der vorderen Grenze des konvektiven und dem stratiformen Niederschlagsband erstreckt sich das Boden-Mesohoch, das eine Folge des bodennahen Kaltluftausflusses ist.

Das Bodentief am hinteren Ende der Squall line unmittelbar nach dem stratiformen Niederschlagsfeld ist am kräftigsten ausgeprägt und wird durch die Absinkerwärmung der im mittleren bis hohen Niveau von hinten in die Squall line einströmenden Luft verursacht.

Squall lines weisen eine Länge von mindestens 50 km - das Längen-/Breitenverhältnis beträgt zumindest 5 zu 1 - und eine Lebensdauer von wenigstens 15 Minuten auf. In der gemäßigten Zone können Squall lines bis zu 100 km breit und mehrere 100 km lang sein. Zusätzlich zu den signifikanten Wettererscheinungen der Gewitter und ihren Auswirkungen sind Squall lines häufig mit großräumiger stratiformer Bewölkung verbunden (s. Abb. 17, 19), die sie als Schleppe begleitet und noch Stunden nach den Gewittern und dem Starkregen Dauerniederschlag produzieren kann.

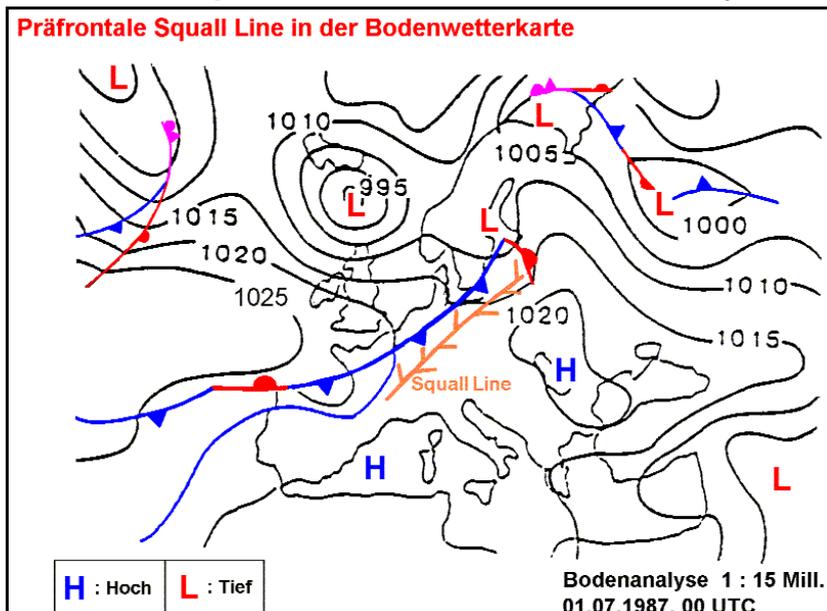
Präfrontale Squall line (Abb. 19)



Quelle: [15]

Die Abbildungen 20 und 21 zeigen eine mitteleuropäische sommerliche Gewitterlage mit einer präfrontalen Squall line.

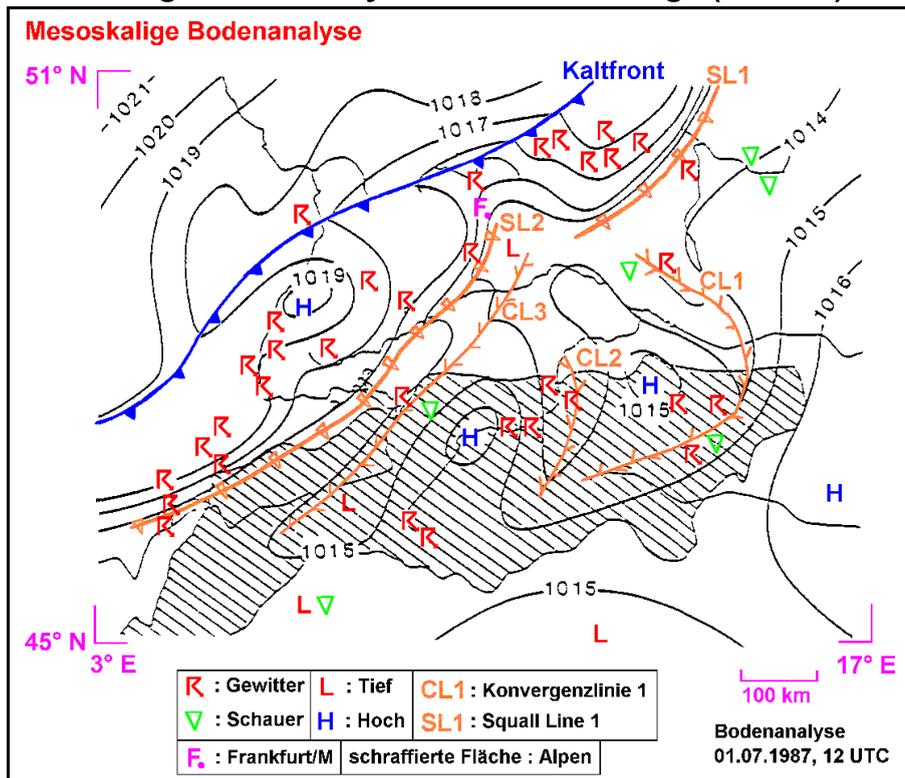
Präfrontale Squall line in der Bodenwetterkarte (Abb. 20)



Bodenanalyse 1:15 Mill.,
01.07.1987, 00 UTC

Präfrontale Squall line über Mitteleuropa

Mesoskalige Bodenanalyse einer Gewitterlage (Abb. 21)



Mesoskalige Bodenanalyse;
01.07.1987, 12 UTC

Präfrontale Squall line über
Mitteleuropa

- schraffierte Fläche** : Alpen
- CL** : Konvergenzlinien
- SL** : Squall lines

2.3.2 Mesoskalige konvektive Komplexe (MCC)

Mesoskalige konvektive Komplexe (Mesoscale convective complexes (MCC)) stellen konvektive Systeme (MCS) im Mesoscale dar, die im Satellitenbild als nahezu kreisförmige Wolkengebilde zu erkennen sind, ihre maximale Ausdehnung und ihre stärkste Intensität meist nachts haben und deren Eigenschaften wie folgt definiert wurden:

- Ein mindestens 6 Stunden andauernder Cloud cluster, dessen zusammenhängendes Wolkenfeld eine
 - Ausdehnung von mindestens 100000 km² mit Infrarottemperaturen an seiner Obergrenze von -32 °C oder weniger hat und
 - ein Wolkengebiet von mindestens 50000 km² mit einer Temperatur von -52 °C oder darunter einschließt;
- Exzentrizität, d.h. ein Verhältnis der kleinsten zur größten MCC-Achse von ≥ 0.7 aufweisen muss, da es sich um ein mehr oder minder rundes Wolkenfeld handelt.

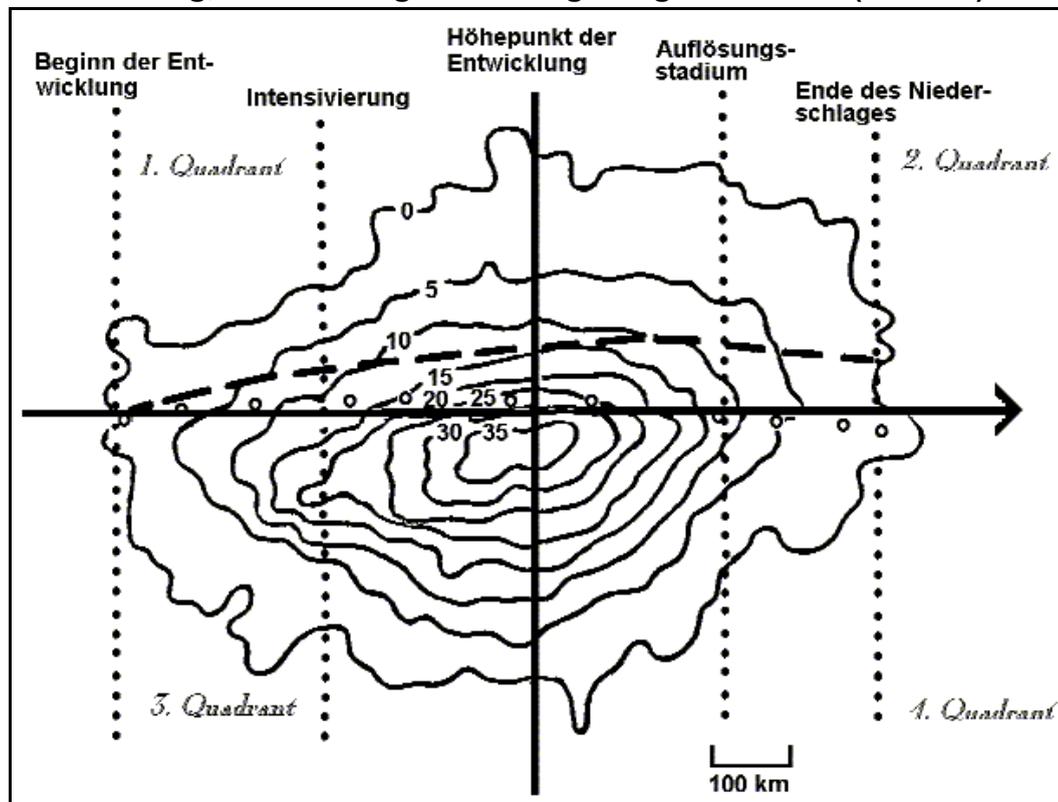
MCC können, vor allem im Entstehungsstadium, starke Gewitter enthalten und führen häufig zu schweren Überschwemmungen, da sie langanhaltende und intensive Regenfälle mit mittleren maximalen Regenmengen von 104 mm verursachen. Sie sind allerdings in Mitteleuropa noch nicht beobachtet worden.

MCC-Wetterlagen weisen im allgemeinen keine starke Zyklonogenese auf, sondern sind gekennzeichnet durch

- relativ hohe Taupunkte am Boden und eine dicke Schicht feuchtwarmer Luft in der unteren Troposphäre, deren Wasserdampfgehalt oft die Ursache vorangegangener Niederschlagsaktivität ist;
- sehr starke Warmluftadvektion und
- schwache oder keine Vorticityadvektion.

Diese synoptischen Konditionen sind bevorzugt nahe der Achse eines langwelligen mitteltroposphärischen Rückens anzutreffen, dem in den meisten Fällen ein kurzwelliger Trog vorgelagert ist.

Niederschlag, Entwicklung und Verlagerung eines MCC (Abb. 22)



- ausgezogene Kurven** : Niederschlagsverteilung [mm], gemittelt über 74 MCC
- gestrichelte Linie** : Verlagerung des Schwerpunktes des -32 °C Wolkenschirmes
- unausgefüllte Kreise** : Verlagerung des Schwerpunktes des -52 °C Wolkenfeldes
- vertikale Achsen** : verschiedene Stadien im Lebenszyklus der MCC

2.4 Tornados

In Verbindung mit Cumulonimbuswolken, mächtigen oder vertikal schnell wachsenden Cu con (selten bei Cu) können mikro- und mesoskalige Wirbel mit einer spiralförmigen Luftbewegung auftreten, die als Großtromben bezeichnet werden. Ihre Ursache sind dynamische Prozesse, die durch Wechselwirkungen in oder unterhalb der Wolke mit ihrem Umfeld entstehen und starke vertikale Vorticity produzieren können, die einen horizontalen kleinräumigen Wirbel mit einer kräftigen zyklotropischen Strömung initiiert. Dieser kann dann unterhalb der Wolkenbasis als Wolkenschlauch sichtbar werden und sich während der Bildungsphase des Tornados häufig abwärts fortschreitend bis zum Erdboden entwickeln.

Mit dem Einströmen der Luft gegen das Wirbelzentrum, das einen sehr tiefen Luftdruck im Vergleich zur Umgebungsluft aufweist - 780 hPa wurden bereits in Bodennähe beobachtet - und der damit verbundenen horizontalen adiabatischen Abkühlung aufgrund der starken Druckgegensätze, kondensiert der Wasserdampf, so dass die zentralen Teile des Wirbels als trichterförmiger, weißer Schlauch sichtbar werden. Die Luft des Wolkentrichters rotiert dabei mit außerordentlich hoher Geschwindigkeit und wird in seinem Zentrum empor gesaugt.

Die Rotation erreicht Maxima von über 400 km h^{-1} und die Aufwindgeschwindigkeit wird auf mehr als 250 km h^{-1} (70 m s^{-1}) bei extrem heftigen Erscheinungen dieser Art geschätzt.

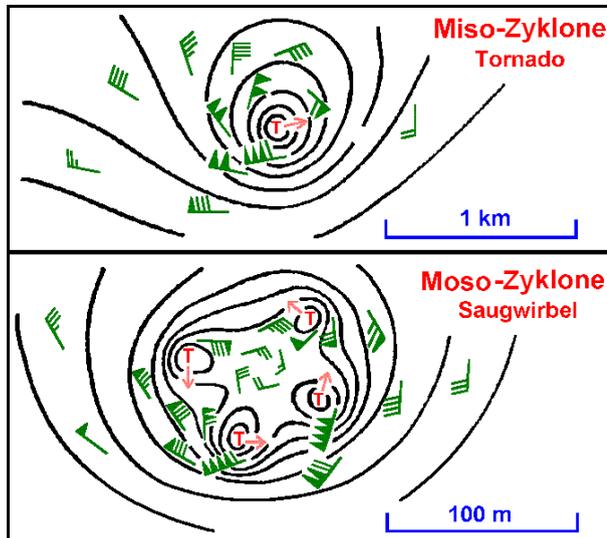
Berührt der rotierende Wolkentrichter den Untergrund nicht, wird er als Funnel cloud oder Wolkenschlauch, beim Erreichen der Erdoberfläche als Tornado und beim Kontakt mit einer Wasseroberfläche (Meer, See) als Wasserhose bezeichnet. Ein Tornado wandelt sich zu einer Wasserhose, wenn er vom Land auf das Meer übertritt und umgekehrt. Weil vom Erdboden Schmutz und Staub angesaugt werden, sehen die meisten Tornados dunkel aus.

Ihr Lebenszyklus lässt sich oft in die vier Stadien Aufbau-, Haupt-, Rückbildungs- und Auflösungsphase gliedern. Im Aufbaustadium bildet sich der Tornado und wächst dem Erdboden meist entgegen, in der Hauptphase hat er den größten Umfang, im Rückbildungsstadium schrumpft er zu einer dünnen Säule und in der Auflösungsphase ist er nur noch fragmentarisch zu erkennen.

Ein Tornado setzt sich aus einem oder mehreren kleineren Saugwirbeln (Suction vortex) zusammen. Insgesamt bis zu sechs Saugwirbel sind möglich, deren Durchmesser von der horizontalen Ausdehnung der Großtrombe abhängt und zwischen 0.5 bis 50 m schwankt. Diese Saugwirbel sind stationär oder rotieren um das Tornado-Zentrum, umfassen die stärksten Windgeschwindigkeiten und beinhalten weitere kleinere Wirbel.

Die Grafik 23 zeigt die horizontalen, zyklonalen Wirbelstrukturen des Tornados und des Saugwirbels, die in der amerikanischen Fachliteratur - ihrer räumlichen und zeitlichen Größenordnung entsprechend - als Miso- und Moso-Zyklone bezeichnet werden.

Horizontale Wirbelstruktur eines Tornados und Saugwirbels (Abb. 23)



Ein Tornado besteht etwa aus 1 bis 6 Saugwirbeln. Die Lebensdauer eines Tornados (Miso-Zyklone) beträgt etwa 1 bis 100 Minuten und die eines Saugwirbels (Moso-Zyklone) ca. 1 bis 100 Sekunden.

Weil Tornados mehrere, voneinander abweichende Erscheinungsformen zeigen, werden zwei Hauptarten unterschieden:

- Tornados, die sich im Kaltluftausfluss eines Gewitters bilden (max. F2 nach Tab. 8); sie sind meist nur schwach ausgeprägt, dauern im allgemeinen weniger als 5 Minuten und ihre Windgeschwindigkeiten übertreffen nur selten 240 km h^{-1} ($150 \text{ Meilen h}^{-1}$).
- Tornados, die sich im Aufwindbereich einer Superzelle bilden; sie können unglaublich stark sein, entstehen in mittleren Höhen im Gewitter und wachsen dann vertikal in beide Richtungen, nach oben in das Unwetter hinein und nach unten zum Erdboden hin.

Die kleinsten Tornados haben eine Lebenszeit von nur wenigen Sekunden, ziehen einige Meter und erzeugen Windgeschwindigkeiten von nicht mehr als 80 km h^{-1} . Seltene Monster-Tornados, Twister genannt, bestehen aus mehreren, sich laufend neu bildenden und wieder absterbenden, windenden Wolkenschläuchen. Sie können so Stunden andauern, verfügen über einen Durchmesser von bis zu 800 m, bewegen sich über 320 km weit und sind in der Lage, Luftbewegungen bis zu 500 km h^{-1} zu erzeugen.

Im allgemeinen wüten Tornados jedoch weniger als eine Stunde und legen Entfernungen von etwa 25 - 30 km zurück.

Ein verheerend starker Tornado (s. Tab. 12) übertrifft intensitätsmäßig alle anderen Wettererscheinungen unserer Erde, so dass besiedelte Gebiete, die von so einem Saug-rüssel heimgesucht wurden, vollständig verwüstet werden können.

Intensitätsskala von Tornados nach Fujita-Pearson (Tab. 12)

Stärke	Hauptklasse	Windgeschwindigkeit	Zerstörungskraft
F0	schwach	63 (Bft 8) bis 117 km h ⁻¹	leicht
F1		118 (Bft 12) bis 183 km h ⁻¹	mäßig
F2	stark	184 (Bft 15) bis 255 km h ⁻¹	bedeutend
F3		256 bis 334 km h ⁻¹	heftig
F4	verheerend	335 bis 420 km h ⁻¹	katastrophal
F5		421 bis 514 km h ⁻¹	unglaublich
F6*		515 bis ca. 620 km h ⁻¹	unfassbar

Klassifizierung von Tornados nach Theodore Fujita, ehemaliger Professor der Universität von Chicago

** : Ein F6-Tornado wurde noch nicht beobachtet. Dieses Phänomen würde die stärkste Wettererscheinung darstellen, die auf unserer Erde auftreten könnte.*

Großtromben treten in den wärmeren Regionen der Erde auf, also auch in Mitteleuropa, und sind besonders häufig in den Südstaaten der USA im Frühling zu finden.

1995 war ein besonders stürmisches Jahr in den USA mit einer Gesamtzahl von 1076 Tornados (s. Tab. 13). Allein in den Monaten April bis Juli beobachtete man 755 Tornados, wobei 18 Personen getötet und Schäden in Höhe von ca. 186 Millionen Dollar verursacht wurden.

Aber auch in Europa lassen sich im Sommer Tornados beobachten. Die Tabelle 15 zeigt eine Auswahl von markanten europäischen Tornados.

Tornados in der USA im Jahre 1995 (Tab. 13)

Stärke (s. Tab. 12)	Art der Schäden	Häufigkeit	
		Anzahl	Prozent
F0	demolierte Schornsteine und Reklametafeln, abgebrochene Äste	698	64.9
F1	abgedeckte Dächer, versetzte Wohnwagen, zerstörte Fertiggaragen	263	24.4
F2	abgebrochene oder entwurzelte Bäume, zerstörte Dächer und Wohnwagen, umgeworfene Güterwagen	80	7.4
F3	abgerissene Dächer und eingedrückte Wände bei festen Wohnbauten, umgestürzte Eisenbahnzüge, emporgeschleuderte Autos, Bäume in den Wäldern überwiegend entwurzelt	30	2.8
F4	zerstörte und abgetragene feste Wohnbauten, herumfliegende Trümmerstücke einschließlich Autos	5	0.5
Quelle: [22]		1076	100

Tornado in den USA (Abb. 24)



Tornado der Stärke F4
(Fujita-Skala, Tab. 12)

Aber nicht nur Menschenleben und horrenden Schadenssummen sind beim Auftreten stärkerer Tornados zu beklagen, sondern es werden manchmal auch recht merkwürdige, mehr oder minder glaubhafte Ereignisse geschildert (Quelle 22):

- 1955, in Boudle (Süd-Dakota), beaufsichtigte eine Mutter ihre reitende Tochter, als diese plötzlich mitsamt ihrem Pony von einer Großtrombe eingesogen wurde. Die Mutter nahm die Verfolgung des Tornados auf und fand ihr Kind 800 m weiter entfernt ruhig auf dem Pony sitzend wieder. Das Mädchen erlitt nur einige blaue Flecke und das Pony war unversehrt.
- Ein Tornado in Kansas/USA senkte sich über eine Herde grasender Schafe, denen sich keine Fluchtmöglichkeit bot und schor ihnen die Wolle vom Körper, ohne sie zu verletzen.
- Ein amerikanischer Meteorologe berichtete von einem Tornado, der eine Scheune zerstörte und eine brennende Kerosinlampe über 500 m durch die Luft davontrug und sie danach intakt und leuchtend wieder absetzte.
- In Le Mars/Iowa/USA entfernte ein Tornado der Stärke F2 eine Hundehütte mitsamt dem Tier und setzte sie einige Häuser weiter verkehrt herum wieder ab. Der Hund im Inneren der Hütte war zwar ein wenig benommen, aber gänzlich unversehrt.

Der Engländer Dr. G. Terence Meaden hat 1972 eine weitere, feinere Intensitätsskala für Großtromben aufgestellt, die aus der Beaufortskala abgeleitet wurde (s. Tab. 14).

Intensitätsskala von Tornados nach Meaden (Tab. 14)

Intensität		Beschreibung	Windgeschwindigkeit v [m s ⁻¹]	Erläuterung
Klasse				
T0	schwach	leicht	17 - 24	lose, leichte Gegenstände werden vom Erdboden spiralförmig aufwärts befördert; Zeltplanen stärker bewegt; viele lose Dachziegel abgeräumt; Zweige abgebrochen, Schneisen in Getreidefeldern gebildet
T1		schwach	25 - 32	Liegestühle, kleine Pflanzen, schwerere Gegenstände fliegen davon; minimale Beschädigung von Schuppen, Ställen; stärkeres Abräumen von Dachziegeln und Schornsteinabdeckungen; hölzerne Zäune werden umgelegt, Hecken und Bäumen leicht beschädigt
T2		mäßig	33 - 41	schwere Wohnwagen werden versetzt, leichte umgekippt; Gartenhäuser zerstört, Garagendächer davon gewirbelt; viele Ziegeldächer und Schornsteine zerstört; Bäume allgemein beschädigt, einige dicke Äste abgerissen, kleine Bäume geknickt oder entwurzelt
T3		stark	42 - 51	Wohnwagen werden umgekippt/arg demoliert, leichte Wohnwagen zerstört; Garagen, Außengebäude demoliert; Dachstühle erheblich freigelegt; einige größere Bäume geknickt oder entwurzelt
T4	stark	sehr stark	52 - 61	Wohnwagen werden zerstört; einige Schuppen über beträchtliche Entfernungen davongewirbelt; ganze Dächer von einigen Häusern oder Fertighäusern entfernt; Dachstühle von größeren Steinhäusern vollständig freigelegt
T5		extrem stark	62 - 72	Autos werden empor geschleudert; mehr Häuser stärker als bei T4 demoliert, aber Mauern bleiben stehen; schwache, alte Bauwerke fallen vollständig zersammen
T6		mäßig verheerend	73 - 83	schwere Autos werden vertikal versetzt; Häuser verlieren das gesamte Dach und vielleicht auch eine Wand; viele weniger massive Bauwerke fallen vollständig zusammen
T7		stark verheerend	84 - 95	Hausruinen werden vollständig zerstört; einige steinerne Hausmauern fallen zusammen; Stahlbauten verbiegen sich leicht; Lokomotiven werden umgeworfen; noch stehende Bäume werden durch umherfliegende Trümmer von der Rinde befreit
T8	verwüstend	sehr stark verheerend	96 - 107	Hausruinen und ihre Inhalte werden über große Entfernungen verstreut; die meisten der Steinhäuser irreparabel beschädigt; Stahlbauten verbiegen sich stärker; Autos werden über große Distanzen versetzt
T9		extrem stark verheerend	108 - 120	viele Stahlbauten werden erheblich geschädigt; Lokomotiven und Züge werden über einige Distanz versetzt; Baumstümpfe werden vollständig von der Rinde befreit
T10		Super-Tornado	121 - 134	ganze Hausruinen und ähnliche Gebäude werden aus dem Fundament gerissen und fortgetragen; Stahlbauten können schwer beschädigt werden
Skala nach oben offen; Fortsetzung möglich; Berechnung der Windgeschwindigkeit v dann mit der Näherungsformel $v = 2.365 \cdot (T + 4)^{1,5}$ [m s ⁻¹]; T = Nummer der Klasse				

Quelle: [20]

Die Meaden-Skala ist so aufgebaut, dass die Einstufung durch die Abschätzung der verursachten Schäden, durch technische Analysen, Doppler-Radar, Messbildverfahren und direkte Messungen erfolgen kann. Diese Mehrfach-Erfassungsmethoden sind von besonderer Bedeutung, weil bisher leider nur wenige Anemometer den stürmischen Einfluss von schwachen Tornados überlebt und eine Spitzenböe aufgezeichnet haben - sofern dies geschah, war sogar die Registrierung fehlerhaft, da die Schreibnadel das Papier beim Böenschrieb verlassen hat -, die Anzahl von technischen Analysen über die Zerstörungskraft von Tornados gering ist und nur wenige Wissenschaftler sich in der unmittelbaren Nähe einer Großtrombe aufhielten, um Messungen mit dem Doppler-Radar und/oder Aufzeichnungen mit einer Videokamera durchzuführen.

Die Meaden-Skala erlaubt zusätzlich eine Klassifizierung von Tornados, die zwar hohe Windgeschwindigkeiten aufweisen, aber keine Gelegenheit hatten, Schäden zu verursachen. Die Einteilung ist außerdem sehr präzise, so dass nicht nur eine akkurate Feinabstufung möglich ist, sondern auch noch schwache Tornados erfasst werden, die weltweit am häufigsten auftreten.

Einerseits ist es nicht allzu schwer, die Schäden, die schwache Tornados anrichten, nicht-technisch zu analysieren und daraus eine weitgehend genaue Stufung abzuleiten, weil die darin enthaltenen Windgeschwindigkeiten relativ klein sind. Andererseits jedoch erweist sich die Einschätzung von starken Tornados mit der gleichen Methode als wesentlich komplizierter und die Differenziertheit der Tabelle gestaltet eine exakte Einordnung von heftigen Tornados besonders schwierig. Um dieses Problem zu vermeiden, kann die Zerstörungskraft eines schwachen, starken oder gewalttätigen Tornados auch durch zwei benachbarte Klassen ausgedrückt werden (Beispiel ↗ T1-2, T4-5, T8-9).

Der Kategorie T0 sollte ein Tornado nur zugeordnet werden, wenn - abgesehen von der genaueren Klassifikationsmöglichkeit über die Windgeschwindigkeit - empfindliche Objekte in seiner Zugbahn nicht zerstört wurden.

Wird vom Auftreten eines Tornados berichtet, aber sind Einzelheiten über die Verwüstungen unbekannt, soll der Tornado nicht klassifiziert werden. Liegen jedoch Informationen über einen Tornado vor, ist er immer seinen stärksten Zerstörungen entsprechend zu klassifizieren.

Besondere Tornados in Europa (Tab. 15)

Quelle: [20]

Datum	Ort	Stärke	Besonderheiten
30.04.1054	England, Killbeggan	k.A.	frühester bekannter Tornado in Europa
23.10.1091	England, Zentral-London	T8	stärkster bekannter Tornado in England
Juni 1233	Süd-England	k.A.	früheste bekannte britische Wasserhose
23.09.155?	Malta, Hafen von Valetta	T7	Wasserhose vernichtete militärische Schiffsflotte; 600 Tote
Sept. 1669	Frankreich	k.A.	längste bekannte Tornadospur; 400 km
22.09.1810	England, Fernhill Heath	T4	breiteste bekannte Tornadospur; 805 - 1609 m
19.08.1845	Frankreich, Montville	T10 - T11	Tornadospur 15 - 30 km lang, 100 - 300 m breit, 70 Tote
28.12.1879	England, Brücke am Tay	k.A.	Einsturz der Brücke mit Konstruktionsmängeln durch 2-3 Wasserhosen; Zug von Brücke gerissen, 74 Tote
03.06.1902	Frankreich, Javaugues	T6 - T7	größter bekannter Tornado; 3 km breit
24.07.1930	Italien, Treviso/Udine	T10-11	Spur der Verwüstung 80 km, 22 Tote
21.09.1981	England	T5 (stärkste)	längste Tornadoausbruch in England; entlang einer Kaltfront traten 105 Tornados in 5.5 h auf; keine Toten
09.06.1984	West-Rußland	T10	über 400 Tote

k.A.: keine Angaben

2.5 Downburst

Am 3. und 4. April 1974, den Tagen eines der stärksten Tornado-Ausbrüche, die in den USA bis heute stattgefunden haben, stellte Dr. Theodore Fujita, Professor der Universität von Chicago und Mitbegründer der Tornado-Zerstörungsskala (Tab. 12), Verwüstungen fest, die nicht unmittelbar auf Tornado-Einwirkungen zurückzuführen waren und die ein wenig den nuklearbomben Zerstörungen ähnelten, die er 1945 als junger Wissenschaftler in Hiroshima und Nagasaki untersuchte. Fujita, der wörtlich sagte "... something comes down from the sky and hits the ground ..." prägte für diese zerstörerische Gewitterscheinung den Begriff 'Downburst'. Anfangs akzeptierten nur wenige Wissenschaftler Fujitas Downburst-Theorie, aber während eines Forschungsprojektes, das er im Jahre 1978 mit der Hilfe des amerikanischen National Centers for Atmospheric Research in der Nähe von Chicago durchführte, wurden 50 Downbursts in 42 Tagen entdeckt.

Nach Fujita (1981), der auch 'Mr. Tornado' genannt wurde, stellt ein Downburst einen sich am Erdboden ausbreitenden kleinskaligen Downdraft dar, der einen starken horizontalen, divergenten Kaltluftausfluss in einem Bodenareal von 1 bis 15 km in einem Zeitraum von 5 bis 60 Minuten erzeugt.

Diese zerstörerischen, räumlich und zeitlich kleinskaligen, heftigen vertikalen Kaltluftausflüsse aus einem Unwetter werden bei einem Durchmesser von mehr als 4 km als Macroburst und bei geringeren Ausmaßen als Microburst bezeichnet.

Manche Verwüstungen, die im Zusammenhang mit Tornados auftreten, sind sicherlich nicht auf Großtromben, sondern auf Downbursts zurückzuführen.

Downburst (Tab. 16)

Quelle: [18]

Vertikaler Kaltluftausfluss aus einem Gewitter oder Gewitterkomplex				
Dauer	Erscheinungsform	Arten	Durchmesser/Dauer	
5 - 60 Minuten	starker und zerstörerischer, horizontaler, divergenter Kaltluftausfluss in einem Bodenareal von 1 - 15 km	Macroburst	> 4 km	bis 60 Min.
		Microburst	0.4 - 4 km	5 - 15 Min.

Verstärkt werden kann die Bodenwindgeschwindigkeit noch zusätzlich durch die Impulsübertragung des Höhenwindes.

Nach der Fujita-Skala (Tab. 12) können Downbursts den Klassen F0 - F3 zugeordnet werden.

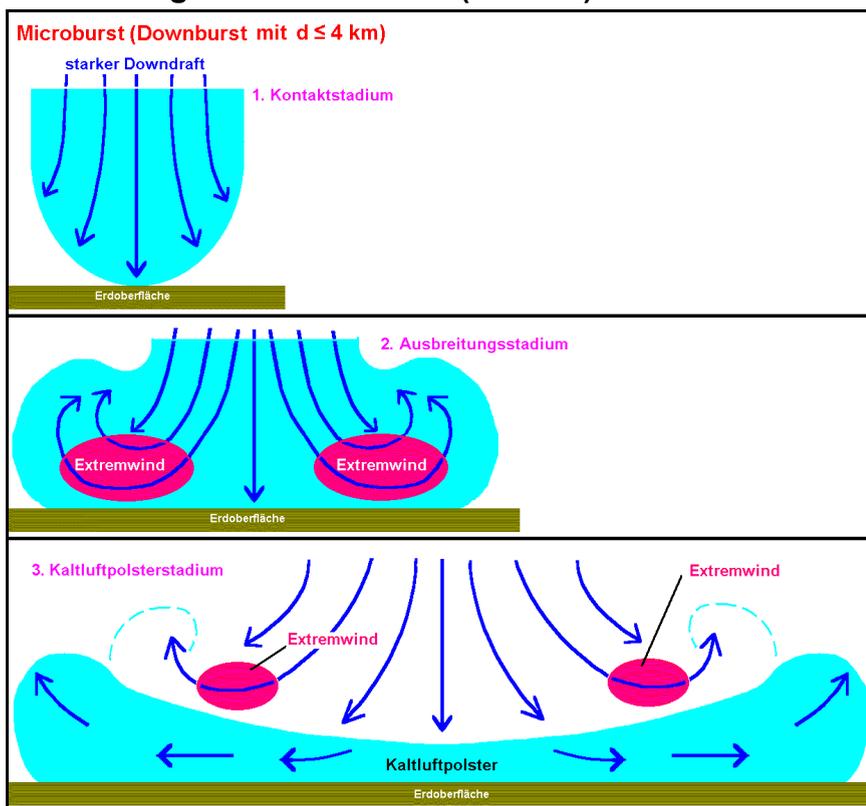
Die gefährlichste Erscheinung dieser Art ist der Microburst, der in Bodennähe in einem Gebiet mit einem Durchmesser von unter 4 km sehr hohe Windgeschwindigkeiten erzeugen kann. Sein divergierender bodennaher Kaltluftausfluss hat einen Ausbreitungsdurchmesser von 0.4 bis zu 4 km und eine Lebensdauer von etwa 5 bis 15 Minuten, die im Mittel 13 Minuten beträgt.

Ein Microburst entwickelt sich, wenn die Kaltluft des Downdraft beschleunigt aus der Wolkenbasis auszufallen beginnt und nach wenigen Minuten den Erdboden erreicht (Kontaktstadium, s. Abb. 25).

In der sich anschließend vom Ort des Auftreffens horizontal nach allen Richtungen divergent abfließenden Kaltluft (Ausbreitungsstadium) entstehen Wirbel.

Die sich an der Erdoberfläche ausbreitende Gewitterluft formt eine Kaltfluthaut (Stadium des Kaltluftpolsters), oberhalb derer die Wirbelstärke weiter zunimmt. Diese Gebiete hoher Windgeschwindigkeiten sind besonders gefährlich für Luftfahrzeuge.

Entwicklung eines Microburst (Abb. 25)



Quelle: [21]

Die Grafik zeigt die Entstehung eines Microburst in drei Entwicklungsphasen.

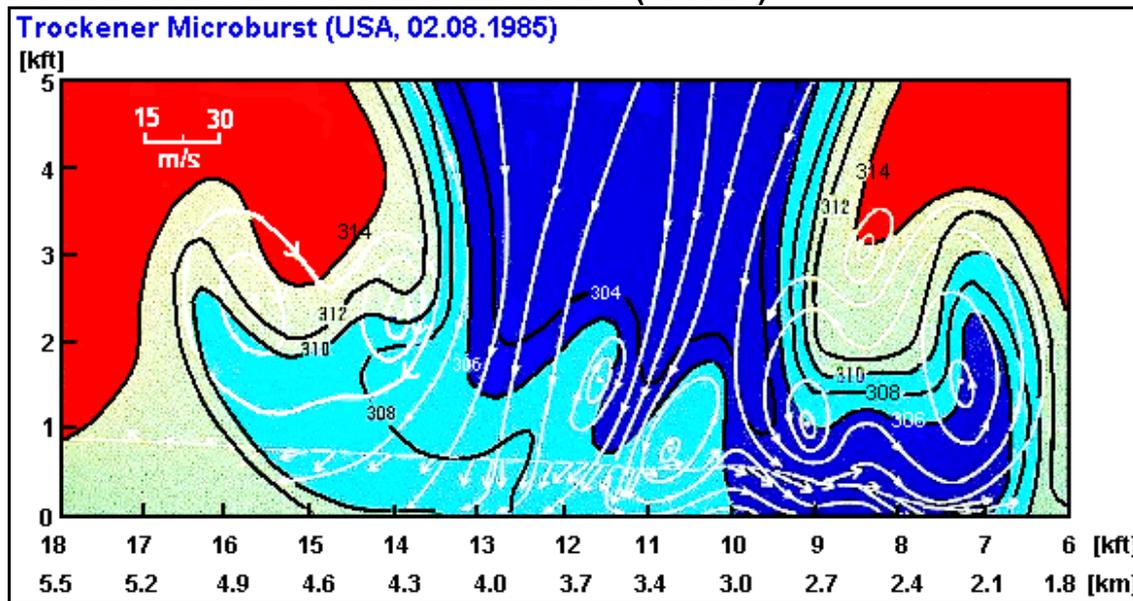
Im Kontaktstadium erreicht der starke Downdraft den Erdboden. Im Ausbreitungsstadium beginnt sich die Kaltluft vom Ort des Auftreffens horizontal nach allen Richtungen divergent auszubreiten und erzeugt dabei zwei wirbelhafte Extremwindfelder.

Im Kaltluftpolsterstadium hat sich eine Kaltfluthaut am Erdboden gebildet, oberhalb derer die Windgeschwindigkeit weiter zunimmt.

Microbursts entfalten ihre größte Stärke bis zu 10 Minuten nach dem Erreichen des Erdbodens (s. Abb. 27), treten einzeln oder auch in Gruppen als Microburst-Linie auf und können für den Beobachter durch Virga-Erscheinungen (trockener Microburst) oder schmale Regenbänder (nasser Microburst) sichtbar werden.

Ein trockener Microburst unterscheidet sich von einem nassen Microburst dadurch, dass die ausfallenden Niederschlagsselemente in der extrem wasserdampfarmen Luft unterhalb eines Gewitters verdunsten und sie abkühlen. Die damit entstandene kalte und schwere Luft fällt herab. Staub, der durch den Wind aufgewirbelt wird, ist hier oft das einzige Anzeichen für einen Microburst. Bei einem nassen Microburst dagegen verbirgt häufig Starkregen den kleinräumigen Kaltluftausfluss.

Vertikalschnitt eines trocknen Microburst (Abb. 26)



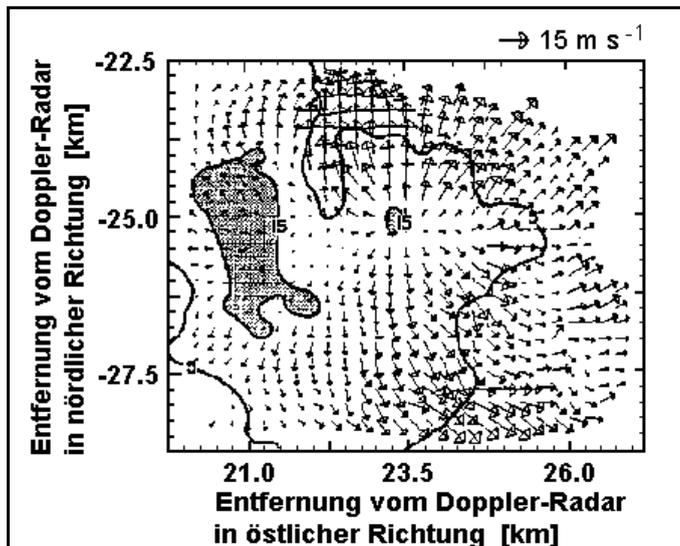
Quelle: [27]

- Schwarze Linien : Potentielle Temperaturen [K]
- Weiße Pfeile : Windvektoren auf dem Flugpfad (Skala oben links)
- Weiße Stromlinien : Allgemeine Wirbelzirkulation

Die Abbildung 26 zeigt einen trocknen Microburst, der am 02.08.1985 beim Anflug einer Lockheed L-1011 in Dallas-Forth-Worth International einen schweren Flugunfall verursachte und auf den Infos des digitalen Flugdatenrecorders der verunglückten Maschine und der Microburst-Modellvorstellung basiert. Das Flugzeug geriet beim Anflug in einen Microburst und zerschellte am Erdboden. 134 Passagiere und Crew-Mitglieder starben.

Die Abbildung 27 verdeutlicht den divergenten Ausfluss eines Microbursts, der sich vom Divergenzzentrum in allen Richtungen ausbreitet, und die Abbildung 28 erläutert den Lebenszyklus eines Microbursts.

Einzelner Microburst (Abb. 27)



Quelle: [4]

Horizontalwind und Reflexions-Konturen eines Microbursts in 50 m agl am 14.07.1982, 14.45 Ortszeit in der Nähe von Denver, Colorado (USA).

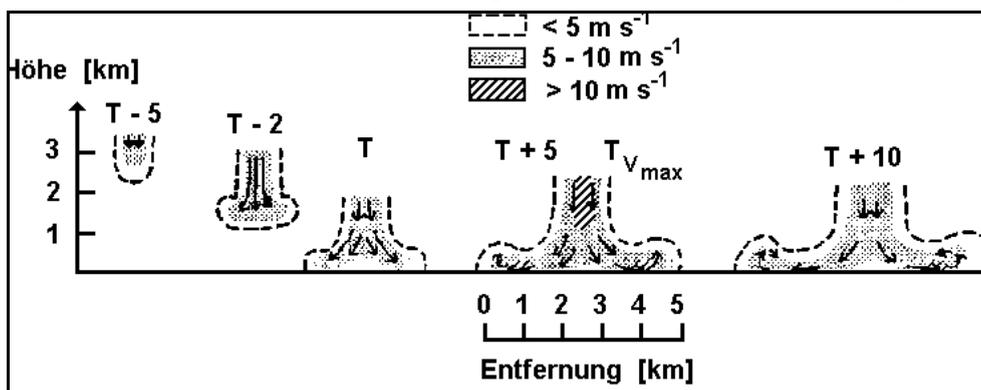
Linien

Radarreflexion (Z) oder Intensität des Radarechos, Angabe in Dezibel [dBZ]

Pfeile

Länge \propto Maß für die Windgeschwindigkeit (s. Abb. 27, oben rechts)

Zeitlicher Ablauf der Entwicklung eines Microburst (Abb. 28)



Quelle: [4]

- Zeit T- 5 Min. : herabstürzende Kaltluft (Downdraft)
- Zeit T- 2 Min. : Durch Entrainment kommt es zu einer Ausdehnung und Rotationsbewegung an der Vorderkante des Downdraft, aber es lässt sich noch kein signifikanter divergenter Kaltluftausfluss beobachten.
- Zeit T Min. : Berührt die Vorderkante des Downdraft die Erdoberfläche, so beginnt die Microburst-Abwindzone sich am Boden auszubreiten.
- Zeit T+ 5 Min. : Ist der Downdraft am Erdboden angelangt, setzt der Ausfluss des Microburst ein. Unmittelbar unter dem Downdraftzentrum entsteht eine Zone, in der die Weiterentwicklung des Microburst stagniert.
Nun hat der Microburst sein Intensitätsmaximum erreicht und der Kaltluftausfluss ist strukturell am stärksten ausgeprägt.
- Zeit T+ 10 Min. : In diesem Stadium beginnt sich eine horizontale Wirbelzirkulation, ein Rotor, auszubilden, der sich vom Abwindzentrum fortbewegt. Der Kaltluftausfluss schwächt sich nun ab, und in der weiteren Entwicklung kann der Microburst zwar noch räumlich an Größe gewinnen, aber er verliert an Intensität - die Spitzenböen werden geringer - und löst sich schließlich auf.

Die mit Gewittern verbundenen verschiedenen Arten von Kaltluftausflüssen, die sich in der barographischen Aufzeichnung als Druckanstieg bemerkbar machen können werden deshalb in der amerikanischen Fachliteratur - ihrer räumlichen und zeitlichen Größenordnung entsprechend - als Meso-, Miso- und Mosohoch bezeichnet (s. Abb. 29).

Verschiedenskalige Kaltluftausflüsse von Gewittern (Abb. 29)

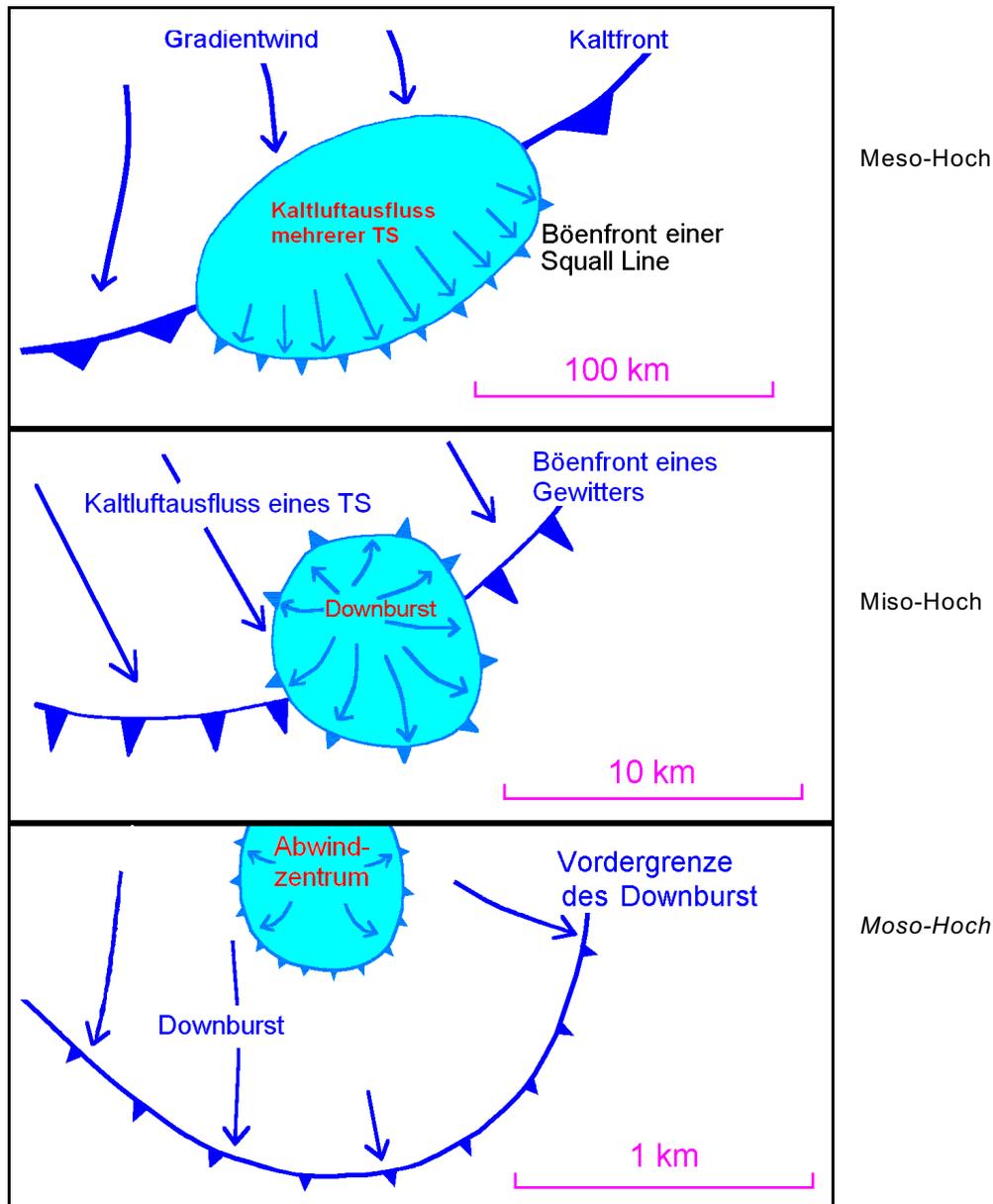


Bild oben : Meso-Hoch; Böenfront einer Squall Line mit einer horizontalen Ausdehnung von unter 150 km

Bild in der Mitte : Meso-Hoch; im Kaltluftausfluss eines Gewitters auftretender Downburst mit einer horizontalen Ausdehnung von weniger als 10 km

Bild unten : Meso-Hoch; Abwindzentrum eines Downburst mit einer horizontalen Ausdehnung von unter 1 km

In allen drei Fällen erzeugen die Kaltluftausflüsse einen Anstieg des Luftdruckes im Bodenniveau, so dass nach der meteorologischen Größenordnungsskala (s. S. 1) räumlich und zeitlich unterschiedlich ausgedehnte Hochdruckgebiete entstehen:

- Meso-Hoch, Lebensdauer ca. 3 - 18 h (Meso- β)
- Meso-Hoch, Lebensdauer ca. 2 - 10 Min. (Meso- γ)
- Meso-Hoch, Lebensdauer ca. 2 -10 Min. (Meso- γ bis Micro- α)

2.6 Hagelschlag

Hagel entsteht nur in Cumulonimbuswolken, die über kräftige Aufwinde verfügen. Doch nur Gewitter zeigen ausreichend starke Aufwindschlote, und die dazu notwendige intensive Konvektion, die sich ausschließlich bei einer hochreichend labilen Schichtung entwickelt, tritt gewöhnlich in mittleren Breiten über Land und im Sommer auf.

2.6.1 Allgemeines

Im allgemeinen fällt lediglich aus jedem zehnten Gewitter ein Hagelschauer und das vom Hagelschlag betroffene Bodenareal hat normalerweise eine Länge von wenigen Kilometern und eine Breite von unter 1000 Metern.

Seltene Unwetter können jedoch auch Hagelstriche von mehreren hundert Kilometern in der Länge und einigen Kilometern in der Breite verursachen.

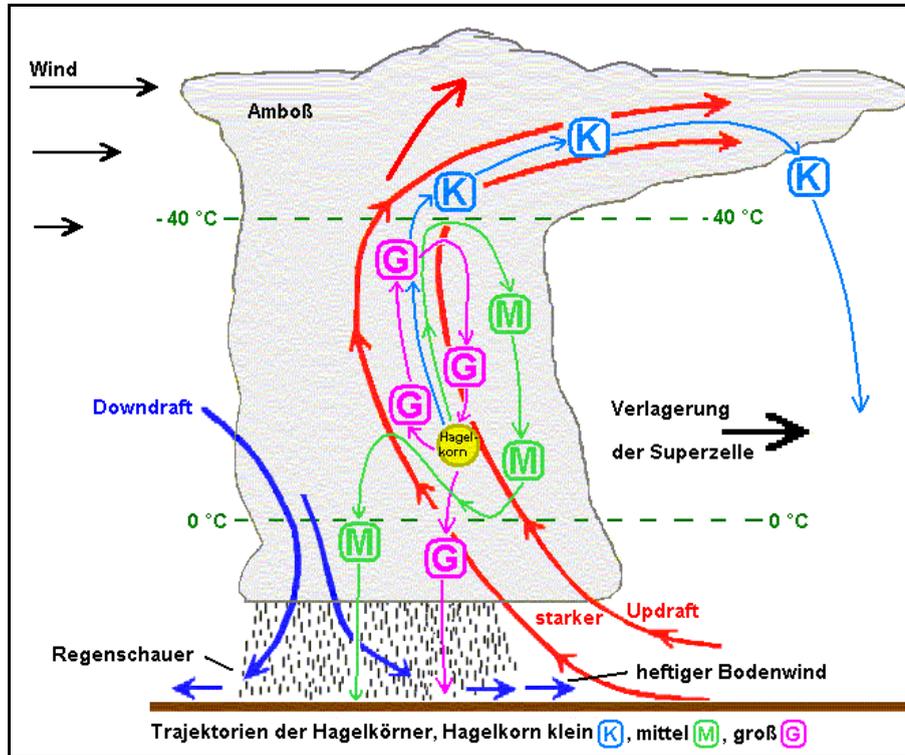
Untersuchungen von Hagelkörnern zeigten, dass viele einen Kern aus Reifgraupeln oder gefrorenen Regentropfen besitzen, der von einer abwechselnd klaren, oder weißen, porösen Eisschicht umgeben ist. Der schichtweise Aufbau von Hagel lässt sich dadurch erklären, dass das Korn in verschiedenen Temperaturbereichen der Wolke (zwischen 0 °C und -40 °C) wachsen kann, da die Aufwindgeschwindigkeiten im Cb stark variieren. Die Ursache dafür sind vertikale Windscherungen, die den Aufwindstrom mit der Höhe umlenken (s. Abb. 9, 11, 30). Die mikrophysikalischen Prozesse, die in der Wolke ablaufen, sind äußerst komplex. Weil die im Gewitter gleichzeitig vorhandenen drei Aggregatzustände des Wasser in den unterschiedlichsten Erscheinungsformen sich gegenseitig beeinflussen - der Cb enthält Wasserdampf, Wolken- und Niederschlagstropfen, primäre und sekundäre Eisteilchen, Eiskristalle, Schneesterne und -flocken, Graupel- und Hagelkörner -, ändert sich die Hagelkorngröße schnell und hohe Energieumsätze sind möglich. Hagel kann deshalb durchaus auch aus Zusammenballungen von aneinander angefrorenen kleineren Wolkenelementen oder aus Eisteilchen mit einem flüssigen Kern oder aus unregelmäßig geformten Klumpen bestehen, die durch das Zerbrechen großer Hagelkörner zustande kommen.

Nach Untersuchungen von kanadischen Wissenschaftlern (s. Abb. 31) nimmt die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Hagelkörnern mit ihrer Größe ab.

Kleinere Hagelkörner mit einem Durchmesser von 1 cm sind etwa 30 mal so oft zu beobachten wie 2-cm-Körner. Noch größere Hagelkörner treten sehr selten auf.

Die Häufigkeit eines 3-cm-Brockens liegt z.B. um den Faktor 1500 unter der eines 1-cm-Teilchens.

Schematischer Aufbau eines Hagelunwetters (Superzelle, Abb. 30)



Quelle: [10]

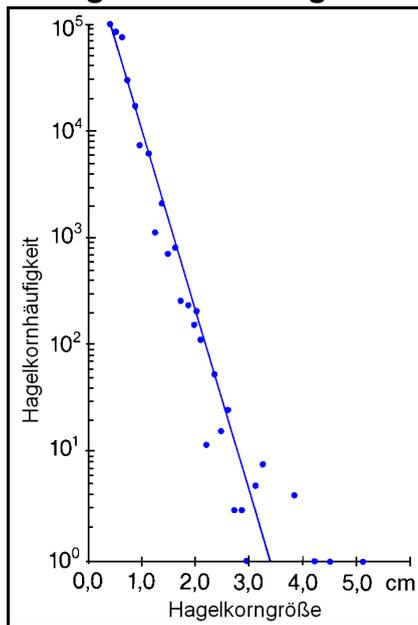
Drei mögliche Trajektorien eines Hagelpartikels (●)

- K — — — K** : Weg, den die kleineren Hagelkörner zurücklegen, die nur im Aufwindbereich herangewachsen sind und im oberen Teil des Aufwindstromes herausgeschleudert werden, fallen, schmelzen dabei mehr oder minder und erreichen den Erdboden als Regentropfen oder Hagelkorn.
- M — — — M** : Trajektorie der mäßig großen Partikel, die während des Steigens und des anschließenden Fallens wachsen; die meisten verlassen dann den Updraft und fallen als Hagel mittlerer Größe aus.
- G — — — G** : Für eine kleine Anzahl der in den Aufwindstrom wieder eintretenden Teilchen besteht die Möglichkeit, dass sie, wenn sie die richtige Größe besitzen, in einen Aufwindbereich mit zunehmender Geschwindigkeit gelangen und dabei bis zu einer Größe heranreifen, bei der ihre Fallgeschwindigkeit gerade knapp unterhalb der Steigrate des maximalen Aufwindbereiches liegt. Dann werden sie aus dem Aufwindstrom hinausbefördert und erreichen den Erdboden als große Hagelkörner.

Etwa die Hälfte aller Hagelkörner, die am Erdboden gefunden wurden, waren im Durchmesser kleiner als 10 mm und nur 5 bis 10 % zeigten einen Querschnitt von mehr als 30 mm.

Die meisten Hagelkörner wiesen einen Durchmesser von 5 bis 12 mm auf, aber es sind auch schon solche mit mehr als 50 mm gefunden worden.

Häufigkeitsverteilung der Hagelkorngröße (Abb. 31)



Quelle: [11]

Die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Hagelkörnern nimmt mit ihrer Größe ab (dreijährige Messungen in Kanada, Alberta); kleinere Hagelkörner mit einem Durchmesser von 1 cm sind etwa 30 mal so oft zu beobachten wie 2-cm-Körner; noch größere Hagelkörner treten sehr selten auf. Die Häufigkeit eines 3-cm-Brockens liegt z.B. um den Faktor 1500 unter der eines 1-cm-Teilchens.

Das größte dokumentierte Hagelkorn des Münchener Unwetters vom 12.07.1984 hatte einen Durchmesser von 95 mm und ein Gewicht von 300 g. Durchaus glaubhaft wurde aber auch von einem Eisbrocken mit einem Durchmesser von 140 mm und einem Gewicht von 800 g berichtet.

Hagelkörner mit einem Durchmesser von 10 mm fallen mit einer Endgeschwindigkeit von etwa 10 m s^{-1} , solche von 30 mm mit mehr als 20 m s^{-1} und die größten Hagelkörner mit ca. 45 m s^{-1} .

2.6.2 Aufwindgeschwindigkeit und Hagelkorngröße

Um die Hagelkorngröße in Abhängigkeit von der Aufwindgeschwindigkeit in Gewittern zu berechnen, wird angenommen, dass ein Hagelkorn die maximale Größe erreicht hat, wenn es durch den Aufwindstrom gerade schwebend erhalten werden kann.

Nach dem Newtonschen Axiom ergibt sich daher ein Gleichgewicht zwischen den Kräften, die das Teilchen aufwärts und abwärts befördern wollen. Das sind die Schiebekraft des Aufwindes und somit die Widerstandskraft \vec{F}_{wHa} des Hagelkorns im Luftstrom und die dieser Kraft entgegengesetzt gerichtete Gewichtskraft \vec{F}_{GHa} des Partikels. Die statische oder archimedische Auftriebskraft des Hagelkorns im Medium Luft wurde vernachlässigt.

Die Gleichung 1 zeigt, dass die Hagelkorngröße dem Quadrat der Aufwindgeschwindigkeit der Luft im Gewitter proportional ist.

Hagelkorngröße r_{Ha} und Aufwindgeschwindigkeit v_A (Form. 1)

$$F_{G_{Ha}} + F_{W_{Ha}} = 0$$

$$m_{Ha} g - \frac{1}{2} c_w \rho_d v^2 A = 0$$

$$-\frac{1}{2} c_w \rho_d v^2 A = -\rho_{Ha} V_{Ha} g$$

$$\frac{1}{2} c_w \rho_d v_A^2 \pi r_{Ha}^2 = \rho_{Ha} \frac{4}{3} \pi r_{Ha}^3 g$$

$$\frac{1}{2} c_w \rho_d v_A^2 = \frac{4}{3} \rho_{Ha} g r_{Ha}$$

$$r_{Ha} = \frac{3}{8} \frac{c_w \rho_d v_A^2}{\rho_{Ha} g}$$

$$r_{Ha} = \frac{3}{8} \frac{0.7 \cdot 1.2929 \text{ kg m}^{-3} \cdot v_A^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}}{9.81 \text{ m s}^{-2} \cdot 917 \text{ kg m}^{-3}}$$

$$r_{Ha} \approx 3.77 \cdot 10^{-5} v_A^2 \text{ m}$$

- $F_{G_{Ha}}$: Gewichtskraft des Hagelkorns;
 $F_{G_{Ha}} = m_{Ha} \cdot g$ [N]
- $F_{W_{Ha}}$: Luftwiderstandskraft des Hagelkorns;
 $F_{W_{Ha}} = -\frac{1}{2} c_w \rho_d v_A^2 A$ [N]
- c_w : Widerstandsbeiwert (keine Dimension);
 $c_w \approx 0.7$ für relativ runde Hagelkörner
- A : angeströmte Fläche des Hagelkorns;
 $A = \pi \cdot r_{Ha}^2$ [m²]
- ρ_d : Dichte trockener Luft bei $t = 0$ °C und $p = 1013.25$ hPa; $\rho_d = 1.2929$ kg m⁻³
- V_{Ha} : Volumen des Hagelkorns;
 $V_{Ha} = \frac{4}{3} \pi r_{Ha}^3$ [m³]
- g : Erdbeschleunigung; $g = 9.81$ m s⁻²
- ρ_{Ha} : Dichte von Eis bei 0 °C; $\rho_{Ha} = 917$ kg m⁻³
- v_A : Aufwindgeschwindigkeit der Luft [m s⁻¹]
- r_{Ha} : Radius des Hagelkorns [m]

Die Hagelkorngröße ist dem Quadrat der Aufwindgeschwindigkeit der Luft im Gewitter proportional.

Aufwindgeschwindigkeit v_A und Hagelkorngröße r_{Ha} (Form. 2)

$$\frac{1}{2} c_w \rho_d v_A^2 = \frac{4}{3} \rho_{Ha} g r_{Ha}$$

$$v_A^2 = \frac{8}{3} \frac{\rho_{Ha} g r_{Ha}}{c_w \rho_d}$$

$$v_A = \sqrt{\frac{8}{3} \frac{\rho_{Ha} g r_{Ha}}{c_w \rho_d}}$$

$$v_A = \sqrt{\frac{8}{3} \frac{917 \text{ kg m}^{-3} \cdot 9.81 \text{ m s}^{-2} \cdot r_{Ha}}{0.7 \cdot 1.2929 \text{ kg m}^{-3}}}$$

$$v_A = \sqrt{26.506 \cdot 10^3 r_{Ha}} \text{ [m s}^{-1}\text{]}$$

$$v_A \approx \sqrt{26.506 \cdot 10^3 \cdot (2.5 \cdot 10^{-3})} \text{ m s}^{-1}$$

$$v_A \approx 8.1 \text{ m s}^{-1}$$

$$v_A = \sqrt{26.506 \cdot 10^3 \cdot (1.0 \cdot 10^{-2})} \text{ m s}^{-1}$$

$$v_A \approx 16.3 \text{ m s}^{-1}$$

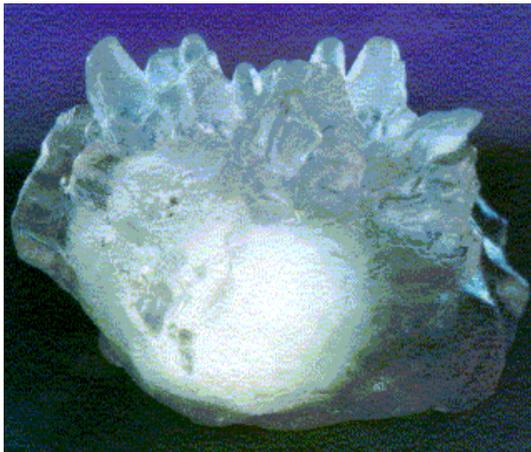
- c_w : Widerstandsbeiwert (keine Dimension);
 $c_w \approx 0.7$ für relativ runde Hagelkörner
- A : angeströmte Fläche des Hagelkorns;
- ρ_d : Dichte trockener Luft bei $t = 0$ °C und $p = 1013.25$ hPa; $\rho_d = 1.2929$ kg m⁻³
- V_{Ha} : Volumen des Hagelkorns;
 $V_{Ha} = \frac{4}{3} \pi r_{Ha}^3$ [m³]
- g : Erdbeschleunigung; $g = 9.81$ m s⁻²
- ρ_{Ha} : Dichte von Eis bei 0 °C; $\rho_{Ha} = 917$ kg m⁻³
- v_A : Aufwindgeschwindigkeit [m s⁻¹] der Luft
- r_{Ha} : Radius [m] des Hagelkorns

$$d_{Ha} = 5 \text{ mm}$$

$$d_{Ha} = 2 \text{ cm}$$

Wird die Gleichung 1 nach v_A aufgelöst, lässt sich die Mindest-Aufwindgeschwindigkeit v_A berechnen, die erforderlich ist, um ein Eisteilchen in der Gewitterwolke schwebend zu erhalten (s. Form. 2). Um ein kleinstes Hagelkorn mit einem Durchmesser von $d_H = 5 \text{ mm}$ am Ausfallen zu hindern, ist eine Aufwindstärke von ca. $v_A \approx 8.1 \text{ m s}^{-1}$ notwendig. Große Hagelkörner dagegen mit $d_H = 2 \text{ cm}$ benötigen bereits Aufwindgeschwindigkeiten von mehr als $v_A \approx 16.3 \text{ m s}^{-1}$, damit sie im Unwetter verbleiben und weiter wachsen können.

Aussehen seltener, extrem großer Hagelbrocken (Abb. 32 a) und 32 b))



Quelle: [11]

Hagelbrocken
einer Super-
zelle

Gewichtsmäßig größtes dokumentiertes Hagelkorn mit einem Durchmesser von 14 cm, einem Gewicht von 750 g und Aufschlaggeschwindigkeit von 170 km h^{-1} (03.09.1970, Coffeyville, Kansas, USA)



Quelle: [28]

Hagelkorn vom Format einer Grapefruit mit einem Durchmesser von 17.8 cm und einem Umfang von 47.63 cm (dokumentiert in Aurora, Nebraska, USA, am 23.06.2003)

2.6.3 Häufigkeit von Hagelschlag in Süddeutschland

Schwere Hagelkörner besitzen aufgrund ihrer hohen kinetischen Energie eine große Zerstörungskraft, so dass kräftige Hagelunwetter enorme volkswirtschaftliche Verluste anrichten können. Das starke Münchener Hagelunwetter vom 12.07.1984 z.B. verursachte Versicherungsschäden von etwa 750 Millionen €.

Die Anzahl der Hagel- und Gewittertage im süddeutschen Raum und die relative Häufigkeit der Gewittertypen Einzel-, Multi- und Superzelle in den Jahren 1987 bis 1992 zeigen die Tabellen 17 und 18. Nicht erkennbar ist jedoch die Menge der Gewitterzellen, die insgesamt Süddeutschland heimsuchten, da an den Tagen mit Gewittern der spezielle Gewittertyp nur einmal angegeben wurde.

Beim Auftreten von Multi- und Superzellen können deshalb Einzelzellen und an Tagen mit Superzellen auch Einzel- und Multizellen gleichzeitig vorhanden sein.

Zahl der Hagel- und Gewittertage (1987-1992) in Süddeutschland (Tab. 17)

Quelle: [5]		1987	1988	1989	1990	1991	1992	Mittel	Total
Gewitter in Süd- deutsch- land	insgesamt	39	34	33	35	20	46	35	2 07
	mit Regen	16	10	15	13	3	15	12	72
	mit kleinem Hagel	7	16	8	11	12	19	12	73
	mit großem Hagel	14	7	9	7	5	12	9	54
	mit Hagel insgesamt	21	23	17	18	17	31	21	1 27
	mit Regen und Hagel	37	33	32	31	20	46	33	1 99
	nicht klassifiziert	2	1	1	4	—	—	entfällt	entfällt
	als Einzelzelle	18	23	24	21	14	29	22	1 29
	als Multizelle	11	10	6	9	6	14	10	56
	als Superzelle	3	—	—	1	—	3	1	7
	Einzel-/Multi-/Superzellen	32	33	30	31	20	46	32	1 92
	nicht klassifiziert	7	1	3	4	—	—	entfällt	entfällt

kleiner Hagel : Hagelkörner mit einem Durchmesser von 0.5 bis 1 cm, die nur minimale Schäden verursachen

großer Hagel : Hagelkörner mit einem Durchmesser von mehr als 1 cm, die bedeutende Schäden anrichten können

Relative Häufigkeit von Gewittertypen in Süddeutschland (Tab. 18)

Gewitter in Süd- deutsch- land	mit Regen	36 %
	mit kleinem Hagel	36 %
	mit großem Hagel	27 %
	mit Hagel insgesamt	64 %
	als Einzelzelle	67 %
	als Multizelle	29 %
	als Superzelle	4 %
Einzel-/Multi-/Superzellen	93 %	

Quelle: [5]

Die Tabelle 18 zeigt die prozentuale Häufigkeit des Auftretens von Regen- und Hagelschauern sowie von Einzel-, Multi- und Superzellen in bezug zur Gesamtanzahl der Fälle mit Niederschlag (199; s. Tab. 17) bzw. der mit Gewittertypen (192), die über Süddeutschland in den Jahren 1987 bis 1992 klassifiziert werden konnten. Abweichungen der Summenwerte von 100 % sind die Folge von Rundungsfehlern.

Einzelzellen traten in 67 %, Multizellen in 29 % und Superzellen in 4 % der Fälle mit klassifizierten Gewittertagen auf.

3. Gewitterelektrizität

3.1 Das luftelektrische Feld der Erde

Erde und Atmosphäre sind elektrisch geladen und besitzen sozusagen die Wirkung eines kugelförmigen Kondensators, der physikalisch betrachtet aus zwei gegeneinander isolierten, entgegengesetzt geladenen, leitenden Oberflächen besteht, zwischen denen eine Potentialdifferenz $\Delta\phi$ oder eine Spannung U herrscht. Die Erde als untere Kondensatoroberfläche weist negative Ladungen in der Größenordnung von ca. 10^6 Coulomb auf, während in der Ionosphäre, der oberen Kondensatoroberfläche, positive Ladungen in etwa der gleichen Anzahl zu finden sind. Alle in diesem Kapitel 3 aufgeführten Ladungen sind Raumladungen, d.h. ein Gebiet mit positiver Ladung enthält sowohl positive wie negative Ionen, aber die positiven überwiegen.

Betrachtet man den elektrischen Widerstand der Atmosphäre, so nimmt dieser mit der Höhe bis annähernd 50 km ab und bleibt dann mehr oder weniger konstant. Oberhalb dieser Luftschicht befindet sich die hochleitfähige Ionosphäre.

Zwischen Erdoberfläche und Ionosphäre besteht eine Potentialdifferenz von rund 300000 V mit einer mittleren atmosphärischen elektrischen Feldstärke von ca. 6 V m^{-1} , die nahe der Erdoberfläche bei schönem Wetter etwa 100 V m^{-1} beträgt. Dieses vertikale elektrische Feld der Erde zeigt jedoch kräftige zeitliche und räumliche Änderungen und wird besonders durch die Bildung und Bewegung von Wolken und Niederschlägen beeinflusst.

Weil die Atmosphäre allerdings kein perfekter Isolator ist, fließt ein vertikaler Ausgleichstrom zwischen dem Erdboden und der Ionosphäre, der aus negativen Ladungsträgern besteht und das elektrische Feld abbaut. Dieser sogenannte Schönwetterstrom verfügt etwa über eine Stärke von 2000 A und hätte in weniger als einer Stunde einen Ladungsausgleich zur Folge, wenn nicht Schauer- und Gewitterwolken als eine Art Generator immer wieder auf der oberen Platte des globalen Kugelkondensators positive und auf der unteren negative Ladungen erzeugen würden.

Die Erdoberfläche wird durch zwei Vorgänge negativ geladen. Die überwiegend negativ Wolkenbasis eines Gewitters kann positive Ladungen vom Erdboden abführen und Wolke/Erde-Blitze transportieren vorherrschend negative Ladungen zum Boden. Flugzeugmessungen über Gewittern ergaben außerdem, dass negative Ladungen aus hohen atmosphärischen Schichten zur der im oberen Teil positiv geladenen Gewitterwolke abfließen.

Mechanische und elektrische Energieeinheiten (Form. 3)

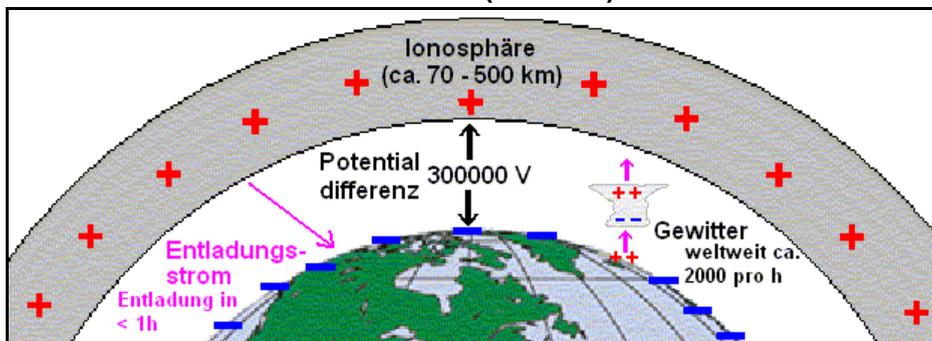
$$I = \frac{dQ}{dt} \quad \text{Wechselstrom}$$

$$I = \frac{Q}{t} \quad \text{Gleichstrom}$$

$$|E| = \frac{U}{d}$$

- I : Stromstärke [A]
- A : Ampere (Einheit der elektrischen Stromstärke)
- t : Zeit [s]
- Q : Ladung [C]
- C : Coulomb (Einheit der Ladung)
- V : Volt (Einheit der Spannung); $1 \text{ V} = 1 \text{ J C}^{-1}$
- J : Joule (Energieeinheit); $1 \text{ J} = 1 \text{ Nm} = 1 \text{ V As} = 1 \text{ Ws}$
- N : Newton (Krafteinheit); $1 \text{ N} = 1 \text{ kg m s}^{-1}$
- s : Sekunde (Einheit der Zeit)
- W : Watt (Einheit der Leistung)
- $|E|$: Elektrische Feldstärke [V m^{-1}] beim Plattenkondensator
- U : Elektrische Spannung [V]
- d : Abstand [m] der Platten des Kondensators

Elektrostatistisches Feld der Erde (Abb. 33)



Die Pfeile zeigen die "technische" Stromrichtung an, also die Bewegungsrichtung der positiven Ladungen, die der tatsächlichen Elektronenbewegung entgegengesetzt ist. Die Ladungen sind Raumladungen, d.h. ein Gebiet mit positiver Ladung enthält sowohl positive wie negative Ionen, aber die positiven überwiegen.

Allerdings ist die elektrische Feldstärke im Gewitter zu gering, um einen Entladungsprozess auszulösen. Wissenschaftler der USA vermuten deshalb, dass die schnellen Elektronen, die beim Eindringen der kosmischen Strahlung in die Erdatmosphäre entstehen, den Blitz initiieren.

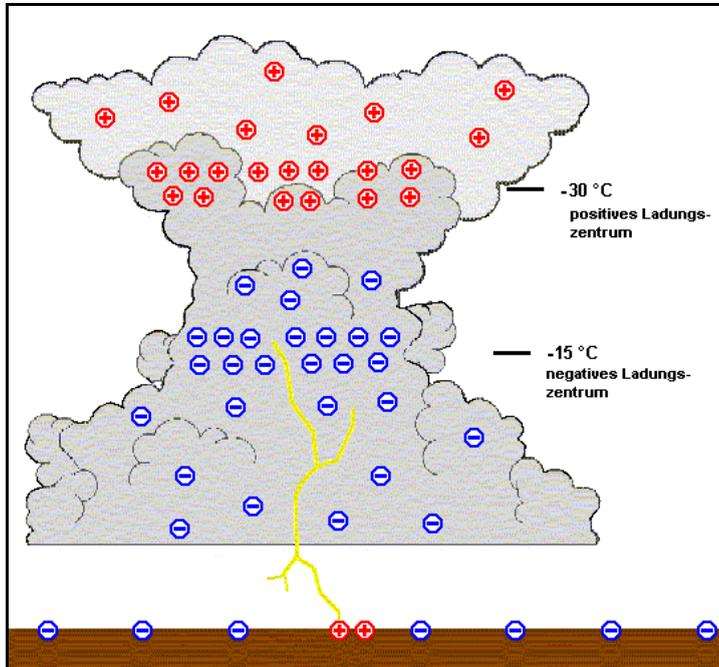
Etwa 2000 weltweit gleichzeitig auftretende Gewitter pro Stunde erzeugen pro Sekunde ca. 30 bis 100 Wolke/Erde-Blitze oder rund 5 Millionen Blitze pro Tag.

3.2 Ladungsverteilung einer Gewitterwolke

Gewitterwolken sind meist zweipolig aufgebaut und zeigen in den oberen Wolkenteilen positive und in den unteren negative Ladungen. Das positive Ladungszentrum befindet sich etwa im Temperaturbereich von $-30 \text{ }^\circ\text{C}$, und das negative, das Hauptladungszentrum, ist bei ca. $-15 \text{ }^\circ\text{C}$ anzutreffen. An der Wolkenuntergrenze existiert noch zusätzlich ein räumlich eng begrenztes Gebiet mit positiven Ladungen im Updraft.

Die positiven Ladungen am Erdboden - die Erde ist als Ganzes negativ gepolt - entstehen durch Influenz.

Ladungsverteilung im Gewitter (Abb. 34)



Das positive Ladungszentrum befindet sich etwa im Temperaturbereich von -30 °C und das negative, das Hauptladungszentrum, bei ca. -15 °C . An der Wolkenbasis kann zusätzlich noch ein räumlich eng begrenztes Gebiet mit positiven Ladungen im Updraft existieren.

Die positiven Ladungen am Erdboden - die Erde ist als Ganzes negativ gepolt - entstehen durch Influenz.

Die Ladungen sind Raumladungen, d.h. ein Gebiet mit positiver Ladung enthält sowohl positive wie negative Ionen, aber die positiven überwiegen.

Nur wenn genügend unterkühlte Wassertröpfchen und Eisteilchen in den oberen Regionen einer sich entwickelnden Gewitterwolke vorhanden sind, können elektrostatische Ladungen generiert werden, da der Elektrifizierungsprozess innerhalb der Wolke nur dann abläuft, wenn gleichzeitig alle drei Aggregatzustände des Wassers und kräftige Aufwinde vorhanden sind. Diese Voraussetzungen sind in mittleren Breiten im Sommer bei Temperaturen an der Cumulonimbusobergrenze von unter -25 °C meist erfüllt.

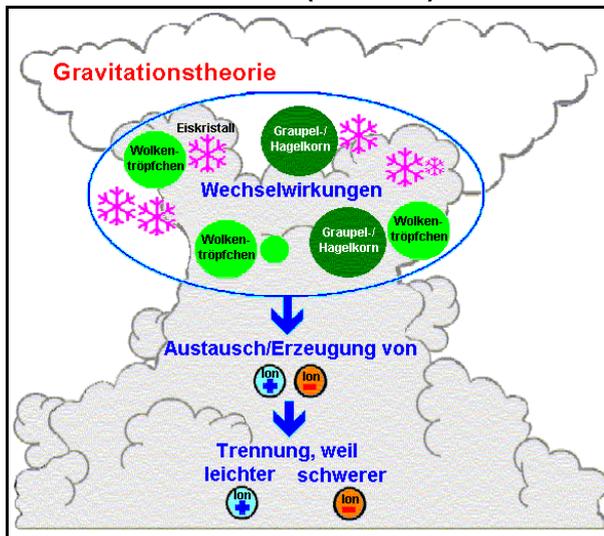
Die Vorgänge, die zu einer Ladungstrennung und Aufladung der Wolkenpartikel führen, sind vielfältig und werden noch erforscht, aber es existieren zwei vielversprechende Lehrmeinungen, die Konvektions- und Gravitations-Theorie, die wahrscheinlich beide gemeinsam wirksam sind.

Die Konvektions-Theorie geht davon aus, dass freie atmosphärische Ionen von Wolkenpartikeln unterschiedlicher Größe und Aggregatzustandsphase eingefangen bzw. durch Wechselwirkungen zwischen ihnen generiert oder ausgetauscht und von den Konvektionsschloten in die Ladungszentren transportiert werden.

Die Gravitations-Theorie nimmt an, dass die negativ geladenen Wolkenpartikel schwerer sind und deshalb von den leichteren positiven getrennt werden.

Der wohl effektivste Prozess der Ladungserzeugung scheint der sogenannte Eis-Eis-Aufladungsvorgang zu sein. Er wird dann wirksam, wenn durch den Vergraupelungsprozess genügend Teilchen erzeugt wurden, die bei Kollisionen mit größeren Eiskristallen in einem Umfeld mit unterkühlten Wolkentröpfchen elektrifiziert werden. Graupelkörner laden sich dabei negativ und Eiskristalle positiv auf. Aufgrund ihrer ungleichen Größen und Fallgeschwindigkeiten werden sie anschließend in verschiedene Gewitterregionen befördert. Die negativ geladenen Graupelkörner verbleiben meist schwebend in den mittleren Bereichen der Gewitterwolke oder fallen aus, und die positiv geladenen Eiskristalle werden weiter aufwärts transportiert. Dieser Hauptmechanismus der Erzeugung und die nachfolgende Trennung und Verteilung von Ladungen in der Gewitterwolke führt zu der üblichen vertikalen elektrischen Ladungsverteilung in Form eines Dipols (normale Gewitterpolarität; s. auch Tab. 10, Abb. 33).

Gravitationstheorie (Abb. 35)

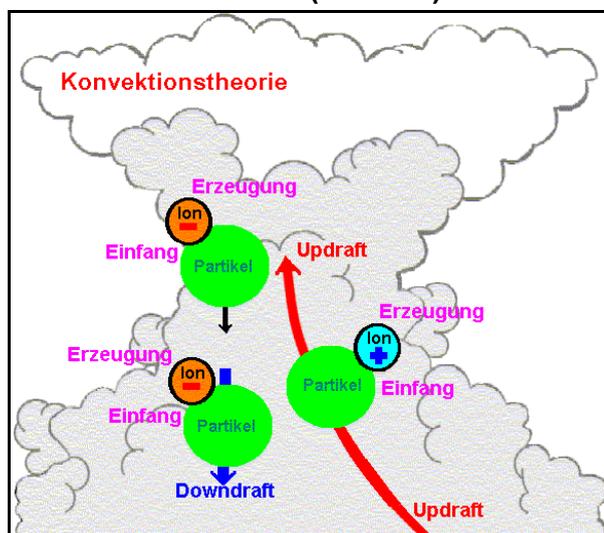


Dieser Hauptmechanismus der Erzeugung, Trennung und Verteilung von Ladungen in der Gewitterwolke führt zu der üblichen vertikalen elektrischen Ladungsverteilung in Form eines Dipols (normale Gewitterpolarität; s. auch Tab. 10). Freie atmosphärische Ionen werden von Wolkenpartikeln unterschiedlicher Größe und Aggregatzustandsphase eingefangen bzw. zwischen ihnen generiert oder ausgetauscht.

Der wohl effektivste Prozess ist dabei der sogenannte Eis-Eis-Aufladungsvorgang.

Er wird dann wirksam, wenn durch den Vergraupelungsprozess genügend Teilchen erzeugt wurden, die bei Kollisionen mit größeren Eiskristallen in einem Umfeld mit unterkühlten Wolkentröpfchen elektrifiziert werden. Graupelkörner werden dabei negativ und Eiskristalle positiv aufgeladen.

Konvektionstheorie (Abb. 36)



Aufgrund ihrer ungleichen Größen und Fallgeschwindigkeiten werden die Teilchen anschließend in verschiedene Gewitterregionen befördert. Die negativ geladenen Graupelkörner verbleiben meist schwebend in den mittleren Bereichen der Gewitterwolke oder fallen aus, und die positiv geladenen Eiskristalle werden weiter aufwärts transportiert.

3.3 Blitz und Donner

3.3.1 Blitze

Wenn das elektrische Feld, das sich aufgrund der elektrischen Spannungsunterschiede im Gewitter bzw. zwischen dem Unwetter und seiner Umgebung bildet, stark genug ist und ein Initialimpuls von schnellen Elektronen vorliegt (s. S. 54), kann die isolierende Wirkung des Gases Luft überwunden werden, so dass ein großräumiger elektrischer Funkenüberschlag, der Blitz, erfolgt. Blitze verursachen einen Ladungsaustausch innerhalb des Gewitters, vom Unwetter in die wolkenfreie Umgebungsluft oder zwischen Wolke und Erdboden und können deshalb in Erscheinung treten als

- Wolkenblitze (IC, Intracloud), Entladungen in einer Gewitterwolke (TS, Thunderstorm),
- Luftentladungen (CA, Cloud-to-air), Entladungen vom TS in die umgebende Luft,
- Wolkenblitze (CC, Cloud-to-cloud), Entladungen zwischen benachbarten TS sowie
- Erdblitze (CG, Cloud-to-ground), Entladungen zwischen TS und Erdboden und umgekehrt.

Solche elektrischen Leuchterscheinungen lassen sich meist flächen- und linienhaft, oder sehr selten in kugelförmig beobachten:

– Flächenblitze

Diese Blitzart tritt am häufigsten auf und entsteht durch an vielen Tropfen und Eiskristallen gleichzeitig auftretende Entladungen innerhalb einer Gewitterwolke (Wolkenblitze [IC-Blitze]). Sie ist deshalb für den Beobachter nur als allgemeine großräumige Aufhellung erkennbar. Allerdings können Flächenblitze auch durch linienförmige Entladungen, die durch Wolken verdeckt sind, vorgetäuscht werden.

Linienblitze (s. Stepped leader, Abb. 37)

Das dunkle Gewitterfirmament zeigt oft die typischen dünnen verzweigten, manchmal wild zuckenden Helligkeitsphänomene, die als Linienblitze bezeichnet werden. Der dabei grell aufflammende Blitz zwischen Gewitterbasis und Erdboden stellt die Hauptentladung dar. Weitere wesentlich lichtschwächere Leuchterscheinungen der gleichen Art lassen sich meist nur während der ersten Hauptentladung (s. Return stroke, Abb. 37) beobachten.

– Perlschnurblitz

Eine Reihe von Feuerkugeln längs der Bahn einer Bodenentladung.

– Kugelblitz

Eine kugelförmige Menge glühender Luft, die normalerweise einen Durchmesser von 100 bis 200 mm aufweist und sich mit dem Wind bewegt. Dieser sehr selten auftretende Vorgang wird zwar teilweise noch angezweifelt, aber es gibt einige äußerst glaubhafte Beobachtungen und bereits erste erfolgreiche Laborversuche. Man nimmt an, dass diese kleine im Blitzkanal ionisierte Luftmenge nur langsam ihre Energie verliert, so dass sie dadurch länger sichtbar bleibt. Wenn der Kugelblitz auf geerdete Objekte trifft, löst er sich auf. Er erweckt dadurch den Anschein, durch Gegenstände hindurch zu wandern.

– St. Elms-Feuer

Eine mehr oder weniger anhaltende, leuchtende elektrische Erscheinung in der Atmosphäre, die von Objekten an der Erdoberfläche wie z.B. Schiffsmasten, Windfahnen, Blitzableitern, Haaren und Bleistiften ausgeht. Diese Spitzenentladungen sind die Folge eines intensiven elektrischen Feldes, das in der Umgebung von Gewittern, beim Schneetreiben und bei intensiven Staubteufeln vorkommen kann.

Die Anzahl der IC-Entladungen beträgt in nördlichen Breiten mehr als die Hälfte aller auftretenden Blitze. CA- und CC-Entladungen hingegen sind weniger häufig und sie zeigen - die Luftfahrt ausgenommen - wenig Einwirkung auf den Menschen.

Erdblitze treten ebenfalls relativ häufig auf, sind gut dokumentiert und beeinträchtigen die Allgemeinheit wesentlich. Sie verursachen Verletzungen und Todesfälle, unterbrechen die Stromversorgung und das Kommunikationswesen und initiieren Waldbrände. Sie transportieren jedoch nicht nur negative, sondern manchmal auch positive Ladungen aus höheren Regionen der Gewitterwolke zum Erdboden.

Eigenschaften von absteigenden Erdblitzen (Tab. 19)

Quelle: [21]

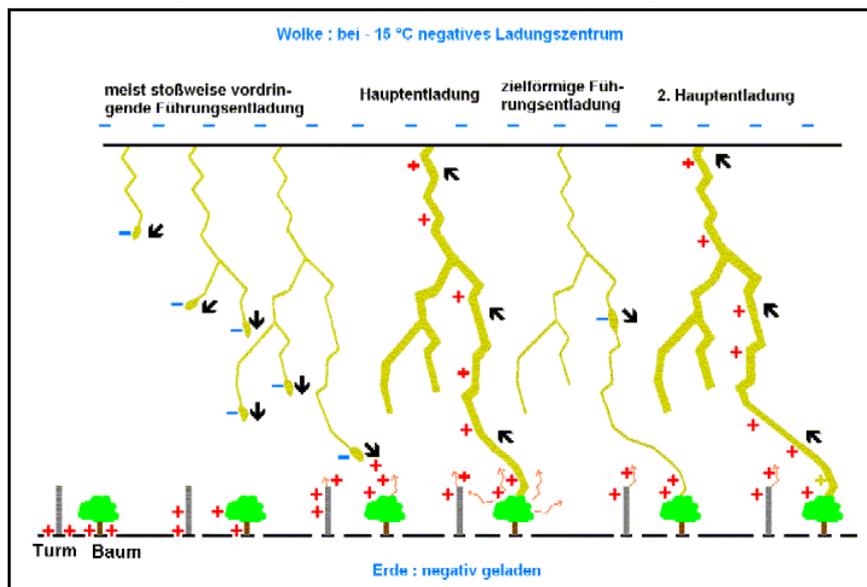
Absteigende Erdblitze		
Eigenschaften	negativ	positiv
Häufigkeit des Auftretens	90 %	10 %
mittlere maximale Stromstärke	30 kA	35 kA
mittlere halbe Lebensdauer	30 µs	230 µs
mittlere Anzahl der Blitze	3 - 4	1
länger andauernde Stromstöße	20 %	80 %

Positive absteigende Erdblitze sind meist auf die mehr stratiformen Wolkenbereiche eines Gewitters beschränkt, während negative absteigende Erdblitze gewöhnlich in Regionen mit starker Konvektion auftreten. Oft endet ein Gewitter, das in den Anfängen vorherrschend negative Erdblitze produzierte, mit positiven Entladungen, wenn es seinen Höhepunkt erreicht hat und der Amboss sich weit ausbreitet hat.

Eine Entladung tritt auf, wenn genügend Ladungen vorhanden sind, um den elektrischen Widerstand der Luft zu überbrücken. Hat sich eine Gesamtspannung in der Größenordnung von etwa 10^8 V aufgebaut, erfolgt ein Spannungsausgleich durch eine Art Funkenüberschlag, dem Blitz. Weil trockene Luft ein sehr schlechter elektrischer Leiter ist, müssen hohe Feldstärken - ca. $3 \cdot 10^6$ V m⁻¹ - auftreten, um die isolierende Wirkung der Luft zu überwinden und vermutlich ein Initialimpuls von schnellen Elektronen erfolgen (s. S. 54). Die in der Wolke enthaltenen vielen Wassertröpfchen vermindern jedoch diesen hohen Grenzwert der Feldstärke.

Untersuchungen von negativen Erdblitzen ergaben, dass dieser extrem schnelle Entladungsprozess häufig aus drei Phasen besteht, der meist stoßweise vordringenden Führungs-, der Rück- oder Haupt- und zielförmigen Führungsentladung. Diese verursacht einen abwärts gerichteten Fluss negativer Ladungen, der im Mittel bei 20 Coulomb liegt.

Entwicklungsphasen des negativen absteigenden Erdblitzes (Abb. 37)



Quelle: [10]

Stepped leader
stoßweise vordringende Führungsentladung oder Leitblitz

Return stroke
Rück- oder Hauptentladung (Return stroke)

Dart leader
zielförmige Führungsentladung

- : Negative Ladungen
— : Führungsentladung
+ : positive Ladungen
→ : Entladungsrichtung
■ : Rück- oder Hauptentladung

Der negative absteigende Erdblitz, der in der Abbildung 37 schematisch dargestellt ist, läuft wie folgt ab:

- a) Ein kleines Paket negativer Ladungsträger, die Führungsentladung, beginnt entlang des Weges des geringsten elektrischen Widerstandes abwärts vorzudringen und hinterlässt eine Spur von ionisierter, hochleitender Luft, den Blitzkanal. Die Führungsentladung oder der Leitblitz dringt meist stufenartig von der Wolke bis zum Erdboden mit einer Geschwindigkeit von ca. 200 km s^{-1} , in Schrittweiten von 10 - 200 m, in Zeitabständen von ca. $2 \mu\text{s}$ und mit Pausen von etwa $50 \mu\text{s}$ vor.

Eine stetige Abwärtsbewegung mit 15 km s^{-1} und mehr ist auch manchmal zu beobachten. In beiden Fällen treten normalerweise Verzweigungen auf und der Erdboden wird in ungefähr 0.01 s erreicht.

Nur die schrittweise vordringende Führungsentladung ist anfangs leuchtend hell und schwächt sich dann wieder ab.

Mit Annäherung des negativ geladenen Leitblitzes steigt an den Spitzen von exponierten Objekten an der Erdoberfläche - Türme, Bäume, Häuser, Maste, usw... - die elektrische Feldstärke, bis die Durchbruchfeldstärke der Luft überschritten wird. Von ihnen beginnen sich dann positive Fangentladungen aufwärts, der Gewitterwolke entgegen zu entwickeln, die manchmal als extrem schwach leuchtende Fäden sichtbar werden.

- b) Vereinigen sich Leitblitz und einer der von den Objekten am Erdboden ausgehenden, einige 10 m langen Fangentladungen, besteht zwischen Wolke und Erdboden ein durchgehender Entladungskanal, in dem die kräftige Rück- oder Hauptentladung, im Volksmund als Blitzeinschlag bezeichnet, sich wellenförmig aufwärts vom Erdboden zur Wolke fortpflanzt. Der Einschlagpunkt am Boden wird dabei von der Fangentladung bestimmt, die sich als erstes mit dem Leitblitz vereinigt und die durchgehende elektrische Verbindung zwischen Wolke und Erdboden herstellt.

Die Rück- oder Hauptentladung erfolgt dann im gleichen Blitzkanal als positiver aufsteigender Blitz (s. Abb. 38) mit einem impulsartigen Strom und einer Stärke von einigen kA bis zu mehreren 100 kA. Sie dauert etwa $40 \mu\text{s}$ an, ist von intensiver Leuchtkraft und läuft mit einer mittleren Geschwindigkeit von etwa 130000 km s^{-1} ab.

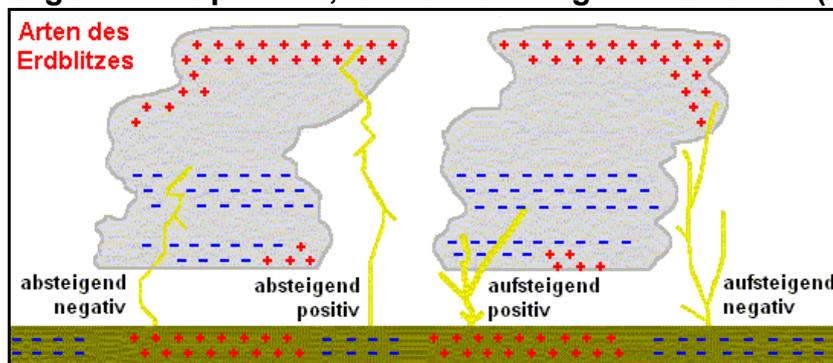
Während der Hauptentladung weist der Blitzkanal etwa einen Durchmesser von 4 cm auf und der Energieumsatz im hell aufleuchtenden Blitzkanal bewirkt, dass sich dieser auf eine Temperatur von ca. 30000 K aufheizt.

- c) Nach etwa 0.1 s besteht die Möglichkeit, dass bei genügend vorhandenen Ladungen eine zweite Führungsentladung von der Wolke zum Erdboden im selben Blitzkanal in etwa 0.001 s stattfindet, der dann eine weitere Haupt- oder Rückentladung folgt. Dieser Vorgang, der mehrfach ablaufen kann, die Mittelwerte liegen bei 3 oder 4, bis zu 20 solcher Teilentladungen wurden bereits festgestellt, ist manchmal als Flackern des Blitzes - der typische zeitliche Abstand beträgt 40 bis 80 μ s - zu beobachten. Die Blitzlänge beträgt in mittleren Breiten ca. 1 - 2 km und in den Tropen 2 - 3 km.

Auch Boden/Wolke-Blitze, Entladungen, die häufig von Wolkenkratzern ausgehen, existieren, werden aber im allgemeinen in der Literatur nicht von CG-Erdblitzen unterschieden.

Der positive absteigende Erdblitz, aus höheren Bereichen der Gewitterwolke stammend, ist weitaus seltener zu beobachten als der negative (s. Tab. 19). Ca. 10 % aller Erdblitze sind positive absteigende Erdblitze, bestehen meist nur aus einer einzelnen Entladung, zeigen aber länger anhaltende Stromstöße. Für die Forstwirtschaft sind sie von besonderer Bedeutung, weil sie öfter als negative absteigende Erdblitze Waldbrände auslösen können.

Negative und positive, ab- und aufsteigende Erdblitze (Abb. 38)



Der absteigende negative Erdblitz transportiert negative Ladungen aus der Gewitterwolke zum Erdboden und der aufsteigende positive Erdblitz führt als Hauptentladung positive Ladungen vom Erdboden ab. Wurden im Verlauf der Gewitterentwicklung genügend Ladungen durch den Aufwind in den Ambossrandbereich transportiert, können auch hier Entladungen zwischen ihm und dem Erdboden in Form von ab-

steigenden positiven und aufsteigend negativen Blitzen entstehen.

Die positiven absteigende Erdblitze sind meist auf die mehr stratiformen Wolkenbereiche eines Gewitters beschränkt, während die negativen absteigende Erdblitze gewöhnlich in Regionen mit starker Konvektion auftreten. Oft endet ein Gewitter, das in den Anfängen vorherrschend negative Erdblitze produzierte, mit positiven Entladungen, wenn es seinen Höhepunkt erreicht hat und der Amboss sich in der Höhe weit ausbreitet hat.

Die Häufigkeit des Vorkommens von positiven Erdblitzen nimmt anscheinend mit der geographischen Breite und mit der Höhe des lokalen Terrains zu.

Sie sind auch bei Wintergewittern öfter anzutreffen, so dass angenommen wird, dass die Wahrscheinlichkeit ihres Auftretens offenbar mit dem Absinken der Nullgradgrenze und der damit tieferen Lage des positiven Ladungszentrums im Gewitter wächst.

Besonders kräftige positive Blitze können zwischen der Gewitterwolke und tiefen Ionosphäre zu elektrischen Entladungen führen, die "Sprites" genannt werden. Sie treten als einige 10-Millisekunden andauernde rote Leuchterscheinung an der Wolkenobergrenze in Erscheinung, zeigen eine horizontale Ausdehnung von 10 bis 50 km, können bis in 70 km Höhe reichen und werden durch die Reorganisation der Ladungsverteilung in einer Gewitterwolke nach einem positiven Erdblitz ausgelöst.

Die Auswirkung eines Blitzeinschlages am Erdboden ist wohlbekannt und ähnelt manchmal einem sich mit hoher Geschwindigkeit bewegendem und an der Erdoberfläche auftreffenden festen Körper (s. Schockwelle, 3.3.2).

Weil mit dem Einschlag außerdem eine starke Aufheizung der am Erdboden betroffenen Objekte auftreten kann, sind thermische Schäden möglich.

Linienblitze (Abb. 39)



Die Hauptentladung ist in der Bildmitte als helle Leuchterscheinung zu erkennen. Sie wird auch in der Umgangssprache als Blitzeinschlag bezeichnet.

Die abrupte Erwärmung von feuchten Objekten in ihrem Inneren verursacht einen schlagartigen Phasenwechsel vom flüssigen in den gasförmigen Zustand des Wassers, so dass durch die dabei stattfindende explosionsartige Ausdehnung Mauerwerk zerrissen wird und Bäume zersplittern.

Die in Großbritannien hochgerechnete Blitzhäufigkeit beträgt etwa 1 Einschlag pro km^2 und Jahr, so dass die Wahrscheinlichkeit, vom Blitz getroffen zu werden, klein ist.

Wenn keine Hindernisse zwischen dem Gewitter und dem Beobachter vorhanden sind, können Blitze bis zu 150 km weit wahrgenommen werden.

Weltweit treten etwa 70 - 100 Blitze pro Sekunde auf (Quelle: [19]) und die mittlere Stromstärke eines Blitzes beträgt etwa 36 kA.

Die schnellen Änderungen der Stromstärke während eines Blitzes verursachen Strahlungsausbrüche im Radiowellenbereich, die zu Funk- oder Rundfunkempfangsstörungen führen können und "Atmospherics" genannt werden. Art und Stärke dieser Strahlung variiert mit der Art der Entladung und ihrer Entfernung zum Beobachter, und sie kann mit hinreichender Genauigkeit über Entfernungen bis zu 2500 km geortet werden.

3.3.2 Donner

Die plötzliche extreme Aufheizung der Luft im Blitzkanal während der Rückentladung (Return stroke) verursacht eine explosionsartige Ausdehnung der Luft, so dass in der unmittelbaren Umgebung des Blitzkanals eine Schockwelle ausgelöst wird, die sich radial entfernt. Bis zu einer Entfernung von einigen wenigen hundert Metern ist die Schockwelle schneller als der Schall, danach ist ihr Tempo dann auf Schallgeschwindigkeit abgesunken und wird als Donner hörbar.

Die Schockwelle eines extrem nahen Blitzes kann eine Person zu Boden schlagen und Gehörverluste oder -verletzungen hervorrufen.

Auch vom Blitz getroffene oder in der unmittelbaren Umgebung des Blitzeinschlages sich befindende Objekte können durch die Schockwelle zerstört werden.

Der Donner ändert seine Tonhöhe mit der Entfernung vom Blitzkanal. Je näher der Standort des Beobachters sich zum Blitz befindet, desto höher und explosionsartiger ist der Donner.

Je weiter er entfernt vom Unwetter ist, desto tiefer und rumpelnder ist das Geräusch.

Schlägt der Blitz in der Umgebung von weniger als 100 m ein, hört der Beobachter einen lauten, heftigen, von der Schockwelle stammenden Knall. Das rollende Donnergeräusch dagegen entsteht aufgrund der Zeitunterschiede, mit denen der Schall von den unterschiedlichen Abschnitten des manchmal bis zu 2 km langen, gezackten Blitzkanals das Ohr des Beobachters erreicht; auch Echos treten auf.

Häufig ist der Donner bis zu 15 km weit, aber selten über Entfernungen von mehr als 30 km zu hören.

3.4 Blitzortung

Gewitter stellen nicht nur für die heutige moderne Luftfahrt sondern auch für die Allgemeinheit einen mehr oder minder beträchtlichen Risikofaktor dar, da sie im Extremfall mit hohen Windgeschwindigkeiten, großen Niederschlagsmengen und starkem Hagelschlag enorme volkswirtschaftliche Schäden anrichten können. Die Kenntnis vom Standort und der Intensität der in Mitteleuropa aktuell in Erscheinung tretenden Gewitter erweist sich deshalb für den Warndienst und die Kurzzeitprognosen des Deutschen Wetterdienstes von beträchtlichem Wert. Weil das Routinemessnetz des DWD aber räumlich und zeitlich relativ weitmaschig ist, werden Gewitter manchmal gar nicht bzw. oft zu spät erkannt und/oder gemeldet.

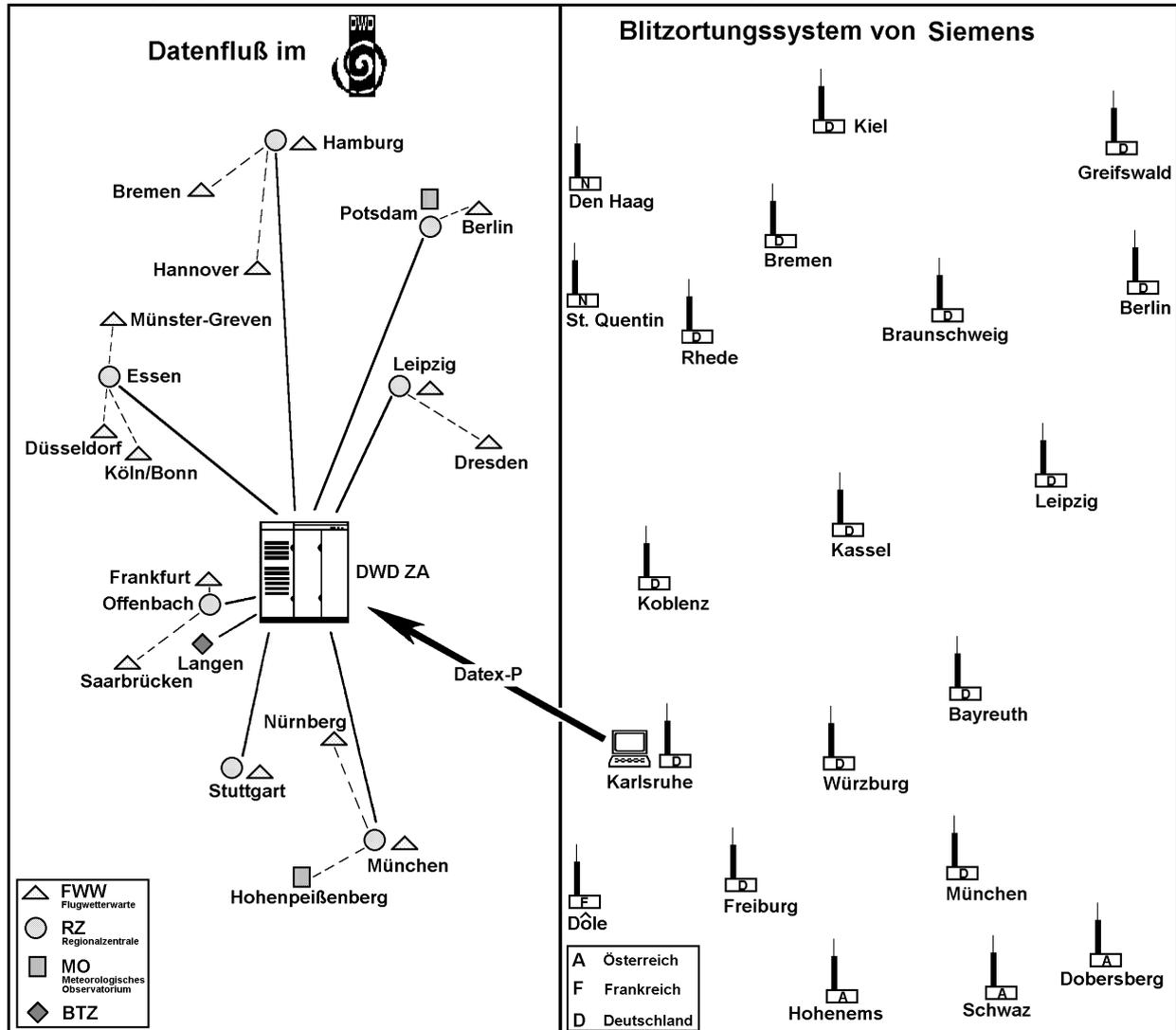
Der DWD bezieht daher seit Juli 1995 die Blitzdaten von der Firma Siemens, die den Blitz-Informationen-Dienst BLIDS seit 1992 unterhält. Dieses Blitzortungssystem von Siemens, das sich in der Anfangsphase aus zwei Messnetzen in Nord- und Süddeutschland zusammensetzte und noch durch Messfühler in Österreich, Ostfrankreich und den Niederlanden ergänzt wurde, bestand im Dezember 1997 aus 14 Stationen (s. Abb. 39).

Heute ortet BLIDS mit über 130 Messstationen Erd- und Wolkenblitze in den Ländern Deutschland, Schweiz, Polen, Benelux, Tschechien, Slowakei und Ungarn. Kunden von BLIDS sind Wetterdienste, Energieversorgungsunternehmen, Industriebetriebe, Versicherungsgesellschaften und Freiluft-Veranstaltungen (z.B. Konzerte, Musikfestival, Ballonfahrer).

Das durch die Blitzentladung erzeugte elektromagnetische Feld, das sich wellenförmig vom Entstehungsort aus in alle Richtungen mit Lichtgeschwindigkeit ausbreitet, wird von Sensoren empfangen. Aus der Differenz der in unterschiedlichen Empfängern aufgezeichneten Zeiten - die Synchronisation erfolgt mit den Zeitdaten der Satelliten des Global-Positioning-System (GPS) - wird der Einschlagsort (Erdblitz) berechnet.

Diese Mess- und Berechnungsmethode ermöglicht nicht nur jeden Blitz mit höchster Genauigkeit zu lokalisieren, sondern auch seine Polarität und Stromstärke, sowie Teilblitze innerhalb eines Gesamtblitzes zu erkennen.

Blitzortungssystem und -datenfluss in Deutschland (Abb. 40)



Die vom Empfänger registrierten Daten werden unverzüglich an einen zentralen Rechner in Karlsruhe weitergeleitet. Hier werden aus Laufzeitberechnungen die Standorte bestimmt. Aus der Breite des Wellenimpulses und der Richtung des Ladungsflusses lassen sich zusätzlich CC- (Cloud-to-cloud) und CG-Entladungen (Cloud-to-ground) unterscheiden und die Polarität dieser Erdblitze ermitteln.

Weil CG-Entladungen erheblich energiereicher als CC-Blitze sind, lokalisiert BLIDS überwiegend Erdblitze.

Die Blitzinformationen, die nach ihrer Auswertung in Karlsruhe an die DWD-Zentrale übermittelt werden, setzen sich zusammen aus

- der Ortsangabe in Form der geographischen Breite/Länge (auf 10^{-3} Grad genau),
- der Auftrittszeit in UTC (auf 1 Millisekunde genau),
- der Polarität (Wolke-/Erde-, Erde-/Wolke-, Wolke-/Wolke-Blitz),
- der Stromstärke in Kiloampere und
- dem Status der Ortungsanlage.

Die Blitzdaten von BLIDS werden heute im DWD im neuen Grafikvisualisierungssystem NinJo angezeigt, das der DWD im Jahre 2006 operationell einführte und das als eines der größten globalen meteorologischen Datenverarbeitungs- und Visualisierungssysteme das Meteorologische Applikations- und Präsentationssystem (MAP) ablöste.

NinJo wurde als ein gemeinsames Projekt der Wetterdienste von Dänemark, Kanada, der Schweiz und des Geoinformationsdienstes der Bundeswehr unter Federführung des DWD entwickelt und ermöglicht als interaktives System mit einer Multi-Fenster-Technologie die Darstellung aller meteorologischer Daten.

4. Luftfahrt und Gewitter

4.1 Allgemeines

Gewitter sind auch für die heutige moderne Luftfahrt ein beträchtlicher sicherheitsrelevanter Faktor, weil sie eine Vielzahl von Gefahren und Risiken umfassen (s. Tab. 20).

Gewittergefahren und -risiken (Tab. 20)

Gewittergefahren	Gewitterrisiken
Turbulenz	schlechte Sicht, tiefe Wolkenuntergrenze
Windscherung	böiger Bodenwind, stark wechselnder Gegen-, Rücken- und Seitenwind
Vereisung	Starkniederschlag, Aquaplaning auf der Runway
Hagelschlag	Fehlanzeigen von Luftfahrzeuginstrumenten
Blitzschlag	

Die Obergrenzen von Gewittern liegen in den gemäßigten Breiten im Sommer bei FL 300 - 400 und in den Tropen über FL 400; dort sind bereits Wolkenuntergrenzen von 18000 ft und Tops von 70000 ft beobachtet worden.

Gewitter können in den gemäßigten Zonen - besonders im Winter - von zivilen Verkehrsmaschinen überflogen werden. In sommerlichen mittleren Breiten dagegen vermögen sie die üblichen Flughöhen zu übertreffen und in den Tropen ist das grundsätzlich der Fall.

Muss einem Gewitterkomplex ausgewichen werden, weil ein Durchqueren zu gefährlich erscheint, sind mehr oder minder größere Umwege in Kauf zu nehmen, was die Wirtschaftlichkeit beeinträchtigt.

Einzelne oder unregelmäßig verteilte, nicht schwere Gewitter bedeuten für die zivile Verkehrsluftfahrt im allgemeinen keine großen Hemmnisse, da sie umflogen werden können bzw., wenn sie mit Hilfe des Bordradars durchquert werden, die Zeit der Passage kurz ist; sie stellen aber durchaus eine Gefahr für die Allgemeine Luftfahrt dar.

Schwere Gewitter dagegen und mesoskalige konvektive Systeme mit ihrer großen räumlichen Ausdehnung werden aufgrund ihrer heftigen Wettererscheinungen auch von den großen zivilen Verkehrsmaschinen weitgehend gemieden.

Auch in Schichtbewölkung eingelagerte oder durch Dunst verborgene Gewitter bedeuten eine potentielle Gefahr für die Luftfahrt.

4.2 Gewittergefahren

4.2.1 Turbulenz

Flugzeugturbulenz in oder in der Nähe von Gewittern wird einerseits durch die großräumigen Auf- und Abwindschlote innerhalb der Wolke, aber auch durch kleinräumige Turbulenzkörper, Böen oder Gusts genannt, verursacht. Weil Aufwindschlote am kräftigsten im mittleren und oberen Teil der Gewitterwolke ausgeprägt sind und grundsätzlich eine stärkere Intensität sowie eine vertikal und horizontal größere Ausdehnung als Abwindzonen zeigen, schwankt die Turbulenzintensität in einem Gewitter erheblich und hat im frühen Reifestadium meist ihr Maximum.

Im Jugend- und Reifestadium erstreckt sich die Turbulenzzone etwa 300 - 600 m über die Wolkenobergrenze hinaus.

Durch Ausstrahlung an der Wolkenobergrenze kann vor allem nachts die Intensität der Turbulenz zunehmen, so dass in den ersten hundert Metern oberhalb des Wolkengipfels starke Turbulenz zu erwarten ist.

Turbulenz kann sowohl innerhalb des Gewitters in jeder Höhe als auch und in seiner Umgebung auftreten.

Schwere Turbulenz wird jedoch häufiger im mittleren Teil der Wolke als unterhalb, in der Umgebung und in der Nähe der Obergrenze angetroffen.

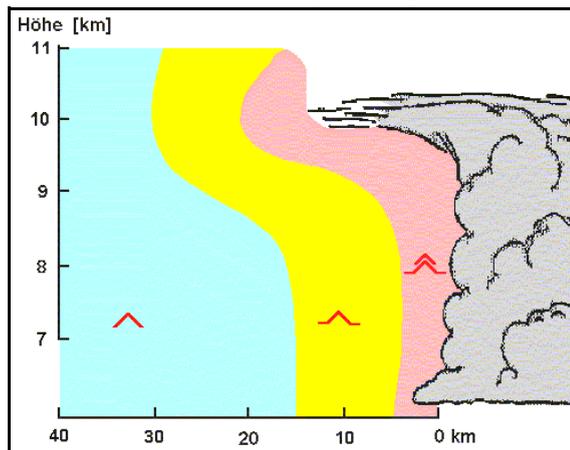
Die stärkste Turbulenz kommt gewöhnlich im Höhenbereich zwischen 3 und 6.5 km vor und kann extrem heftige Flugzeugbewegungen mit hohen Beschleunigungswerten (NASA-Veröffentlichung gibt 3.8 g an) verursachen.

In Flughöhen von unterhalb 2000 m und oberhalb 8000 m beträgt das Turbulenzrisiko nur noch 50 %.

In der Umgebung einer Gewitterzelle ist in einem Umkreis von bis zu 35 km mit Turbulenz zu rechnen. Als Faustregel gilt, dass Turbulenz in einer Entfernung bis zum doppelten Durchmesser des Cb und starke Turbulenz in einem Abstand von 1 bis 5 km von der Wolke in Erscheinung treten kann (s. Abb. 41).

Bei kräftigen Höhenwinden zeigt die Leeseite von Gewittern - ähnlich wie bei orographischen Hindernissen - turbulente Strömungsverhältnisse, während luvseitig meist turbulenzfreie Aufwärtsbewegungen beobachtet werden.

Turbulenz in der Umgebung einer Gewitterzelle (Abb. 41)



Quelle: [16]

In der Umgebung einer Gewitterzelle ist in einem Umkreis von bis zu 35 km mit Turbulenz zu rechnen. In einer Entfernung vom Unwetter von ca. 5 bis 15 km kann mäßige Turbulenz und von 1 bis 5 km starke Turbulenz in Erscheinung treten.

Eine weitere Gefahr für Luftfahrzeuge ergibt sich aus markanten Höhenänderungen beim Durch- bzw. Unterfliegen von Gewittern.

Aufwindschläuche können im allgemeinen Höhenänderungen bis zu 3000 ft auslösen, es sind aber auch schon Extremwerte von 6000 ft beobachtet worden.

Der am kräftigsten in den unteren Regionen des Cb ausgebildete Abwindschlot ist grundsätzlich von schwächerer Natur als der Aufwindschlauch und bewirkt deshalb meist auch eine geringere vertikale Versetzung des Luftfahrzeuges.

Im Landeanflug in einer Flughöhe von 300 bis 400 ft agl jedoch kann der Pilot einen stärkeren Höhenverlust möglicherweise nicht mehr korrigieren, so dass eine Grundberührung vor dem Aufsetzen im Bereich der Landebahnschwelle unvermeidbar ist.

4.2.2 Windscherungen

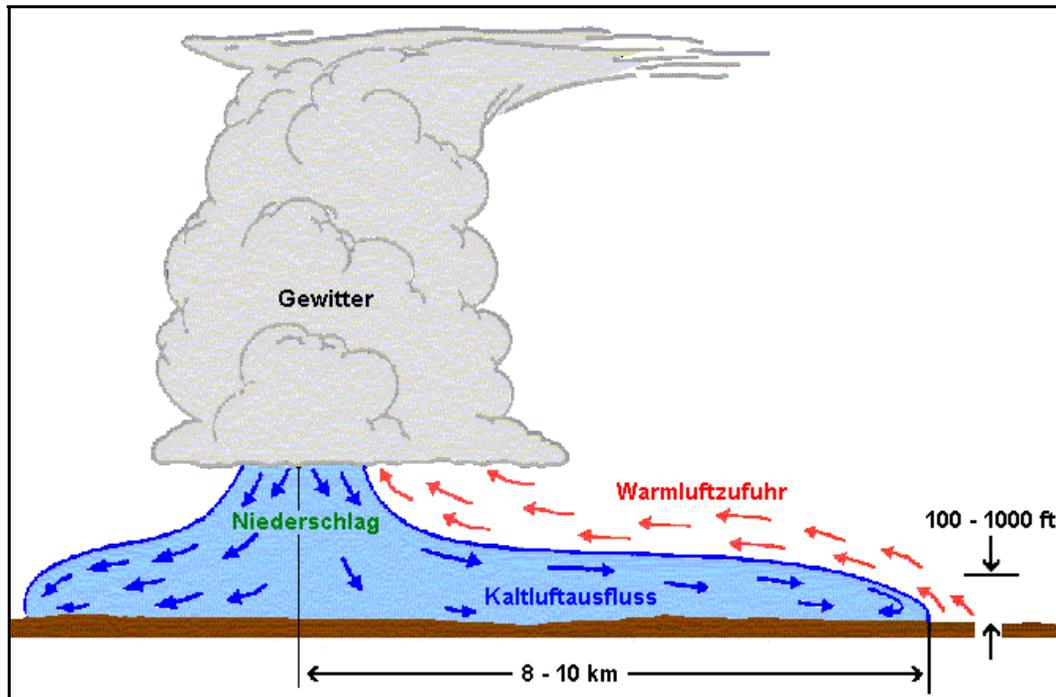
Gewitter haben sich aufgrund der starken vertikalen bodennahen Kaltluftausflüsse als sehr unangenehm für die Luftfahrt erwiesen.

Weil die aus einem Gewitter herabstürzende Kaltluft sich in Erdbodennähe horizontal in allen Richtungen ausbreitet, kann sie starke Windböen mit kräftigen horizontalen Windscherungen verursachen.

Die Gewitterböe ist um so heftiger, je größer der Temperaturunterschied zwischen der ausfallenden Kaltluft und der Umgebungsluft ausfällt.

Oberhalb der Kaltluft strömt warme Luft aus der entgegengesetzten Richtung in die Gewitterzelle ein.

Strömungsfluss in der Umgebung einer Gewitterzelle (Abb. 42)



Die Abbildung 42 verdeutlicht diese Strömungsverhältnisse der Luft in der Umgebung einer Gewitterzelle, die in der Natur außerordentlich komplex sind, so dass die Vorgänge hier nur sehr vereinfacht dargestellt werden können.

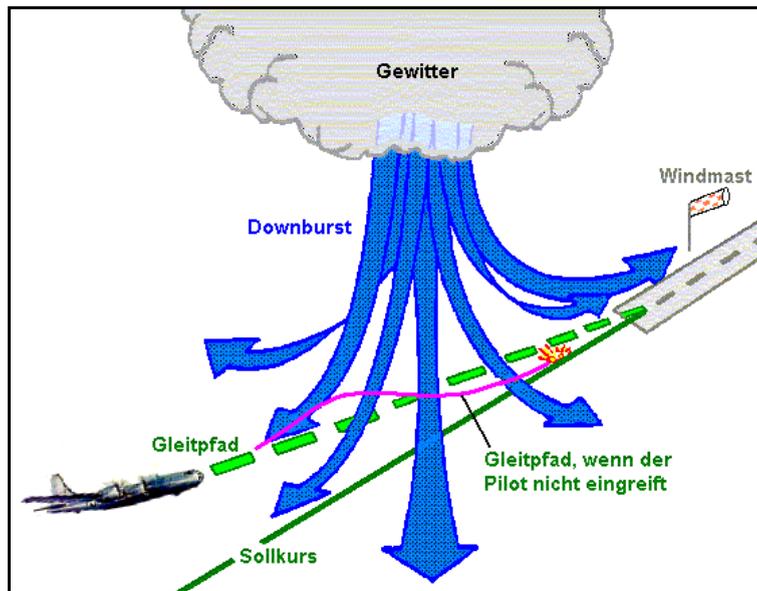
Die Entfernung der Vorderkante der Scherungszone von der Gewitterzelle beträgt im allgemeinen 8 - 10 km, kann jedoch auch bedeutend größer sein.

Grenzen an die Gewitterzelle benachbarte Zellen an, so wie es bei Multizellen und mesoskalig komplexen Systemen der Fall ist, ergeben sich wesentlich komplexere und stärker ausgebildete Strömungsverhältnisse.

Als besonders gefährlich für Luftfahrzeuge, die sich im Steig- oder Sinkflug in der Umgebung eines Flugplatzes befinden, haben sich die kleinräumigen, heftigen Kaltluftausflüsse erwiesen, die als Downburst bezeichnet werden, einen Durchmesser von meist nur einigen Kilometern aufweisen und weniger als eine Stunde andauern.

Die Abbildung 43 zeigt, dass beim Durchfliegen eines Downburst zwischen Gewitterzelle und Landebahn eine totale Windrichtungsänderung stattgefunden hat. Greift der Pilot nicht ein, so kann diese horizontale Windscherung und die damit verbundene Auftriebsabnahme einen Höhenverlust auslösen. Hierbei erfährt das Flugzeug durch die ausfallende Kaltluft noch eine zusätzliche Sinkrate.

Horizontale Windscherung in der Umgebung eines Gewitters (Abb. 43)



Zu welchen Katastrophen Microbursts führen können, zeigen die folgenden Luftverkehrsunfälle:

- Ein am 31.05.1986 auf der Startbahn des Flughafens Denver (Colorado, USA) beschleunigendes Verkehrsflugzeug verlor während eines Microbursts 10 m s^{-1} an Geschwindigkeit, gewann deshalb nur langsam an Höhe und streifte ein 300 m hinter der Runway stehendes Funkfeuer. Trotz der dabei auftretenden Schäden am Flugzeugrumpf konnte der Pilot den Steigflug fortsetzen und wieder sicher in Denver landen.
- Weniger glimpflich verliefen zwei weitere Unfälle. Am 9. Juli 1982, 20 Sekunden nach dem Start in New Orleans (USA), führte ein Microburst zum Absturz eines Pan American-Jets, der 153 Menschen den Tod brachte.
- Am 2. August 1985 geriet eine Lockheed L-1011 der Delta Air Lines beim Anflug auf Dallas/Fort Worth (USA) in einen Microburst und zerschellte am Erdboden. 134 Passagiere und Crew-Mitglieder starben.

4.2.3 Vereisung

Die Vereisungsformen sind in Gewitterwolken sehr unterschiedlich ausgeprägt, da viele der vereisungsfördernden Faktoren vom Entwicklungszustand der Wolke abhängig sind.

Im Jugendstadium ist Vereisung in allen Schichten oberhalb der 0° -Isotherme zu finden, mit einem Maximum im oberen Wolkenteil; die stärkste Vereisung tritt dabei kurz vor der Umwandlung in den Cb cal auf.

Im Reifestadium des Cb beschränkt sich die Vereisung auf die Gebiete mit starker Aufwärtsbewegung. Aus diesen Gründen führt in mächtigen konvektiven Wolken ein Ausweichen des Piloten in größere Höhen nicht zu einer Verringerung des heftigen Eisansatzes, sofern die Außentemperatur über -23 °C liegt. Selbst bei tieferen Temperaturen kann noch die Gefahr von schwerer Vereisung bestehen.

Alternde Gewitter dagegen weisen nur eine langgestreckte Vereisungszone in der Nähe der Nullgradgrenze auf.

Temperatur und Vereisungshäufigkeit (Tab. 21)

Anzahl der Fälle mit	Vereisung	28 %	60 %	45 %
	schwerer Vereisung	1 %	5 %	5 %
Temperatur		-2 °C	-11 °C	-20 °C

Vereisungshäufigkeit nach einem amerikanischen Thunderstorm project

Manchmal verschmelzen mächtige orographische oder frontale Quellwolken zu hunderten von Kilometern langen und einigen 10 km breiten Wolkenbändern, so dass die Zellen mit stärkster Vereisungsintensität schwer auszumachen sind und die Vereisungszone horizontal extrem ausgedehnt ist.

Die Tabelle 21 zeigt, dass selbst noch bei Temperaturen von -20 °C schwere Vereisung auftreten kann. Im Temperaturbereich von -2 °C bis zu etwa -10 °C bildet sich überwiegend Klareis, von -10 bis -15 °C Mischeis und unter -15 °C meist Rauheis.

Da in Gewittern aufgrund der zu erwartenden Turbulenz mit reduzierter Flugeschwindigkeit geflogen wird, fällt die bei schnell fliegenden Maschinen auftretende aerodynamische Erwärmung geringer aus.

4.2.4 Hagelschlag

Nur Gewitter verfügen über die für eine Hagelbildung erforderlichen kräftigen Aufwindschloten, und die dazu notwendige intensive Konvektion, die sich ausschließlich bei einer hochreichenden labilen Schichtung entwickelt, tritt in mittleren Breiten gewöhnlich über Land und im Sommer auf. Die meisten dieser Gewitter enthalten Hagelkörner, die in vielen Fällen zwar schmelzen, bevor sie den Erdboden erreicht haben, aber bei Flügen in und in der unmittelbaren Umgebung des Unwetters Probleme bereiten können.

Besonders große Hagelkörner treten dabei in und in der Umgebung von Multi- und Superzellen auf.

Gewitterwolken zeigen keine homogene Verteilung von Hagel, sondern sein Vorkommen beschränkt sich auf verhältnismäßig eng begrenzte Zonen. Flugzeugbeobachtungen ergaben, dass - in Abhängigkeit von der Mächtigkeit der Gewitterwolke - zwei Häufigkeitsmaxima in 4000 bis 12000 ft und 19300 bis 31700 ft existieren.

Hagel vermag aber durchaus in jeder Höhe im Gewitter und gelegentlich auch an seinen Rändern in wolkenfreier Luft angetroffen werden.

Hagelkörner können aus überhängenden Wolkenteilen ausfallen und sogar aus der Wolke regelrecht herausgeschleudert werden. Bei Messflügen wurde Hagel 9 km leewärts eines Gewitters in wolkenfreier Luft in einer Höhe von 45000 ft festgestellt.

Die Hagelkornausmaße umfassen Eisstücke von Erbsen- bis Apfelsinengröße und sogar noch darüber. Piloten berichteten, dass sie in tropischen und subtropischen Breiten in FL 300 Hagelbrocken von 12 cm, in FL 310 von 10 cm und in FL 370 von 7.5 cm Durchmesser beobachtet haben. In den gemäßigten Breiten sind größere Hagelkörner bis etwa FL 200 zu erwarten.

Hagelschlag verursacht besonders mechanische Zerstörungen am Luftfahrzeug, die bei kleineren Luftfahrzeugen bis zum Totalverlust führen können.

Hagelschaden an einem Flugzeug (Abb. 44)



Quelle: [2]

Die Frontpartie eines schnellfliegenden Militärjets wurde durch Hagelschlag extrem deformiert.

Durch die hohe kinetische Energie der Hagelkörner - abhängig von der Korngröße und ihrer Aufprallgeschwindigkeit - werden die Cockpitfenster, die Vorderkanten der Tragflügel und des Leitwerkes, die Rumpfnase, die Propeller und die Triebwerksverkleidungen mehr oder minder beschädigt. Bei einigen Düsenflugzeugen können die Triebwerke auch noch durch Verstopfung der Lufteinlaßschächte ausfallen.

Wird mit Überschallgeschwindigkeit geflogen, haben Hagelkörner die Wirkung eines Geschosses (s. Abb. 44).

Zur Verringerung des Hagelrisikos sollte deshalb beim

- Umfliegen von Gewittern ein Sicherheitsabstand eingehalten werden, der unterhalb der Nullgradgrenze etwa 10 km und oberhalb davon ca. 20 km beträgt;
- beim Unterfliegen von Unwettern so tief wie möglich im Bereich positiver Temperaturen operiert und die Zone des Starkniederschlages gemieden werden;
- Durchqueren von Gewittern möglichst Zonen mit schwacher Radarechointensität aufgesucht werden.

4.2.5 Blitzschlag

Die Auswirkungen von Blitzeinschlägen auf ein Luftfahrzeug sind von der Stärke der elektrischen Entladung abhängig. Die meisten haben jedoch nur eine geringe Intensität, so dass starke Einschläge relativ selten auftreten und am häufigsten betroffen sind Tragflächen, Leitwerk, Bugteil, Lufteintrittskanäle der Triebwerke, Staurohre und Funkantennen.

Die Flugzeugzelle dagegen wirkt grundsätzlich - sofern sie überwiegend aus Metall besteht - wie ein Faradayscher Käfig und die für einen sicheren Flug und eine zuverlässige Landung notwendigen Ausrüstungsteile moderner ziviler Verkehrsflugzeuge sind weitgehend gegen Blitzschlag geschützt.

Blitze können

- elektrische und magnetische Effekte aufgrund der magnetischen Felder und induzierten Spannungen auslösen;
- thermische Schäden durch Materialabschmelzungen an den Einschlagstellen und längs der Blitzbahn und der starken Erhitzung der Luft im Inneren des Luftfahrzeuges infolge Funkenüberschlag bei schlechten bzw. nicht vorhandenen Masseverbindungen bewirken;
- mechanische Zerstörungen durch thermische Verformungen verursachen und
- Besatzung und Passagiere physisch und psychologisch beeinflussen. Verletzungen, Blendungen, Gehörschädigungen, Schockwirkungen sowie Fehlhandlungen von Piloten durch unerwartete Ausfälle von Anlagen und Instrumenten sind durchaus möglich.

Einige Auswirkungen von Blitzschlägen auf die Sicherheit von Luftfahrzeugen bei Flügen durch Gewitter bzw. in ihrer unmittelbaren Nähe zeigt die Tabelle 22.

Blitzschläge und Luftfahrzeuge (Tab. 22)

Elektrische und magnetische Effekte	Thermische Schäden
Ausfall der elektrischen Energieversorgung durch Zerstörung der Regelanlagen und Gleichrichter durch induzierte Spannungen	Beschädigungen der Außenhaut durch Materialabschmelzungen an den Einschlagstellen und längs der Blitzbahn
Ausfall/Zerstörung der Funk-, Funkregel- und Navigationsanlagen durch induzierte Spannungen oder Blitzschlag	Blockierung von Gelenken und Lagern durch Materialverschmelzung
Störung der Bordcomputer durch Speicherlöschung	Entzündung brennbarer Stoffe durch Funkenüberschlag oder Erhitzen von Behälterwänden
Fehlanzeige des Kurssystems durch Magnetisierung	

4.3 Gewitterrisiken

Zusätzlich zu den in Gewittern auftretenden 'Hazards' - Turbulenz, Windscherung, Vereisung, Hagel- und Blitzschlag - existieren noch Wettererscheinungen, welche die Start- und Landephase eines Luftfahrzeuges mehr oder minder beeinträchtigen können.

Zu diesen Phänomenen gehören:

- Schlechte Sichten durch Wolken- und Niederschlags Elemente in und unterhalb eines Gewitters;
- tiefe Wolkenuntergrenzen;
- Böenfront, im Umkreis des Gewitters von bis zu 20 km;
- stark wechselnde Gegen-, Rücken- und Seitenwinde auf der Runway;
- Starkniederschlag unterhalb des Gewitters und Aquaplaning auf der Runway;
- Fehlanzeigen von Instrumenten, wie z.B.
 - Druckhöhenmesser (durch Druckänderungen, Turbulenz),
 - Variometer (durch Turbulenz) und
 - Fahrtmesser durch Verstopfung des Pitot-Rohrs (Vereisung, Pappschnee, Hagel).

Gewittergefahren und -risiken (Tab. 23)

Gewittergefahren und -risiken			
zwischen Wolkenbasis und Erdboden	in der Wolke	in der Umgebung	auf der Runway unter dem Gewitter
Turbulenz	starke Turbulenz	Turbulenz	Blitzschlag
Hagelschlag	starke Vereisung		Aquaplaning
Blitzschlag	Hagel bis 20000 ft (Tropen bis 35000 ft)	Hagel aus überhängendem Amboss	stark wechselnder Gegen-, Rücken- und Seitenwind
Windscherung			
Abwinde	Windscherung	Blitzschlag	Tornado (in Europa selten)
tiefe Wolkenuntergrenzen	Blitzschlag		
schlechte Sicht	starke Auf- und Abwinde	Böenfront	bis zu 5 hPa falsches QNH im Gewitterhoch
heftiger Niederschlag	Sicht fast null		
Sandsturm (in Wüstennähe)	heftiger Niederschlag		

4.4 Pilot und Gewitter

Vereinzelt vorkommende Gewitter können im allgemeinen - sofern es die Flugsicherung zulässt - mehr oder weniger weiträumig umflogen werden. Zu beachten ist dabei allerdings, dass schwere Turbulenz und starker Hagelschlag auch schon zwischen Gewittern bei Abständen von weniger als 50 km angetroffen wurden.

Treten jedoch Gewitter linienhaft oder flächendeckend auf, so lassen sich gefährliche Wettererscheinungen nur vermeiden, wenn das Luftfahrzeug über Bordwetterradar verfügt.

Für Flüge in oder in der Umgebung von Gewittern gilt deshalb grundsätzlich:

- Kleinere Luftfahrzeuge sollten Gewitter nicht durchfliegen; auch größere sollten ihnen - sofern möglich - ausweichen;
- Gewitter im Reifestadium mit überhängendem Amboss sind wegen des Hagelschlages mit einem Sicherheitsabstand von etwa 10 km zu umfliegen.
- Beim Durchfliegen von Gewittern ist der Temperaturbereich zwischen 0 und -10 °C, die gefährlichste Gewitterregion, möglichst zu meiden.
- Beim Unterfliegen von Gewittern ist zu beachten, dass
 - Höhenverluste durch Abwindschote und
 - bei orographischen Gewittern Probleme mit der Sicherheitsmindesthöhe und mit Turbulenz zu erwarten sind.
- Um Hagelschlag zu entgehen, sollte
 - so tief wie möglich im Bereich positiver Temperaturen operiert, bzw.
 - eine Flughöhe oberhalb FL 300 gewählt bzw.
 - Zonen mit schwachen Aufwinden (Gebiete mit geringer Echointensität auf dem Radarschirm) aufgesucht werden.

Das Wetterradar, eines der wichtigsten Hilfsmittel für das Nowcasting, liefert dem Piloten und Forecaster wertvolle Hinweise über die Intensität und den Ort des Auftretens von Gewittern:

- Intensität

Die Radarreflexion von Wolkentröpfchen ist gewöhnlich zu gering, um ein erkennbares Echo hervorzurufen. Meist werden erst kleine Niederschlagsteilchen sichtbar und große Regentropfen und Hagelkörner erzeugen starke Echos.

 - Die Schärfe der Echokanten, die vertikale Ausdehnung und die Entwicklungsgeschwindigkeit der Echos sind ein Maß für die Intensität des Gewitters.
 - Schwere Turbulenz und extremer Hagelschlag ist zu erwarten, wenn das Radarecho eine Schichtdicke von über 35000 ft aufweist.

- Bezeichnungen für Gewitter in signifikanten Wetterkarten
 - Häufigkeit des Auftretens von Gewitterzellen (TS ☞ Thunderstorm)
 - ISOL TS ☞ vereinzelte bzw. unregelmäßige verteilte TS,
 - FRQ TS ☞ Gewittergebiet ohne bzw. mit kleinen Lücken zwischen benachbarten TS,
 - SQL TS ☞ Squall line oder Böenlinie; linienhaft angeordnete TS ohne oder mit geringen Abständen zu benachbarten TS;
 - EMBD TS ☞ Gewitter, die in Wolkenschichten eingelagert sind;
 - OBSC TS ☞ Gewitter, die durch Dunst oder Rauch verborgen sind.

Anlage

Anatomie einer Gewitterlage, 29.06.2005, gegen 18.40 UTC

a) Böenkragen um 18.39, 18.43 und 18.50 UTC in 63303 Dreieich-Offenthal, Blickrichtung nach Südwesten



Dreieich-Offenthal, 18.39 UTC
arcus : Böenkragen

Als Böenkragen wird eine dichte horizontale, walzenförmige Wolke bezeichnet, die oft als dunkler und drohender Bogen am Vorderrand der Basis eines Cumulonimbus in Erscheinung tritt.



Dreieich-Offenthal, 18.43 UTC
arcus : Böenkragen

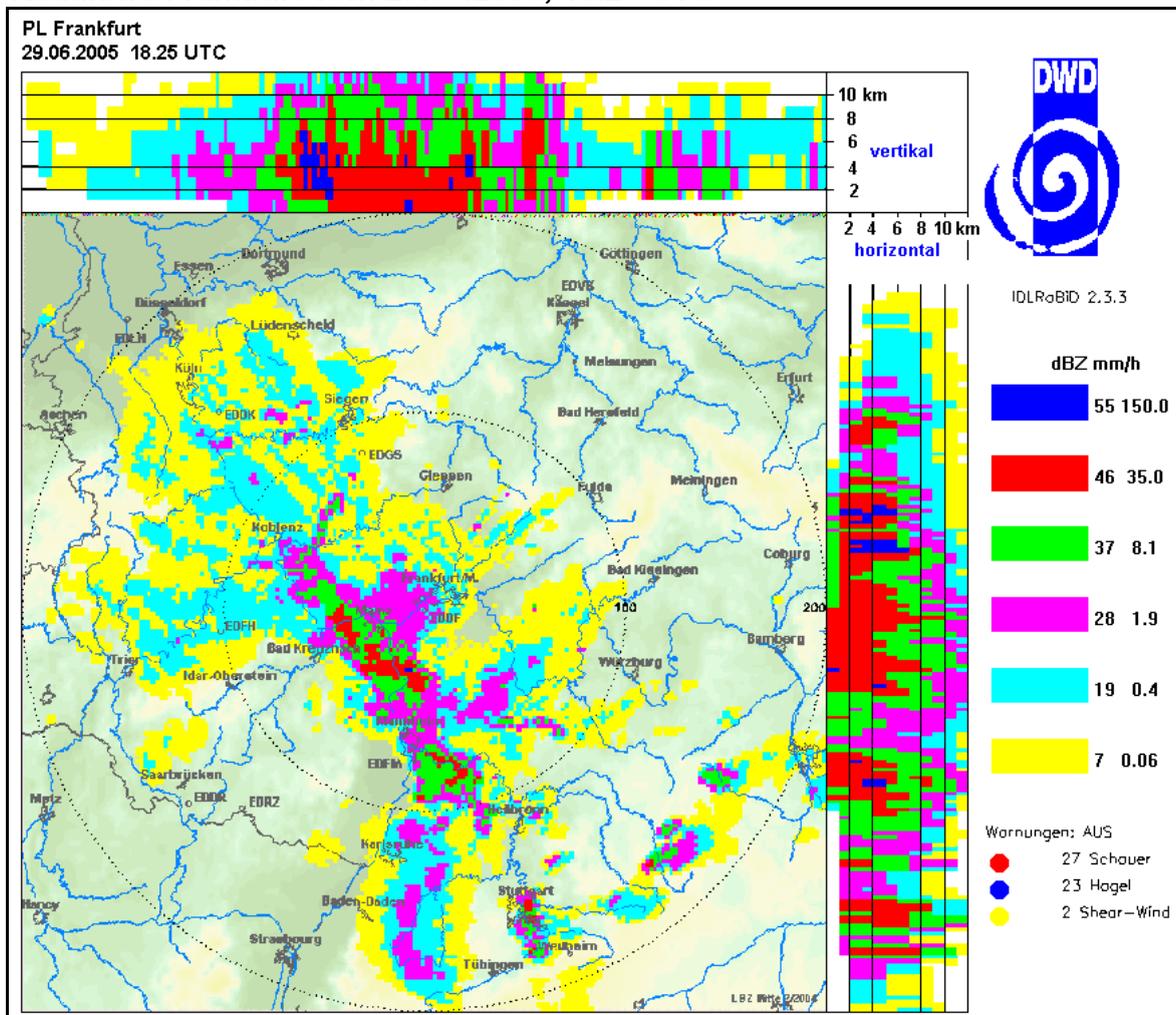


Dreieich-Offenthal, 18.50 UTC

arcus : Böenkragen

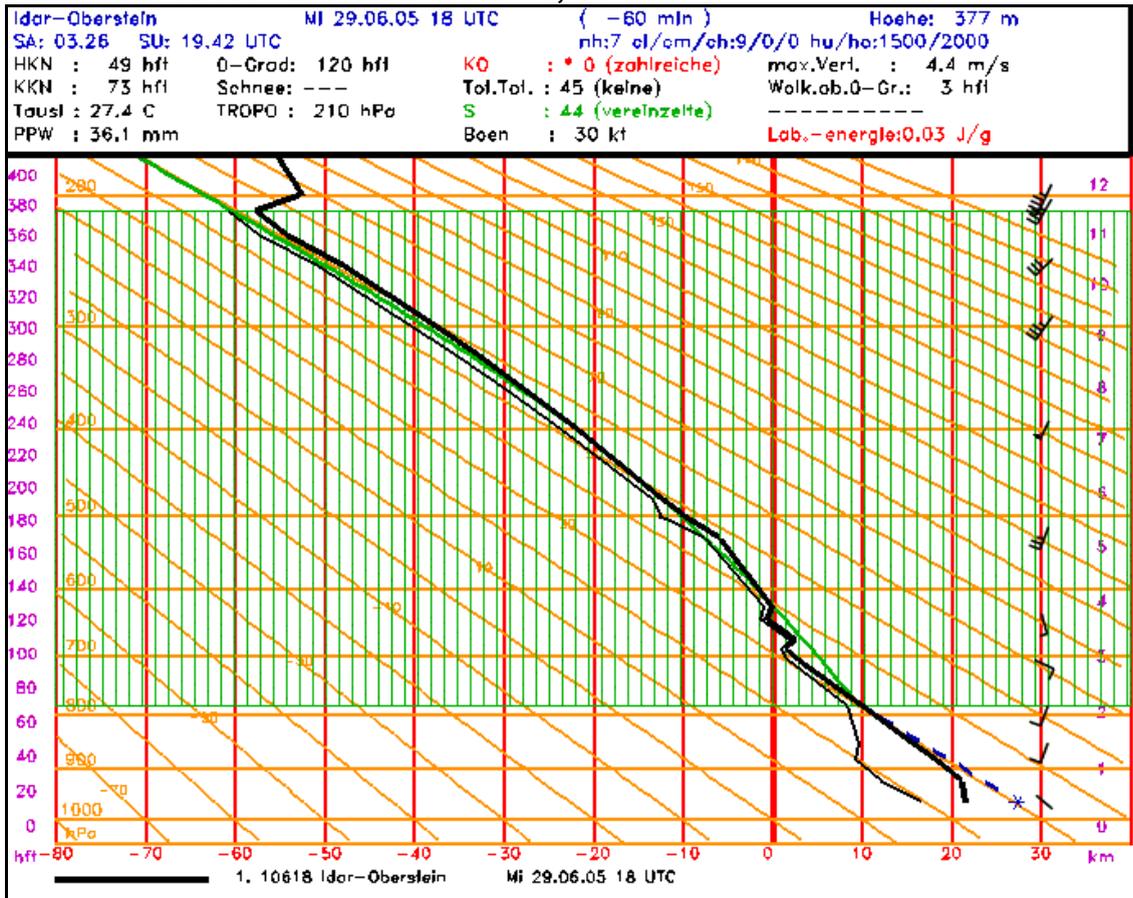
Bei Passage des Böenkragens traten kräftige Böen auf und der Regen wurde schlagartig intensiver.

b) Radarbild Frankfurt vom 29.06.2005, 18.25 UTC



West- und südwestlich von Frankfurt ist eine linienhafte Echo zu erkennen, das im Südwesten verbreitet eine Stärke von 46 dBZ aufweist. In diese bis über 8 km hochreichenden Starkechos sind vereinzelt Gebiete mit einer Echostärke von 55 dBZ eingelagert.

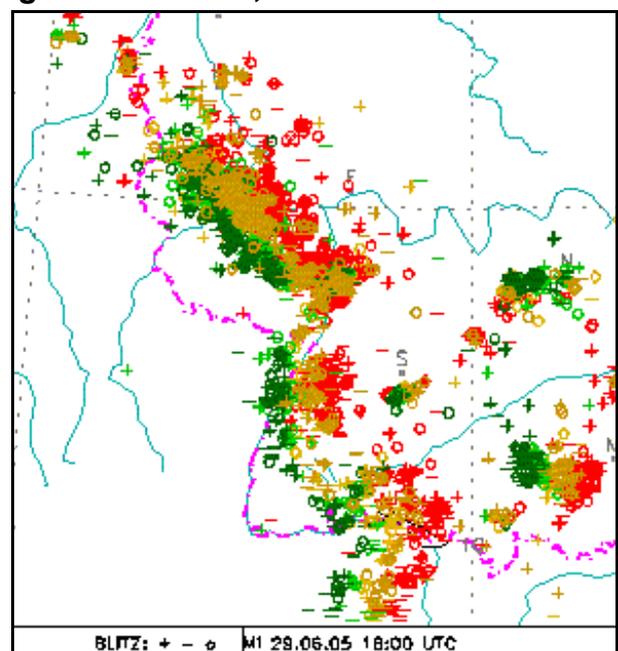
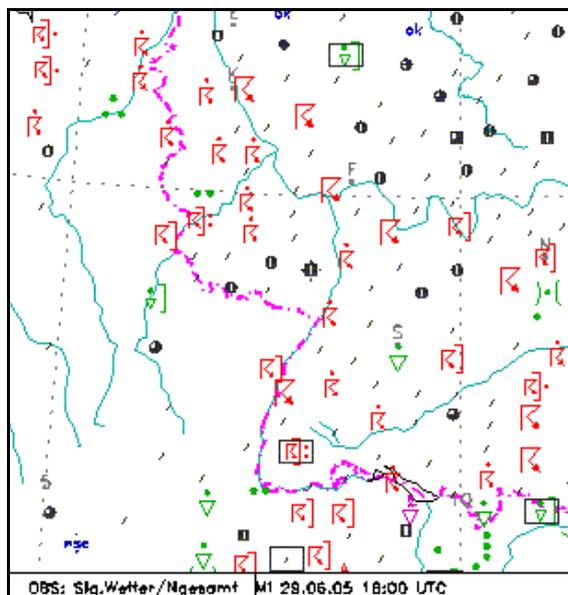
c) TEMP Idar-Oberstein vom 29.06.2005, 18 UTC



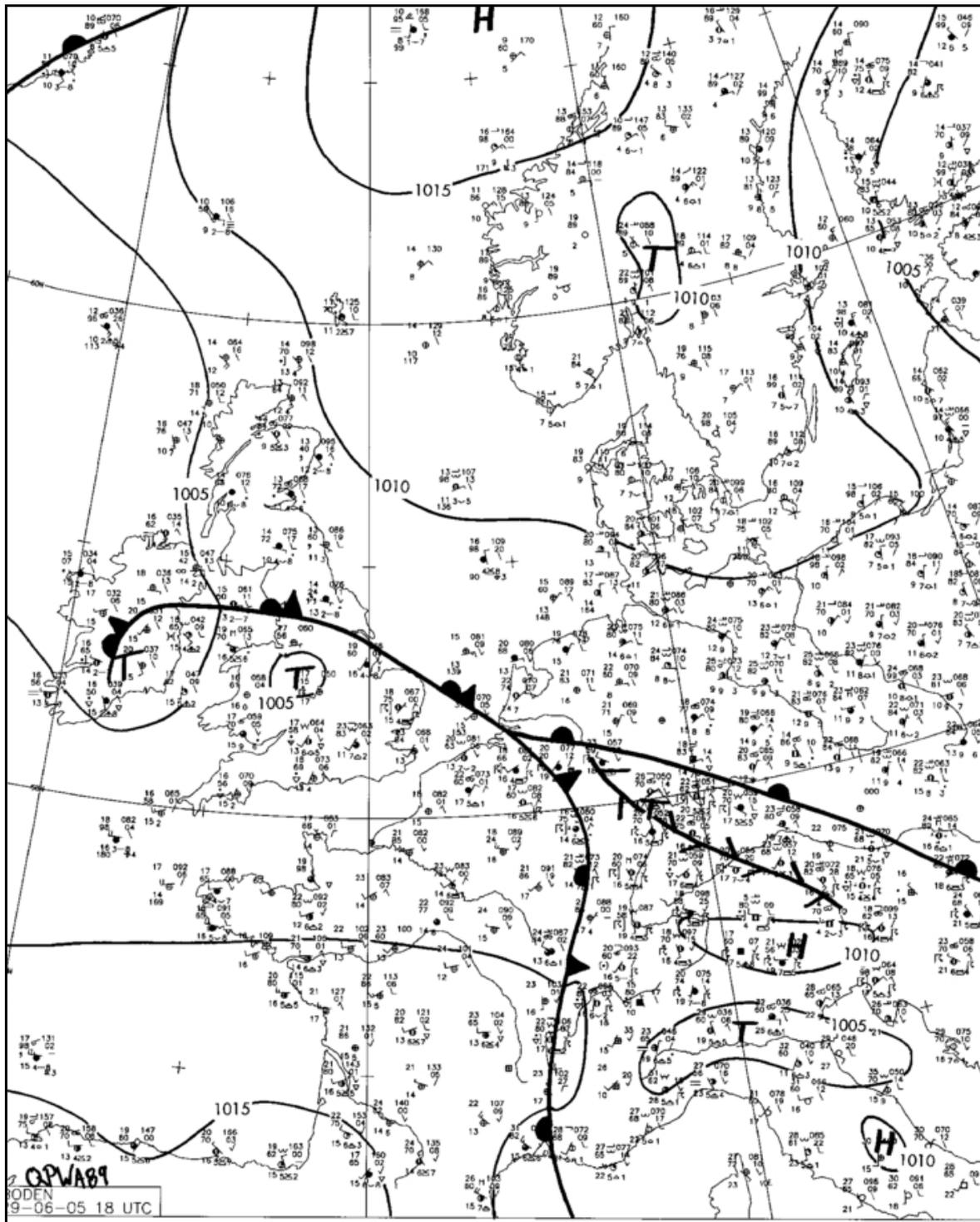
- Grüne ausgezogene Kurve : Feuchtadiabate
- Blau gestrichelte Linie : Trockenadiabate zum KKN
- Grün schraffierter Bereich : Schichtwolkenanalyse von MAP

Weil ich hochreichende Schichtbewölkung von etwa 7000 ft bis 38000 ft agl am 29.06.2005 nicht beobachten konnte und die *tp*-Zustandskurve des TEMP Idar-Oberstein ab 510 hPa bis zur Tropopause einen nahezu feuchtadiabatischen Verlauf mit einer geringen Taupunktdifferenz aufweist, vermute ich, dass die Radiosonde ab 500 hPa durch Cumulonimbuswolken geflogen ist.

d) Bodenwetter am 29.06.2005 und überwiegende Erdblitzes, 18 UTC



e) Bodenanalyse, 29.06.2005, 18 UTC



f) Wettermeldungen, Flughafen Frankfurt/Main 29.06.2005, 17.20 bis 21.50 UTC

EDDF 291720Z 04008KT 9999 FEW036CB SCT100 BKN250 26/18 Q1005
BECMG 25020G40KT 4000 TSRA BKN020CB=

EDDF 291750Z 03008KT 9999 FEW036 BKN110 26/18 Q1005 BECMG
25020G40KT 4000 TSRA BKN020CB=

EDDF 291820Z 03007KT 9999 -TSRA FEW036CB SCT060 BKN110 BKN140
25/18 Q1005 BECMG 28020G40KT 4000 TSRA BKN020CB=

EDDF 291850Z VRB03KT 9999 -TSRA FEW025CB BKN037 BKN100 23/20
Q1006 BECMG 28020G40KT 4000 TSRA BKN020CB=

EDDF 291920Z 22019KT 1800 +TSRA SQ BKN022CB BKN037 BKN100 18/18
Q1008 BECMG 6000 NSW=

EDDF 291950Z VRB01KT 6000 -TSRA FEW006 FEW025CB OVC050 18/18
Q1008 BECMG NSW=

EDDF 292020Z 24002KT 9999 -TSRA FEW006 FEW025CB SCT050 OVC068
18/18 Q1007 BECMG NSW=

EDDF 292050Z 29003KT 9999 FEW005 SCT060 OVC100 19/19 Q1007 RETS
NOSIG=

EDDF 292120Z 06002KT 9999 -RA FEW005 BKN080 OVC100 18/18 Q1007
NOSIG=

EDDF 292150Z 13003KT 9999 -RA SCT004 OVC080 18/18 Q1007 TEMPO
BKN004=

Literatur

- [1] Braham, R.R. : *The cloud physics of weather modification; University of Chicago (USA)*
- [2] Federal Aviation Agency : *Aviation weather for pilots and flight operations personnel; Department of Commerce USA, Washington D.C. 1965*
- [3] Federer, B. : *Aktuelle Probleme der Wolkenphysik; Meteorologische Rundschau 33 (April 1980)*
- [4] Hjelmfelt, M. R. : *Structure and Life Cycle of Microburst Outflows observed in Colorado; Journal of Applied Meteorology, Volume 27, 1988*
- [5] Höller, H. : *Mesoscale Organisation and Hailfall Characteristics of Deep Convection in Southern Germany; Physik der Atmosphäre, Vol. 67, No. 3, August 1994*
- [6] Jaeneke, M. : *Grundlagen, Daten, Hilfsmittel und Praxis von Kurzzeitvorhersage und Nowcasting sommerlicher Gewitterlagen; WDS Langen, Feb. 1993*
- [7] Kurz, M. : *Synoptische Meteorologie; 2. Auflage, Selbstverlag des DWD, Offenbach/Main 1990*
- [8] Liljequist, G.H., Cehak, C. : *Allgemeine Meteorologie; 3. Auflage, Friedr. Vieweg & Sohn, 1984*
- [9] Lindner, W. : *Die Unwetter vom 21. und 22. Juli 1992; Fallstudien von Konvergenzlinien innerhalb einer Gesamtdarstellung der Wetterlage; Diplomarbeit im Fach Meteorologie, Universität Karlsruhe, Nov. 1993*
- [10] Meteorological Office : *Elementary Meteorology; 2. Auflage, Her Majesty's Stationary Office, London 1978*
- [11] Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft : *Hagel; 1984*
- [12] Rakovec, J. : *Thunderstorms and Hail; Theoretical and Applied Climatology 40, 179 - 186 (1989), Springer Verlag 1989*
- [13] Stensrud, D.J., Fritsch, M. : *Mesoscale Convective Systems in Weakly Forced Large-Scale Environments. Part I: Observations; American Meteorological Society, Monthly Weather Review Vol. 121, 1993*
- [14] Tauscher, J. : *Ausbildungshilfe Gewitter; WDS Neustadt/W*
- [15] Williams, J. : *The Weather Book; Vintage Books, a Division of Random House Inc., New York, April 1992*
- [16] Dipl.-Met. J. England : *Flugmeteorologie; Dipl.-Met. H. Ulbricht VEB Verlag für Verkehrswesen, Berlin 1980*

- [17] *W D* : *Informationen zur Blitzortung; Abteilung Technik (Az.:T12/43.07.16/b3), 17.11.1995*
- [18] *Internet* : *<http://web.usatoday.com/weather>
<http://covis.atmos.uiuc.edu/guide/stormspotters>*
- [19] *Prince, Colin* : *Lawrence Livermore National Laboratory, USA Kalifornien*
- [20] *Tornado and Storm Research Organization (TORRO), England* : *Severe Storm Definitions; <http://www.torro.org.uk>, Aug. 1997*
- [21] *Severe storms* : *Dangers of Thunderstorms, Microbursts; Universität Illinois, USA; [http://ww2010.atmos.uiuc.edu/\(Gh\)/guides/mtr/svr/home.rxm](http://ww2010.atmos.uiuc.edu/(Gh)/guides/mtr/svr/home.rxm) Aug. 1997*
- [22] *Tornados* : *Severe Weather; <http://wvit.wvnet.edu/~djrobi>*
- [23] *Anderson, Kerry Lightning page* : *Frequently asked questions about lightning; Canadian Forest Service, Edmonton, Alberta, <http://wvit.wvnet.edu/~djrobi/>*
- [24] *Zajac, Bard A., Weaver, John F.* : *Lightning Meteorology 1: An Introductory Course on Forecasting With Lightning Data; Cooperative Institute for Research in the Atmosphere, Colorado State University, Fort Collins, Colorado*
- [25] *Internet* : *http://pc65.frontier.osrhe.edu/ms/williams/weath_students/stajanleeweather_site/hookechopage1.html*
- [26] *Sirvatka, Paul* : *Thunderstorms; College of DuPage Meteorology*
- [27] *Caracena, F., Holle, R.L., Doswell III, C.A.* : *Microbursts, A Handbook for Visual Identification; <http://www.cimms.ou.edu/~doswell/microbursts/Handbook.html>*
- [28] *National Center for Atmospheric Research* : *Hail; <http://www.ucar.edu/research/storms/hail.shtml>*
- [29] *mesolab.meas.ncsu.edu/~lilyn/lea713/Ch1_Note.doc* : *Introduction to Mesoscale Dynamics, Chapter 1 Overview*